

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

128878

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXV

1977 - 1978

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

128878

BUCUREŞTI
1980



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E

Ş E D I N T E L O R

VOL. LXV

(1977—1978)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

128878

BUCUREŞTI
1980



Institutul Geologic al României

CONTENU

	Page
1. Bucur C. I. Contributions à la connaissance de la tectonique de la partie externe du flysch crétacé entre les vallées Uzu et Moldova	23
2. Bucur C. I. Images structurales dans le flysch crétacé de la région de Covasna-Zăbrătău	34
3. Dicea O., Duțescu P., Antonescu F., Mitrea G., Botez R., Donos I., Lungu V., Moroșanu I. Contributions à la connaissance de la tectonique de la zone transcarpatique de Maramureș	49
4. Iancu Viorica, Apostol A. Corrélation entre la tectonique, les eaux minéralisées et le CO ₂ dans la zone de Covasna	68
5. Jipa C. D. Remarks on the molasse significance	71
6. Mihăilă N., Giurgea P., Ianc Rosette. Recherches hydrogéologiques et hydrochimiques dans le secteur danubien situé entre les localités Cetate-Plenița-Băilești	107
7. Năstăseanu S. New Images Regarding the Alpine Overthrusts from the Southern Carpathians	109
8. Nedelcu L. La lithostratigraphie et la tectonique des formations cristallines de la région de Cîrlibaba-Măgura (Carpathes Orientales)	143
9. Popa N. Gh. Recherches lithostratigraphiques et structurales entre la Vallée Corbu et les sources du ruisseau Șumuleu (Carpathes Orientales)	159
10. Săndulescu M. Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales roumaines avec les Carpathes ucrainiennes	163
11. Vodă A.I. La bordure orientale de la zone cristallino-mésozoïque entre Broșteni et Bicaz (Carpathes Orientales)	190



CUPRINS

Pag.

1. Bucur C. I. Contribuții privind tectonica părții externe a flișului cretacic dintră valea Uzului și valea Moldovei	5
2. Bucur C. I. Imagini structurale în flișul cretacic din regiunea Covasna-Zăbrătău	25
3. Dicea O., Duțescu P., Antonescu F., Mitrea G., Botez R., Donos I., Lungu V., Moroșanu I. Contribuții la cunoașterea tectoniciei zonei transcarpaticice din Maramureș	35
4. Iancu Viorica, Apostol A. Corelația dintre tectonică, apele mineralizate și CO ₂ în zona Covasna	55
5. Jipa C. D. Remarks on the molasse significance	71
6. Mihăilă N., Giurgea P., Ianc Rosette. Cercetări hidrogeologice și hidrochimice în sectorul dunărean cuprins între localitățile Cetate-Plenița-Băilești	79
7. Năstăseanu S. New Images Regarding the Alpine Overthrusts from the Southern Carpathians	109
8. Nedelcu L. Litostratigrafia și tectonica formațiunilor cristaline din regiunea Cîrlibaba-Măgura (Carpații Orientali)	129
9. Popa N. Gh. Cercetări litostratigrafice și structurale între Valea Corbu și izvoarele pîrului Șumuleu-Carpații Orientali	147
10. Săndulescu M. Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales roumaines avec les Carpathes ucrainiennes	163
11. Vodă Al. Bordura estică a zonei cristalino-mezozoice între Broșteni și Bicaz (Carpații Orientali)	181
Necrolog	193



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII PRIVIND TECTONICA PĂRTII EXTERNE A FLIȘULUI CRETACIC DINȚRE VALEA UZULUI ȘI VALEA MOLDOVEI¹

DE
ION C. BUCUR²

Flysch. Cretaceous. Tectonic unit. Overthrust nappe. The East Carpathians. The internal flysch zone: The Ciucului Mountains, Hăgihimăș East, Ceahlău, Stinișoara. The external flysch zone: The Neamțului Mountains.

Abstract

Contributions Concerning the Tectonics of the Cretaceous Flysch External Part between the Uz Valley and the Moldova Valley. The exploration of the region between the Uz Valley and the Moldova Valley, which represents the northern continuation within the East Carpathians of our research starting in the bending zone of the same structural catena, constituted an integral confirmation of the conclusions previously reached, regarding the justness of some structural images in the Cretaceous flysch external part. Unlike the previous papers and conceptions that reported three great Cretaceous flysch tectonic units (Ceahlău, Curvicortical, Audia), the new images, attested by macrofauna elements and geometrical dispositions, positively indicate that, between the Palanca-Teleajen unit (curbicortical) — Bucur, 1968 and the Audia unit, namely, between the western and northern extremities of the East Carpathians, can be followed the Macla-Zagon flysch unit and the Toroclej flysch unit, which have been separated into a new image by Bucur since 1964. It is also noticed that the Macla-Zagon unit disappears, in certain zones, under the advance of the Palanca-Teleajen unit, towards the exterior of the Carpathian geosyncline. The fact brings about a direct tectonic contact between the flysch of the Palanca-Teleajen unit and the Toroclej flysch giving the false impression that the Toroclej flysch represents the Aptian-Albian flysch base of the Palanca-Teleajen unit. Before the discovery of some macrofauna elements (*Douvilleiceras monile* Sow; *Puzosia subplanulata*

¹ Predată la 8 aprilie 1976, acceptată pentru publicare la 30 mai 1978, comunicată în ședința din 2 iunie 1978.

² Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București.

Schütt and *Inoceramus lusatiae* Andert) that, for the time being, attest the Albian-Senonian age of the Toroclej flysch, the ascription of the Toroclej flysch to the Palanca-Teleajen flysch base seemed justified, as there existed some lithological affinities between the Toroclej flysch and the black shales (Audia) on the one hand, and between the former and the Palanca-Teleajen flysch on the other hand. The remarks made in the present paper as well as other remarks provide the above specifications and enable now a better knowledge of the tectonics of the Cretaceous Flysch external part from the East Carpathians.

Introducere

În vederea verificării și extrapolării imaginilor geologice noi pe care le-am obținut mai întâi în regiunea Turia-Casini³ și apoi între văile Buzău și Covasna, ne-am continuat cercetarea în alte sectoare din Carpații Orientali, începînd de la valea Uzului și pînă în bazinul văii Moldovei.

Domeniul la care ne referim și anume partea externă a flișului cretacic, a fost intens cercetat în ultimele 6 decenii, rezultatele obținute pe parcurs, reflectînd concepțiile unor cercetători care s-au înscris cu un aport deosebit în cunoașterea geologică a catenei carpatiche. Din acest punct de vedere o prezentare sumară a opinilor exprimate anterior, este necesară atât pentru urmărirea cunoașterii geologice cît și pentru înțelegerea opțiunilor noastre cu privire la tectonica părții externe a flișului cretacic.

În această ordine de idei trebuie menționat că lucrările geologice din primele două decenii, reeditează concepția lui Uhlig (1903—1907) care din punct de vedere tectonic era adeptul existenței pînzelor de șariaj (beskidică și subbeskidică) în Carpați.

Dezvoltînd ideile lui Uhlig, Mrazec și Popescu-Voiteshi (1912—1914) fundamentează șariajele carpatiche pe ideea existenței unor pînze succesive pe direcția vest-est. După 1930, deși ideea pînzistă fusese acceptată (1927) ca metoda cea mai eficientă pentru deschiderea structurii acestui lant de munti, lucrările care au afectat apoi flișul cretacic, se realizează în acord cu concepția lui Macovei și Atanasiu (1931), autorii fiind adeptii structurii normale a formațiunilor de fliș din Carpați Orientali.

Confruntarea dintre aceste idei pro și contra existenței șariajelor carpatiche, a avut loc numai în perioada 1930—1940, întrucît unul dintre susținătorii structurii normale, Atanasiu, părăsește această opinie după 1940, acest autor fundamentînd apoi procesele de sedimentare și orogeneză în domeniul flișului paleogen.

Ideea șariajelor, limitată numai la domeniul de geosinclinal, este amplificată și extinsă după 1950, mai ales la formațiunile avanfosei carpatiche, oferindu-ne tot atunci și explicații tot mai plauzibile privind relațiile dintre pînzele de șariaj și unitățile subjacente. Datorăm acest

³ Această regiune a fost cercetată în vederea elaborării tezei de doctorat.

apoartă în special cercetărilor întreprinse de Dumitrescu (1952), Joja (1952), Filipescu (1955) și Băncilă (1958). Imediat după 1960 începe etapa elaborării unor lucrări de sinteză și lansării unor idei care se referă la ansamblul structural al întregului teritoriu al țării noastre, opiniile privind problemele stratigrafice și tectonice ale Carpaților Orientali, contribuind la înțelegerea acestui mare eșafodaj structural.

Aceste realizări aparțin multor geologi care și-au desfășurat activitatea sub îndrumarea lui Dumitrescu (1958—1962), Dumitrescu și Sandulescu (1968, 1971).

În sfîrșit perioada de după 1970, corespunde etapei confirmărilor și completărilor multor opțiuni anterior exprimate, prilejuind totodată elaborarea unor lucrări aparținând lui Sandulescu et al. (1971, 1973)⁴ sau Sandulescu (1975), ultimul autor încercând o corelare structurală a domeniului carpatic cu celelalte ramuri alpine învecinate.

Cadrul structural stabilit și acceptat aproape unanim în lucrări de dată recentă, atestă în flișul cretacic existența a 3 mari unități tectonice, puse în loc în diverse etape de diastrofism (începînd cu faza austrică și pînă în cea stirică nouă, inclusiv) aparținînd la două mari grupuri de pînze (Popescu Voitești, 1921), dacide (unitatea de Ceahlău) și moldavide (pînza flișului curbicortical și pînza de Audia) plus unitățile paleogene.

Acest punct de vedere a fost susținut de Popescu (1958), Băncilă (1958), Gherman (1959)⁵, Bucur (1961)⁶, Dumitrescu et al. (1962), Sandulescu (1965), Ștefanescu (1967—1969), Dumitrescu, Joja et al. (1971)⁷, Sandulescu et al. (1973)⁸, Sandulescu (1975) precum și de către alți autori.

Trebuie precizat că deși o serie de informații de teren sau mențiuni făcute în unele lucrări nu susțin integral această schemă structurală, în special în partea externă a flișului cretacic, toți autorii (inclusiv noi pînă în 1964) au considerat aceste date și informații ca aspecte litologice locale care nu influențează imaginile tectonice unitare mai sus menționate. Dintre aceste aspecte, vom cita (Băncilă, 1958) apariția uneori a argilelor roșii în flișul curbicortical de la nord de Tg. Secuiesc, intervenția unor pachete de argile negre în cadrul aceluiași fliș; sau a unor pachete de argile verzi în ceea ce se consideră ca zonă de afloriment a șisturilor negre.

Apariția unor noțiuni ca, strate de Zagon (Filipescu, 1957), seria de Macla (Popescu, 1958) — în zona de curbură carpatică și a stratelor de Toroclej, separate prima dată (Gherman, 1959)⁹ în valea Bicazului, a suscitat un deosebit interes datorită implicațiilor lor în tectonica părții externe a flișului cretacic.

⁴ Arh. I.G.G., București.

^{5, 6} Arh. I.P.G.G.H., București.

⁷ Arh. I.G.G., București.

⁸ Arh. I.G.G., București.

⁹ Arh. I.P.G.G.H., București.

Înaintea prezentării punctelor de vedere, lansate ulterior separării celor 3 tipuri de strate, trebuie să precizăm că stratele de Zagon sunt în accepțiunea lui Filipescu o entitate lito-stratigrafică foarte largă, întregul interval litologic cuprinzând succesiunile ce se pot urmări de la est la vest, începînd de la primele nivale ce se dispun peste gresiile glauconitice (Audia) și pînă la succesiunile cele mai externe ale flișului curbicortical, la stratele de Zagon fiind incluse chiar și unele pachete din cadrul ultimului tip de fliș.

În seria de Macla, Popescu (1958) descrie două tipuri principale de roci și anume un interval cu argile roșii, gros de aproximativ 100 m și un altul în care se individualizează alternanțe de argile negre cu argile verzi, alături de care apar gresii cu structură curbicorticală. În sfîrșit, stratele de Toroclej sunt alcătuite (Gherman, 1959)¹⁰ din alternanțe de argile negre și verzi la care se adaugă gresii curbicorticale, aceste depozite realizînd după acest autor îndințarea facială între flișul de Audia și cel curbicortical.

De remarcat, că autorul plasează aceste depozite în baza flișului curbicortical, limita lor externă corespunzînd traseului faliei interne.

Cercetările ulterioare întreprinse în diverse sectoare carpaticе prilejuiesc apariția unor lucrări în care se fac și alte mențiuni cu privire la cele 3 tipuri de strate menționate mai înainte.

Astfel, în zona de curbură carpatică Dumitrescu et al. (1968), Ștefănescu M. (1969), Sandulescu et al. (1973)¹¹ și Sandulescu (1974) menționează că flișul de Macla-Zagon de vîrstă albian-turoniană alcătuiește o unitate independentă care se plasează structural între flișul de Audia și cel curbicortical, autorii făcînd mențiunea că această unitate se limitează spre nord numai la zona de curbură carpatică. Aceiași autori plasează flișul de Toroclej, atribuit Neocomian-Albianului, în baza celui curbicortical, poziție în care se poate urmări, după autorii citați, între limita nordică a depresiunii Tg. Secuiesc și valea Bicazului.

La nord de valea Bicazului și la sud de valea Covasnei, cercetările executate pînă în prezent nu semnalează prezența flișului de Toroclej, precum și prezența flișului de Macla-Zagon între depresiunea Tg. Secuiesc și valea Moldovei, cu excepția lucrărilor noastre de după 1968. Ar mai trebui adăugat că dacă se au în vedere descrierile lito-litologice prezentate de Popescu (1958) și Ștefănescu (1965) pentru seria de Macla și de Filipescu (1955—1957) pentru stratele de Zagon denumirea compozită, fliș de Macla-Zagon este în accepțiunea noastră suficient de cuprinzătoare dar puțin definitorie mai ales din punct de vedere litologic. Înaintea prezentării rezultatelor la care am ajuns considerăm că sunt necesare cîteva precizări legate de flișul de Macla-Zagon, de flișul de Toroclej, precum și în legătură cu relațiile tectonice dintre aceste unități. Facem aceste mențiuni acum, pentru a

¹⁰ Op. cit. pct. 4.

¹¹ Op. cit. pct. 4.

nu mai reveni atunci cind vom prezenta geologia sectoarelor cuprinse între valea Uzului și valea Moldovei.

Flișul de Macla-Zagon. Existența acestor depozite la nord de depresiunea Tg. Secuiesc (bazinul pîriului Casin) a fost menționată prima dată de noi (1968—1969). Tot atunci am recunoscut profilele văilor Păpăuți, Chiruș, în lungul cărora, stratele de Zagon au o mare dezvoltare și am constatat că numai segmentul calcaros din cuprinsul acestor strate, care aflorează imediat la est de flișul curbicortical, se identifică cu flișul de Macla-Zagon (respectiv stratele de Cason) din bazinul Casinului, restul succesiunilor stratelor de Zagon reprezentând după noi flișul de Toroclej și stratele de Bota, ultimele depozite stînd în acoperișul gresiilor glauconitice din cadrul șisturilor negre. Trebuie să precizăm că atunci cind vorbim de fliș de Cason ne referim la o succesiune de strate ce se urmărește în bazinul pîriului Casin pe circa 350 km grosime, aceasta reducindu-se datorită avansării unității de Palanca-Teleajen pînă la dispariție, imediat la nord de pîriul Bela (afluent dreapta al văii mai sus amintite).

Din punct de vedere litologic la alcătuirea flișului de Cason iau parte depozite grezo-calcaroase, marnocalcare, marne și argile (în partea mediană a succesiunilor apar și argile roșii, uneori cu pete verzi) în alternanță repetată, grosimea fiecărui element litologic care participă la alcătuirea asociațiilor nedepășind 1 m, frecvent avînd la 20—50 cm grosime. De precizat că în baza succesiunilor flișului de Cason se întîlnește un pachet de maximum 10 m grosime, de breccii, în care se întîlnesc în amestec, marne, marnocalcare, gresii și argile lustruite. Formarea acestei zone brecificate o legăm de avansarea flișului de Cason peste cel de Toroclej, realizată de-a lungul unei falii pe care am denumit-o falia Macla-Zagon.

Cu aceste caracteristici litologice flișul de Macla-Zagon — respectiv stratele de Cason după noi — se poate urmări între depresiunea Tg. Secuiesc și valea Moldovei.

În ceea ce privește corelarea flișului de Cason cu seria de Macla (Popescu, 1958 și Ștefănescu, 1965), din descrierile prezentate de cel de-al doilea autor, reiese că el se poate paraleliza cu seria superioară (pachetul cu gresii verzi și argile vișinii plus șisturi negricioase) sau seria de Macla propriu-zisă (Vraconian-Cenomanian), restul succesiunilor menționate de Ștefănescu (1965) și Popescu (1958) reprezentând după noi flișul de Toroclej. De menționat că în bazinul pîriului Cason, flișul de Macla-Zagon a fost atribuit (Bucur, 1977) intervalului Albian terminal-Vraconian-Cenomanian, pe baza formelor fosile citate de Ștefănescu (1965), la care am adăugat informațiile paleontologice obținute de noi în acea zonă.

Flișul de Toroclej. Separat în 1959 (Gherman-Solcan)¹² și recunoscut ulterior în alte sectoare cu ocazia unor cercetări de detaliu

¹² Op. cit. pct. 8.

(Bucur, 1961)¹³ sau de sinteză, Săndulescu și Săndulescu (1965), Săndulescu et al. (1971—1973)¹⁴, Săndulescu (1975) datorită particularităților sale litologice și a implicațiilor structurale ce i se atribuie în unele lucrări, a făcut ca pînă în prezent să nu existe o unanimitate de opinii mai ales în legătură cu poziția sa structurală. Amintind numai că litologia acestor depozite a determinat pe Macovei (1923), Macovei și Tanasiu (1931) să afirme că de la Baremianul șisturilor negre la Aptianul flișului cretacic se realizează o trecere gradată și că unele particularități de litologie (argile negre intercalate între argile verzi) reprezintă după opinia lui Cernea (1952) fenomene de diageneză care după acest autor au afectat nu numai zona de trecere amintită mai sus ci întreg flișul cretacic, ajungând la perioada 1960—1964, cînd despre flișul de Toroclej se afirmă (Bucur)¹⁵ că reprezintă după asociațiile microfaunistice¹⁶ Baremian-Aptianul care realizează trecerea dintre șisturile negre la flișul curbicortical.

Săndulescu și Săndulescu (1965) consideră că flișul de Toroclej este de vîrstă neocomian-albiană, în baza succesiunilor aflând după acești autori un pachet de șisturi negre ce vor fi denumite mai tîrziu (Săndulescu et al., 1973)¹⁷ strate de Plăiesi. Trebuie adăugat că în accepțiunea ultimilor autori, flișul de Toroclej se plasează în baza flișului curbicortical, împreună participînd la alcătuirea stratigraphică a pînzei flișului curbicortical. La acest punct de vedere am subscris și noi începînd cu 1961 (la acea dată am realizat numai cartografierea flișului de Toroclej din valea Casinului, lucrul nerealizat anterior între valea Bicazului și valea Uzului) și pînă în 1964 cînd am reluat cercetarea regiunii Turia-Casin.

Rezultatele acestor cercetări (Bucur, 1970) ne-a determinat să afirmăm că între flișul de Palanca-Teleajen (curbicortical) și cel de Toroclej, în relații tectonice cu cele două tipuri de fliș, se află unitatea de Macla-Zagon, fapt care determină pentru flișul de Toroclej o individualizare stratigraphică și tectonică bine definită (Bucur, 1977). Legat de acest utim aspect, precizăm că datele macropaleontologice de care se dispune în prezent și anume: *Douvilleiceras monile* Sow. găsit de Aghiorghiesi în 1955 (Bâncilă și Aghiorghiesi, 1964); *Puzosia* sp. citată de Münz¹⁸ la nord de valea Trotușului și *Inoceramus lusatiae* Andert întîlnită de Bucur (1971) la nord de Plăiesi, atestă vîrstă albian-senonian inferioară pentru flișul de Toroclej cu mențiunea că este posibilă prezența unor termeni mai vechi decît Albianul care trebuie atestați numai de date macrofaunistice întrucât conținutul microfaunistic al stratelor de Toroclej este, după părerea noastră, nesemnificativ din punct de vedere cronologic.

¹³ Arh. I.P.G.G.H., București.

¹⁴ Op. cit. pct. 3.

¹⁵ Arh. I.P.G.G.H., București.

¹⁶ Op. cit. pct. 3.

¹⁷ Op. cit. pct. 12.

¹⁸ Arh. I.P.G.G.H., București.

În ceea ce privește litologia flișului de Toroclej este de remarcat faptul că asociațiile sunt simple, monotone, aproape fără excepție binare, remarcindu-se alternanța pachetelor de argile verzi cu cele negre, cărora li se asociază gresii cu structură curbicorticală și cu totul sporadic calcare sideritice. Precizăm că argilele negre predomină în jumătatea inferioară a succesiunilor (deci către flișul de Audia) în timp ce argilele verzi apar în procentaje crescînd sau devin predominante în asociațiile litologice superioare (către flișul de Macla-Zagon, sau către cel de Palanca-Teleajen, în cazul unui contact direct între acest din urmă și cel de Toroclej) echilibrul litologic realizîndu-se în partea mediană a zonei de afloriment a flișului de Toroclej.

În legătură cu stratele de Plăieșî separate de Sănduleșcu¹⁹, facem mențiunea că noi nu am întîlnit întotdeauna în baza flișului de Toroclej un pachet de argile negre urmăribile pe distanțe mari, sau mai exact spus în baza flișului de Toroclej pot apărea nu numai pachete de argile negre (strate de Plăieșî) ci și marne cenușii sau argile de aceeași culoare de grosimi variabile. De reținut că observația noastră vizează zone întinse ocupate de flișul de Toroclej între văile Uz și Moldova.

Unitatea flișului de Palanca-Teleajen la alcătuirea căreia iau parte depozite de vîrstă Aptian superior-Turonian (strate de Palanca-Teleajen, gresia de Cotumba-Tătaru, strate de Turia, strate de Lutu-Roșu) se delimitiază prin falia Lutu-Roșu în vest și falia Palanca-Teleajen în est, de-a lungul ultimei linii de șariaj, realizîndu-se un contact anormal între Aptianul superior-Albianul unității amintite mai sus și Cenomanianul unității de Macla-Zagon, juxtapusă către est celei de Palanca-Teleajen. Facem precizarea că în unele sectoare flișul de Palanca-Teleajen manifestă avansări importante către exterior, depășind nu numai unitatea de Macla-Zagon dar și o parte din unitatea de Toroclej. Existenza unor astfel de relații a condus la concluzia că în baza flișului curbicortical se dispune flișul de Toroclej, de vîrstă neocomian-albiană (după conținut și asociații microfaunistice), în acest fel argumentîndu-se în opinia unor autori trasarea mai exactă a faliei interne care în unele sectoare este dificil de sesizat în teren.

Între falia Palanca-Teleajen și ceea ce vom denumi falia de Macla-Zagon sîntem în prezență unității de Macla-Zagon în compoñență căreia intră depozite calcaroase de vîrstă Albian terminal (Ştefănescu, 1965) Vraconian-Cenomanian (și probabil termeni și mai noi aflați sub șariajul unității mai de la vest).

Relațiile tectonice anormale dintre flișul de Macla-Zagon și cel de Toroclej sunt susținute de contactul realizat de partea inferioară a flișului de Macla-Zagon de vîrstă albian-vraconiană după conținutul microfaunistic (Bucur, 1977) față de succesiunile superioare ale flișului de Toroclej în care este atestat macrofaunistic (inocerami) Senonianul inferior. În sprijinul acelorași relații și respectiv contact de falie, vine și existența breciilor tectonice din baza flișului de Macla-Zagon.

¹⁹ Op. cit. pct. 3.

În această ordine de idei vom preciza că falia de Macla-Zagon este riguros trasată acolo unde am întîlnit aflorimentele cu brecii. În plus, dat fiind faptul că ne găsim foarte aproape de fruntea șariajului flișului cretacic (linia Audia) aceasta constituie un alt argument în sprijinul existenței unor șariaje cu ampioare variabilă în spatele șariajului frontal, acesta din urmă aflat în poziția structurală (pornind de la linia Lutu-Roșu către est) cea mai coborâtă, în cadrul geosinclinalului se manifestă o continuă migrare către exteriorul său. Cât privește flișul de Toroclej vom menționa că între acesta și flișul de Audia sunt de asemenea relații tectonice anormale, uneori foarte avansate, fapt care face să dispară sub planul faliei Toroclej (exemplu bazinul văii Târcău) cute solz din flișul de Audia. În sfîrșit, la contactul cu flișul paleogen suntem în prezență liniei tectonice Audia al cărei șariaj către estul geosinclinalului carpatic, afectează succesiuni importante din cuprinsul flișului amintit, fapt necontestat de către toți cercetătorii cu excepția lui Filipescu (1955, 1957, 1967). Încheiem acest capitol menționând că în limitele acestui cadru structural vor fi prezentate rezultatele la care am ajuns între valea Uzului și valea Moldovei.

Date de stratigrafie și tectonică

Informațiile de care dispunem în prezent și concluziile la care am ajuns vor fi prezentate pe sectoare mai restrânse între care am realizat o bună corelativitate și implicit imagini geologice unitare. Sectorul valea Uzului-valea Trotușului, ne-a oferit posibilitatea primelor extrapolări spre nord a primelor rezultate la care am ajuns în bazinul văii Casinului. Cu această ocazie am constatat că unitatea de Palanca-Teleajen manifestă în continuare o avansare pronunțată către est, afectând în întregime flișul unității de Macla-Zagon și parțial și cel al unității de Toroclej. Precizăm că astfel de relații se întâlnesc începînd din valea Casinului (la sud de localitatea Plăieșii) și pînă la nord de valea Uzului, mai exact pînă sub culmea de separație dintre văile Uz și Ciobănuș unde reapare din nou flișul de Macla-Zagon.

Revenind în valea Uzului și urmărind profilul acestei văi din punctul Oclos către vest, se constată că Oligocenul, dezvoltat în facies de Pucioasa-Fusaru, prezintă înclinații normale către vest, fapt care demonstrează că aceste formațiuni intră sub șariajul unității de Audia. Unitatea de Audia are în această vale o dezvoltare redusă, din succesiunile sale cunoscute în alte zone, apărînd aici numai o parte care participă la alcătuirea litologică a două cute solz, restrînse în suprafață, în care se poate urmări orizontul argilelor roșii și verzi, gresiile glauconitice și pachetul șistos bazal.

Imediat la vest de flișul de Audia se urmărește pe o grosime de 250—275 m, flișul de Toroclej, reprezentat prin alternanțe de argile negre și verzi alături de care apar gresii curbicorticale.

După o foarte mică lacună de observație apar apoi primele aflorimente ale stratelor de Palanca-Teleajen, afectate de o serie de cute anticliniale și sinclinale cu înclinații în jur de 40° la flancuri.



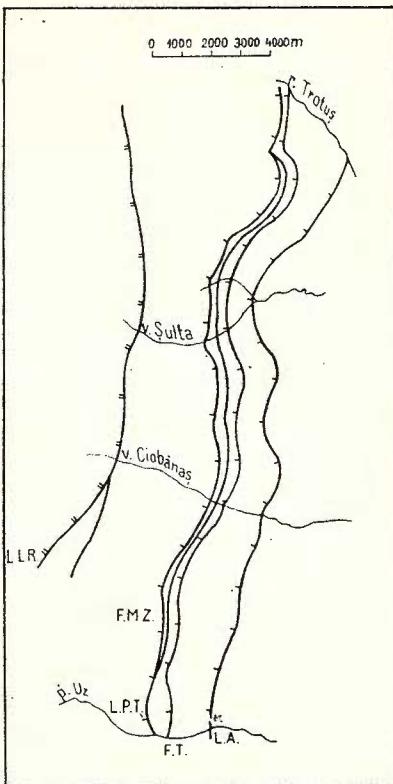
Reamintim că aceste cufe au o dezvoltare mare pe direcția nord-sud, ele putind fi urmărite pe mai mulți km. Valea Ciobănașului, amplasată imediat la nord de valea Uzului, datorită direcției sale transversale față de zona de afloriment a flișului cretacic și paleogen, oferă

Fig. 1. — Schiță tectonică a regiunii dintre valea Trotuș și valea Uzului.

1, L.L.R. Linia Lutu-Roșu ; unitatea de Ceahlău ; 2, L.P.T. Linia Palanca-Teleajen ; unitatea de Palanca-Teleajen ; 3, F.M.Z. Falia Macla-Zagon ; unitatea de Macla-Zagon ; 4, F.T. Falia Toroclej ; unitatea de Toroclej ; 5, L.A. Linia Audia ; unitatea de Audia.

Esquisse tectonique de la région située entre les vallées Trotușului et Uzului.

1, L.L.R. Ligne Lutu-Roșu ; unité de Ceahlău ; 2, L.P.T. Ligne Palanca-Teleajen ; unité de Palanca-Teleajen ; 3, F.M.Z. Faille Macla-Zagon ; unité de Macla-Zagon ; 4, F.T. Faille Toroclej ; unité de Toroclej ; 5, L.A. Ligne Audia ; unité d'Audia.



de asemenea unele informații în legătură cu unitățile mai sus amintite. Precizăm că existența unor suprafete ocupate de pornituri, face să nu putem urmări succesiuni mai complete ale unităților anterior menționate. Cu toate acestea, prezența unității de Audia este atestată de cîteva aflorimente în care apar pachete metrice de șisturi negre alternând cu gresii silicioase, într-un singur punct apărînd și calcare sideritice. De menționat că în porniturile care afectează șisturile negre apar bucăți de argile roșii. În schimb flișul de Toroclej este mai complet reprezentat, putîndu-se întîlni pachete metrice de argile negre alternând cu argile verzi și gresii curbicortice.

Informații în legătură cu flișul de Macla-Zagon se pot obține numai din trei aflorimente care insumează aproximativ 55 m grosime și în care se recunosc caracteristicile litologice întîlnite de noi în valea Casinului și anume : marnocalcare, greso-calcare, gresii drepte, cenușii-verzui, marne foarte calcaroase și argile cu tente cenușii închise. Ime-

diat în amonte de aceste aflorimente se interpune o lacună de observație după care apar primele aflorimente ale flișului de Palanca-Teleajen.

Așadar prezența flișului de Toroclej și de Macla-Zagon în valea Ciobănaș este atestată de suficiente date de teren.

Valea Sultei situată imediat la nord de valea Ciobănașului ne-a oferit posibilitatea și unei mai complexe informări asupra faciesului și relațiilor dintre unitățile de Palanca-Teleajen, Macla-Zagon, Toroclej și Audia.

Urmărind profilul acestei văi amonte de pîrîul Cotumbitei, se constată că între flișul de Toroclej și cel de Audia sînt relații tectonice anormale care se pot urmări începînd de la 150 m amonte de confluența pîrîului Cristaș cu valea Sulta către vest.

În acest punct se poate constata că ultimul termen al șisturilor negre, afectat de falia Toroclej este orizontul argilelor roșii și verzi cu tufite (Cenomanian inferior) ce apare pe versantul nordic al văii Sulta. Am semnalat acest detaliu încrucișat pledează atît pentru existența unei falii (Albianul flișului de Toroclej în contact cu Cenomanianul cantonat în unitatea șisturilor negre) cît și a șariajului flișului de Toroclej, determinînd reducerea sau dispariția unor cîte solz, situații care se vor reedita și pe afluenții vestici ai văii Tarcăului.

Flișul de Toroclej se poate urmări apoi către vest pînă la confluența văii Sulta cu pîrîul Burda Nouă. La această confluență apare un pachet de brecii tectonice alcătuite dintr-un amestec de marne, argile, gresii și grezo-calcare identice cu cele din baza flișului de Cason din valea Casinului.

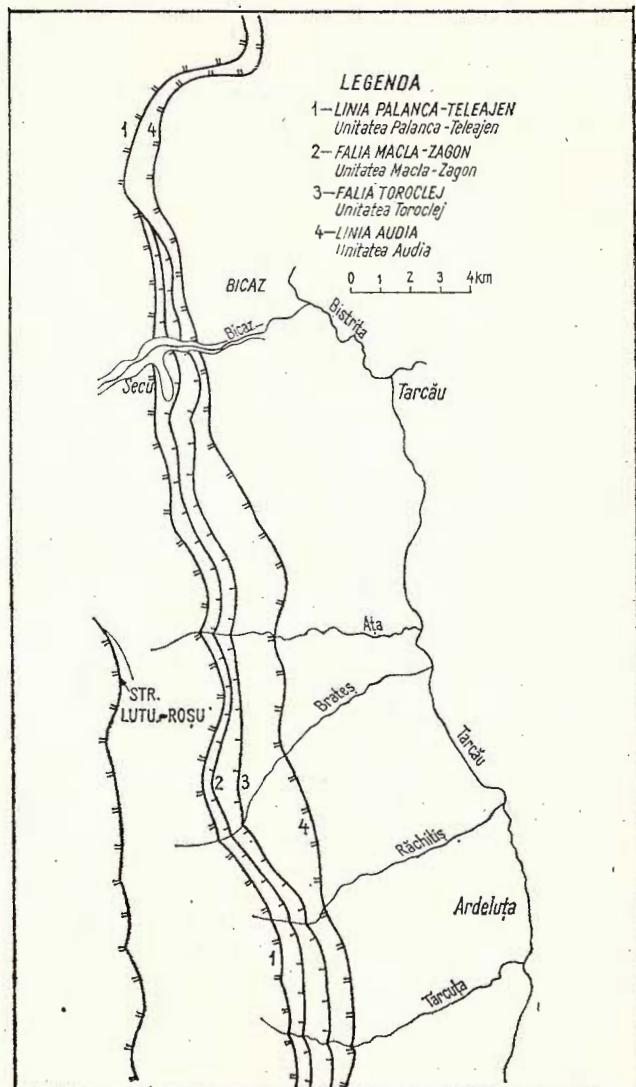
Date fiind geneza lor, sintem de părere că acest nivel reprezintă un argument pentru a susține avansarea flișului de Macla-Zagon peste cel de Toroclej. Peste brecii în valea Sulta se dispun apoi grezo-calcare, marnocalcare, gresii în lespezi drepte, gresii cu geode de calcit, în alternanță cu pelite eminamente calcaroase. Aceste depozite se urmăresc pînă în dreptul unei linii convenționale ce unește culmea lui Balint cu valea Sulta, loc în care apar și primele aflorimente ale unității de Palanca-Teleajen, după care valea traversează spre vest succesiuni litologice tot mai complete ale aceleiași unități.

Pentru datarea orizontului brecios am colectat cîteva probe, ale căror analize microfaunistice (I. Costea) au indicat prezența unor asociații frecvent întîlnite în Albian astfel: Proba 1 — *Dendrophryxa excelsa* Grybowski; *Hyperammina gaultina* Dam; *Kalamopsis grzybowski* (Dylazanka), *Bathysiphon vitta* Nauss; *Bathysiphon brosgei* Tappan; *Saccammina lathrami* Tappan; *Reophax minuta* Tappan, *Glomospira gordialis* (Parker & Jones); *Glomospira charoides* (Parker & Jones); *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orbigny); *Ammodiscus siliceus* Terguem; *Lituotuba incerta* Franke; *Recurvooides deflexiformis* (Noth); *Ammobaculites agglutinans* (d'Orbigny); *Ammodiscus aff. parvispira* Dam., *Trochammina globigeriniformis* (Parker & Jones); *Dorothia filiformis* (Berthelin); *Verneuilinoides bo-*

realis Tappan; *Tritaxaia pyramidata* Reuss; *Cystammina pauciloculata* (Brady); *Pseudobolivina variabilis* (Vasicek); dinți de pești. Proba 2 — *Dendrophrya excelsa* Grzybowski; *Reophax mi-*

Fig. 2. — Schiță structurală a regiunii valea Târcuța-nord de Bicaz.
1, L.P.T. Linia Palanca-Teleajen ; unitatea de Palanca-Teleajen ; 2, F.M.Z. Falia Macla-Zagon ; unitatea de Macla-Zagon ; 3, F.T. Falia Toroclej ; unitatea de Toroclej ; 4, L.A. Linia Audia ; unitatea de Audia.

Esquisse structurale de la région de la vallée Târcuța-nord de Bicaz.
1, L.P.T. Ligne Palanca-Teleajen ; unité de Palanca-Teleajen ;
2, F.M.Z. Faille Macla-Zagon ; unité de Macla-Zagon ; 3, F.T. Faille Toroclej ; unité de Toroclej ; 4, L.A. Ligne Audia ; unité d'Audia.



nuta Tappan; *Glomospira gordilais* (Parker & Jones); *Recurvoides deflexiformis* (Noth); *Cystammina pauciloculata* (Brady); *Dorothyia filiformis* (Berthelin); *Cenosphaera*; *Dictyomitria*. Proba 3 — *Dendrophrya excelsa* Grzybowski; *Hipocrepina depressa* Vasicek; *Bathysiphon brogei* Tappan; *Reophax minuta* Tappan; *Saccammina lathrami* Tappan; *Glomospira gordialis* (Parker &

Jones); *Glomospira serpens* (Grzybowski); *Glomospirella gaultina* (Berthelin); *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orbigny); *Ammodiscus cretaceus* (Reuss); *Ammodiscus siliceus* Terquem; *Recurvoides deflexiformis* (Noth); *Ammoboculites aff. parvispira* Dam.; *Verneuilinoides aff. borealis* Tappan; *Dorothia filiformis* (Berthelin); *Cystammina pauciloculata* (Brady); *Pseudobolivina variabilis* (Vasicek). Proba 4 — *Dendrophrya excelsa* Grzybowski; *Reophax lenticularis* Grzybowski; *Glomospira serpens* (Grzybowski); *Recurvoides deflexiformis* (Noth).

Situată geologică din valea Sulța se reeditează apoi identic în pîrîul Cotumbița.

Imediat la nord de această ultimă vale, flișul unității de Palanca-Teleajen manifestă o importantă avansare spre est, determinind disparația flișului de Cason și o mare parte din cîl de Toroclej; situația se poate urmări pe pîrîul Minăstirii și pîrîului Cotumba în dreptul satului cu același nume.

În continuare, la nord de Trotuș, flișul de Toroclej este menționat de M. Sandulescu și Jana Sandulescu (1965) și de lucrările în curs de elaborare (C. Dinu — teza de doctorat). Pentru această zonă mai adăugăm că flișul de Macla-Zagon este de asemenea prezent, afirmația noastră fiind susținută de descrierile de litologie făcute de K. Müntz și N. Burcea (1959)²⁰.

Rezultatele obținute pînă acum au reprezentat pentru noi un îndemn pentru a extinde cercetările în sectoare și mai nordice în Carpații Orientali, bazinul văii Tarcăului fiind cercetat în prima etapă.

Profilele transversale din sectorul Tărcuța-Bicaz au permis obținerea unor informații foarte utile descifrării tectonice a părții externe a flișului cretacic.

Primul profil cercetat a fost valea Tărcuța începînd din treimea sa superioară către amonte. Aici șisturile negre care ocupă o bandă lată de cca 750 m ele fiind implicate într-o cută solz, una din cele trei ce se întâlnesc imediat la nord de această vale.

La confluența pîrîului Tărcuța cu pîrîul Tian, am întîlnit primele aflorimente ale stratelor de Toroclej. Urmărind un mic affluent pe dreapta al pîrîului Tărcuța, situat la 150 m în amonte de confluența Tărcuța-Tian, se constată că primele aflorimente ale flișului de Cason respectiv primele aflorimente ale unității de Macla-Zagon apar chiar în punctul menționat mai sus. Aici se pot recunoaște în primul rînd brecii tectonice din baza unității, care suportă apoi alternanțe de grezocalcare, marnocalcare, gresii drepte, argile și marne foarte calcaroase. Aflorimentele se continuă pe tot cursul affluentului amintit, în firul apei întîlnindu-se mici fragmente de argile roșii. Către izvorul affluentului amintit se interpune o mică lacună de observație pentru ca apoi sub creastă să apară flișul de Palanca-Teleajen.

Succesiunea amintită se repetă și în profilul pîrîului Răchitișul, unde banda de șisturi negre devine mai lată datorită apariției de sub

²⁰ Arh. I.P.G.G.H., București.

planul de șariaj al faliei de Toroclej, a unei cute-solz, aparținând tot unității de Audia.

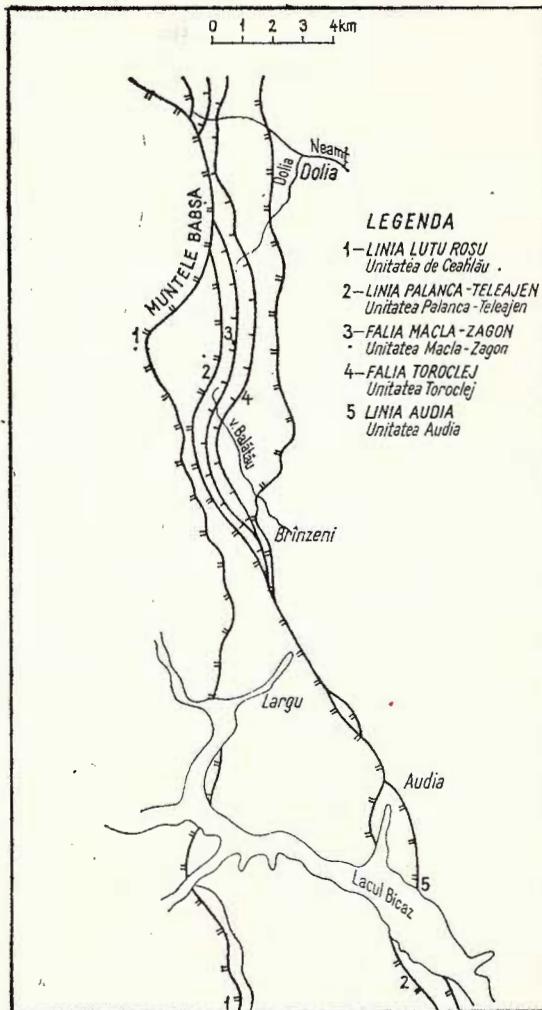
Pe pîriul Brateș, șisturile negre care acoperă o zonă largă de cca 2,5 km, sunt implicate în două cute solzi; peste cuta solz, de la

Fig. 3. — Schiță tectonică a regiunii Bicaz-valea Neamțului.

1, L.L.R. Linia Lutu-Roșu; unitatea de Ceahlău; 2, L.P.T. Linia Palanca-Teleajen; unitatea de Palanca-Teleajen; 3, F.M.Z. Falia de Macla-Zagon; unitatea de Macla-Zagon; 4, F.T. Falia Toroclej; unitatea de Toroclej; 5, L.A. Linia Audia; unitatea de Audia.

Esquisse tectonique de la région de Bicaz-vallee Neamțului.

1, L.L.R. Ligne Lutu-Roșu; unité de Ceahlău; 2, L.P.T. Ligne Palanca-Teleajen; unité de Palanca-Teleajen; 3, F.M.Z. Faille Macla-Zagon; unité de Macla-Zagon; 4, F.T. Faille Toroclej; unité de Toroclej; 5, L.A. Ligne Audia; unité d'Audia.



vest, disponindu-se în contact tectonic flișul de Toroclej. La 10,5 km de la confluența Brateș-Tarcău apar apoi primele aflorimente ale flișului de Macla-Zagon identice cu cele din valea Răchită și Tărcuța.

Și mai la nord, pe pîriul Ața, după ce se urmărește flișul paleogen, apoi flișul de Audia și de Toroclej, la cca 7 km amonte de confluența Ața-Tarcău, se întîlnesc din nou aflorimente ale flișului de Macla-Zagon într-o succesiune litologică aproape identică cu pîriul Tărcuța.

În vederea datării cît mai exacte, am colectat probe din aflorimentele flișului de Macla-Zagon atât din valea Târcuța cît și din valea Ața. Din analizele efectuate de I. Costea rezultă următorul conținut microfaunistic: *Dendrophrya excelsa* Grzybowski; *Hippocrepina depressa* Vasicek; *Saccamina lathrami* Tappan; *Hormosina aff. distans* Brady; *Glomospirella gaultina* (Berthelin); *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orbigny); *Reophax minuta* Tappan; *Haplophragmoides nonioninoides* (Ressus); *Haplophragmoides cf. chapmani* Craspin; *Recurvoides deflexiformis* (Noth); *Cystammina pauciloculata* (Brady); *Dorothia filiformis* (Berthelin); *Dorothia* sp.; *Gaudryina cf. tailleurii* (Tapan); *Hippocrepina depressa* Vasicek; *Glomospira serpens* (Grzybowski); *Pseudobolivina variabilis* (Vasicek); *Glomospira serpens* (Grzybowski); *Pseudobolivina variabilis* (Vasicek); *Hyperammina gaultina* Dam; *Hippocrepina depressa* Vasicek; *Trochamina globigeriniformis* (Parker & Jones); dinți de pești, la care se adaugă și concrețiuni neregulate de pirită.

Din cuprinsul acestei liste de forme bentonice aglutinante se remarcă formele de *Glomospira* ce caracterizează după Janai²¹, zone biostratigrafice din Albianul superior s. str. și Vraconian.

Profilul văii Secu, deși se înscrie cu un parcurs longitudinal, oferă totuși cîteva indicații privind litologia flișului de Toroclej, care se prezintă aci cu înclinări foarte mari, uneori strategie având o poziție verticală. Cît privește flișul de Macla-Zagon, acesta se localizează pe versantul vestic al văii Secu unde nu apar aflorimente în loc ci numai pornituri în care se pot recunoaște elemente litologice caracteristice descrise anterior.

Așadar observațiile din valea Tarcăului vin să completeze imaginile noi care au început să se contureze odată cu separarea flișului de Toroclej (Gherman și Solcan, 1959) și Sandulescu și Sandulescu (1965), iar în cazul de față odată cu separarea unității de Macla-Zagon și delimitarea exactă a flișului de Palanca-Teleajen s. str.

La nord de valea Bicazului unitatea de Palanca-Teleajen manifestă o nouă și importantă deplasare către exterior astfel că sub planul său de șariaj, dispar mai întîi unitatea de Macra-Zagon, apoi cea de Toroclej și chiar și mare parte din cea de Audia pînă în zona Hangu, unde o importantă retragere a flișului de Palanca-Teleajen determină reapariția unităților amintite. Aceste aspecte structurale se pot urmări cercetînd zona Largu-Bolătau din sectorul Neamț-Bicaz.

În valea Bolătau (pîrîul Brînzeni) în amonte de confluența sa cu pîrîul Largu, se întînesc mai întîi grezo-calcare și marnocalcare, aceste aflorimente (prin similitudine și paraleлизare) ne îndreptătesc să afirmăm că în cazul de față sănem în prezență unei succesiuni litologice asemănătoare stratelor de Cîrnău-Sticlău.

Cu toate acestea este posibil ca aceste aflorimente să aparțină unității sisturilor negre care se află probabil într-o poziție structurală

²¹ Arh. I.G.G., București.

mai coborită, fapt care determină apariția la zi numai a termenilor superioiri ai unității de Audia.

Dealtfel, nici în restul unității de Audia din pîrîul Brînzeni, dezvoltată imediat la vest și în amonte de aflorimentele descrise mai sus de la confluența Largu-Brînzeni, nu sîntem în prezență unor cute solz aşa cum este cazul în alte regiuni. Probabil aceeași poziție structurală determină o dezvoltare mare în suprafață a orizontului gresiilor silicificate.

La vest de unitatea de Audia apar apoi primele aflorimente ale stratelor de Toroclej, care se mai pot urmări în lungul acestei văi numai pe 150 m grosime, datorită existenței unei lacune de observație. La capătul actualului drum forestier situat la cca 2 km de la confluența văii, apar primele aflorimente ale flișului de Cason. Pe un mic affluent sudic al văii principale apar în firul apei și pe versanți, alternanțe de marne cenușii, moi, argile cenușii-verzui în care se întîlnesc intercalății de gresii micaferă, grezo-calcare cu numeroase bioglife, gresii cu geode umplute cu calcit. Apar de asemenea marne, mărunt stratificate, foarte calcaroase. Aceste secvențe se pot urmări pe distanțe de 10—30 m pînă în apropierea flișului de Palanca-Teleajen.

Rezultatele analizelor micropaleontologice ale flișului de Cason din valea Brînzeni nu sunt suficient de convingătoare, fiind identificate numai exemplare de *Hedbergella infracretacea* Glessner, specie care apare însă din Hauterivian și pînă la sfîrșitul Albianului s. l.

Afluenții pîrîului Neamțului și ai pîrîului Dolia oferă de asemenea o posibilitate de informare completă asupra litologiei și tectonicii unităților mai sus amintite. Unitatea de Audia este larg dezvoltată în bazinul acestor văi formînd două cufe solz ale căror succesiuni litologice încep cu pachete de șisturi bazale și se încheie cu orizontul argilelor roșii-verzui. Mai la vest apar primele intercalății ale flișului de Toroclej și în continuare aflorimentele flișului de Cason amintit.

În acest sector, linia Palanca-Teleajen care marchează fruntea șariajului unității, datorită unei noi avansări către est, face să dispară din nou sub planul de șariaj, unitatea de Macla-Zagon (flișul de Cason) și parțial unitatea de Toroclej.

În sectorul Gemenea-Suha, observațiile făcute asupra unităților de Macla-Zagon și Toroclej, constituie pentru noi o nouă confirmare a datelor obținute între valea Buzăului și valea Neamțului. În cuprinsul acestui sector, cercetarea noastră a început mai întîi în valea Ostra, între localitățile Ostra-Stulpicani.

La cca 2,5 km în aval de prima localitate, am întîlnit în malul estic al văii, o succesiune de strate care amintește perfect flișul de Cason, dar spre deosebire de alte regiuni, aici se dezvoltă pe o grosime mult mai mare. Deși nu se poate afirma cu certitudine, există totuși indicații că flișul de Cason, de pe această vale, este cutat și probabil afectat de falii.

Și aici ca și în alte zone sîntem în prezență unui fliș calcaros-argilos-marnos, care comportă o variată gamă de grezo-calcare și gresii

(pe hărțile geologilor petroliști această succesiune de strate este atribuită Cenomanianului). Remarcăm de asemenea frecvența gresiilor drepte-micafere pe un mic interval al succesiunii. În ideea existenței unor cufe (unele poziții de strat pledează pentru aceste aspecte struc-



Fig. 4. — Schița tectonică a regiunii valea Gemenea-valea Suha Mare.

1, L.C. Linia Centrală ; unitatea Centrală ; 2, L.L.R. Linia Lutu-Roșu ; unitatea de Ceahlău ; 3, L.P.T. Linia Palanca-Teleajen ; unitatea Palanca-Teleajen ; 4, F.M.Z. Falia Macla-Zagon ; unitatea Macla-Zagon ; 5, F.T. Falia Toroclej ; unitatea de Toroclej ; 6, L.A. Linia Audia , unitatea de Audia ; 7, a.r. argile roșii.

Esquisse tectonique de la région située entre les vallées Gemenea-Suha Mare. 1, L.C. Ligne centrale ; unité centrale ; 2, L.L.R. Ligne Lutu-Roșu ; unité de Ceahlău ; 3, L.P.T. Ligne Palanca-Teleajen ; unité de Palanca-Teleajen ; 4, F.M.Z. Faille Macla-Zagon ; unité de Macla-Zagon ; 5, F.T. Faille Toroclej ; unité de Toroclej ; 6, L.A. Ligne Audia ; unité d'Audia ; 7, a.r. argiles rouges.

turale) ar trebui ca asemenea pachete grezoase să se repete la ambele flancuri. Nu excludem posibilitatea existenței unor falii direcționale care complică structura acestor depozite în cazul de față fiind vorba de cufe-solz.

Pentru existența unor falii direcționale ar pleda și faptul că ne găsim nu departe de locul în care unitățile flișului cretacic se reduc în suprafață datorită avansării domeniilor situate la vest de flișul amintit.

Tot în valea Ostra se plasează și punctul în care Agheorghiesi a găsit un exemplar de *Douvilleiceras monile* Sow. specie a Albianului inferior. Recunoscind locul de colectare din teren se constată că el se plasează în flișul de Toroclej și nu în cel de Palanca aşa cum s-a afirmat la început și s-a preluat ulterior de alți cercetători (noțiunea de fliș de Toroclej nu se cunoștea în 1955).

În cuprinsul flișului de Toroclej se remarcă alternanțe de argile negre și verzi cu intercalații de gresii curbicorticale, primele aflorimente apărând la 550 m aval de confluența văii Ostra cu valea Gemenea.

Tot în zona Ostra am urmărit pe valea Brățara, stratele de Turia în apropierea faliei de Lutu-Roșu. Litologic aflorimentele acestor strate reeditează fidel stratotipul din valea Turia (I. Bucur, 1961)²² sau pe cele urmărite de noi între Turia și valea Bicazului, acestea din urmă corelindu-se cu orizontul marnos semnalat de I. Atanasiu și M. Sandulescu (1957)²³ în pîrul Ciughiș și cu orizontul marnos în acceptiunea lui Alexandrescu (1961—1966).

Revenind la problemele privind flișul de Cason și de Toroclej, menționăm că aceste formațiuni apar și în valea Negruleasa în cîteva aflorimente la marginea sudică a satului cu același nume. Flișul de Toroclej apare din dreptul poenii Bourul, spre sud, în timp ce flișul de Cason aflorează începînd din dreptul confluentei pîrului Lung cu pîrul Negruleasa, pufindu-se apoi urmări succesiuni mai complete către amonte.

În valea Suha Mare primele aflorimente ale flișului de Toroclej apar la sud de confluența văii Coliba cu pîrul Muncelului, mai exact pe un afloriment numit Fața Văii Colibei, în timp ce flișul de Cason respectiv unitatea de Macla-Zagon apare începînd de la confluența văii Coliba cu pîrul Muncelul în amonte, dar pe distanță redusă, datorită avansării spre est în sectorul muntelui Babșa, a flișului de Palanca-Teleajen.

În sfîrșit ultimele observații le-am efectuat pe valea Gemenea, unde, plecînd de la est la vest, se trece direct din șisturile negre la flișul de Cason (cel de Toroclej afîndu-se sub planul faliei Macla-Zagon) falie care la rîndul ei dispără foarte repede sub linia Palanca-Teleajen, aceasta din urmă putînd fi urmărită pe direcție numai pînă la est de satul Slătioarele.

La nord de Stulpicani-Slatioarele, unde dispar unitățile de Palanca-Teleajen, Macla-Zagon și Toroclej, am încercat să regăsim elementele litologice caracteristice acestor unități pe versanții nordici ai văii Moldovei, în dreptul orașului Cîmpulung.

²² Arh. I.P.G.G.H., București.

²³ Arh. I.G.G., București.

118 848



Profilul cîtorva mici afluenți situati la nord de această localitate nu ne-a permis reîntîlnirea cu litologia flișului de Palanca-Teleajen, Macla-Zagon și Toroclej. Aceleași constatări le-am făcut apoi în valea Sadovei al cărei profil a fost urmărit pînă la nord-vest de localitatea cu același nume. Continuîndu-se observațiile spre nord, am ajuns la aceleași concluzii și pe pîrîul Breaza (Fundul Moldovei) al căruia profil este bine deschis mai întîi în depozite de vîrstă barremian-albiene, pe aceeași vale întîlnindu-se în continuare depozite brecioase-calcaroase atribuite în unele lucrări Berriasian-Hauterivianului. Mai departe către est și pe același profil ne-a interesat segmentul grezos, atribuit Aptian-Albianului (A. Stoicescu - T. Filimon, 1956)²⁴ respectiv gresia de Răchitișu, bănuit de noi, a reprezentat un interval din flișul de Palanca-Teleajen, probabil un segment al gresiei de Cotumba-Tătaru. Observațiile unor aflorimente nu exclud o eventuală corelare a acestor depozite cu gresia de Cotumba-Tătaru.

În schimb la extremitatea nordică a satului Breaza, mai exact la 8 km nord de confluența văii Breaza cu valea Moldovei, apar, într-un afloriment pe cca 8 m grosime, stratele de Palanca-Teleajen s. str. Mai adăugăm că în cazul de față credem că nu suntem în prezență unor recurențe ale stratelor de Palanca în orizontul gresiei de Cotumba, aşa cum se întîmplă în multe alte locuri din Carpații Orientali, pentru că, ritmicitatea în cazul unor astfel de recurențe este foarte deasă iar elementele ritmurilor sunt de ordinul centimetrilor, ceea ce nu este cazul pentru aflorimentul mai sus amintit. În plus intercalările grezoase din cadrul ritmurilor au grosimi foarte mici și sunt foarte dure.

Pe direcție acest afloriment se poate extrapola către localitatea Moldova-Sulița și anume numai pînă la jumătatea distanței dintre această localitate și Breaza. De la acest punct către nord, flișul de Palanca-Teleajen se plasează în culmile muntoase de la est de Moldova-Sulița, îndreptîndu-se către granița de nord a țării.

În concluzie, menționăm că flișul unității de Macla-Zagon (Cason) se poate urmări în lungul Carpaților Orientali pînă la valea Moldovei, cel al unității de Toroclej între sud valea Buzăului și valea Moldovei și că unitatea de Palanca-Teleajen, în accepțiunea noastră, este prezentă în tot lungul acestei catene.

Pe direcția vest-est, unitatea de Palanca-Teleajen ocupă poziții interne, la exteriorul ei aflîndu-se unitatea de Macla-Zagon și în continuare spre est găsindu-se unitatea de Toroclej, care realizează un contact tectonic cu flișul unității de Audia aflat în partea cea mai externă a flișului cretacic.

Precizăm de asemenea, că între unitățile amintite sunt raporturi tectonice anormale (șariaje) și că un contact direct între flișul de Palanca-Teleajen și cel de Toroclej se realizează numai prin depășirea flișului de Macla-Zagon de către unitatea de la vest, respectiv flișul de Palanca-Teleajen.

²⁴ Arh. I.P.G.G.H., București.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr. (1966) Contribuții la cunoașterea flișului intern și extern din valea Bistriței. *D. S. Com. Geol.*, LIII/3, București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.
- Bucur I. (1969) Unele observațiuni privind flișul cretacic și paleogen dintre valea Uzului și Plăieșii. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4, București.
- (1970) Observații privind nomenclatura tectonică în flișul cretacic și paleogen din Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVII/5, București.
 - (1971) Evoluția concepțiilor de corelare structurală în flișul cretacic și paleogen din catena carpatică. *Bul. Soc. Geol.*, XIII, București.
 - (1977) Studiul stratigrafic și tectonic al flișului cretacic și paleogen dintre valea Turia și valea Casinului (nord Tg. Secuiesc), teză. Universitatea București. *Rev. Mine și Petrol* nr. 2, București.
- Dumitrescu I. et al. (1962) Harta tectonică a R.S.R. scara 1:200.000.
- , Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates Roumaines et leur avantpays. *Ann. Com. Geol.*, XXXVI, București.
- Filipescu M. G. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 6—7, București.
- Gherman J., Solcanu M. (1969) Tectonica șisturilor negre dintre valea Bicazului și valea Brateșului. *Acad. R.S.R., Bul. Soc. Geol., Geofiz., Geol. seria geol.*, t. 14, nr. 1, București.
- Joja T. et al. (1968) Harta tectonică a R.S.R., foaia Rădăuți, scara 1:200.000. *Inst. Geol.*, București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1931) L'évolution géologique de la Roumanie. Cretacée. *An. Inst. Geol.*, XVI, București.
- Mrazec L., Voitești I. P. (1912—1914) Contribuții la cunoașterea pînzelor flișului. *An. Inst.*, V, București.
- Murgeanu G. et al. (1961) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretace din partea internă a curburii carpaticice. *Asoc. Carp.-Balc. Congr.*, V, București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone de flysch dans la partie centrale de Carpathes Orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII, Sofia.
- Săndulescu M. (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali) (teză). *An. Inst. Geol., Geofiz.*, XLV, București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA TECTONIQUE DE LA PARTIE EXTERNE DU FLYSCH CRÉTACÉ ENTRE LES VALLÉES UZU ET MOLDOVA

(Résumé)

L'étude de la région située entre les vallées Uzu et Moldova, qui vient continuer nos recherches commencées dans la zone de courbure de la même catène, représente une confirmation intégrale de nos conclusions antérieures en



ce qui concerne la fidélité de certaines images structurales dans la partie externe du flysch crétacé. Par rapport aux travaux et aux conceptions antérieures, qui signalaient l'existence — dans le flysch crétacé — de trois grandes unités tectoniques (Ceahlău, Curbicortical, Audia), les nouvelles images, étayées des arguments d'âge et des dispositions géométriques, offrent la certitude qu'entre l'unité de Palanca-Teleajen (Curbicortical — I. Bucur, 1968) et l'unité d'Audia on peut poursuivre (entre les extrémités nord et ouest des Carpathes Orientales) l'unité du flysch de Macla-Zagon et l'unité du flysch de Toroclej, séparées et étudiées sous un nouveau jour par I. Bucur, dès l'année 1964.

On remarque également, vers l'extérieur du géosynclinal, que l'unité de Macla-Zagon disparait, dans certaines zones, sous l'avancement de l'unité de Palanca-Teleajen. C'est ce qui permet un contact tectonique direct entre le flysch de l'unité de Palanca-Teleajen et celui de Toroclej, en créant la fausse impression que le flysch de Toroclej représenterait la base du flysch aptien-albien de l'unité de Palanca-Teleajen. Jusqu'à la découverte de quelques nouveaux éléments de macrofaune (*Douvilleiceras monile* Sow.; *Puzosia subplanulata* Schütt et *Inoceramus lusatiae* Andert), macrofaune qui pour le moment atteste un âge albien-sénonien pour le flysch de Toroclej, il semble justifié de placer le flysch de Toroclej à la base de celui de Palanca-Teleajen, étant donné que quelques affinités de lithologie existent déjà entre le flysch de Toroclej et les schistes noirs (Audia) et entre le même flysch et celui de Palanca-Teleajen.

Le présent travail apporte donc les précisions mentionnées et en même temps il est une contribution à une connaissance approfondie de la tectonique de la partie externe du flysch crétacé des Carpathes Orientales.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

IMAGINI STRUCTURALE ÎN FLISUL CRETACIC DIN REGIUNEA COVASNA-ZĂBRĂTĂU¹

DE
ION C. BUCUR²

Flysch. Cretaceous. Tectonic unit. Overthrust nappe. The East Carpathians. The internal flysch zone. The Curving Mountains.

Abstract

Structural Images of the Cretaceous Flysch in the Covasna-Zăbrătău region. Our research in the Cașin Valley and Turia Valley (the region was examined for the drawing up of the thesis for a doctor's degree) entitle us to state that the tectonic images previously expressed, concerning the South Covasna Sector, have to be reconsidered. Keeping in mind these ideas, we specify that three tectonic units (the Ceahlău nappe, the Curvicortical flysch nappe and the Audia nappe) have been thought to exist in the Cretaceous flysch up to the present. Our researches carried out in this region as well as in other Carpathian sectors indicate that: 1. east of the Palanca-Teleajen nappe (the Curvicortical flysch nappe, in other papers) lies the Macla-Zagon nappe which can be followed along the East Carpathians and 2. east of the Macla-Zagon nappe lies the Toroclej nappe (which had been previously thought to belong to the Curvicortical flysch base). This geological image, supported by lithostratigraphic data, was first established in the basin of the Cașin Turia Valley, then between the Buzău and Covasna Valleys and continued north of the Moldova Valley.

Introducere

Rezultatele cercetărilor geologice întreprinse de noi între 1961—1970, în partea externă a flișului cretacic din regiunea Turia-Cașin³, ne-au condus la concluzia că între unitatea flișului curbicortical și cea a șisturilor negre, imaginile tectonice anterior censeminate trebuie reconsiderate.

¹ Predată la 8 aprilie 1976, acceptată la 30 mai 1978, comunicată în sedința din 2 iunie 1978.

² Intreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 2, București.

³ Regiunea a fost cercetată în vederea elaborării tezei de doctorat.



În vederea realizării acestui deziderat, cercetările noastre s-au extins în alte sectoare din Carpații Orientali situate la nord și sud de regiunea amintită.

Am acordat prioritate zonei Covasna-Zăbrătău încrucișând aceasta se amplasează imediat la sud de bazinul văilor Turia și Casin și mai ales pentru că în legătură cu geologia acestei zone nu există unanimitate de opinii, deși de la debutul preocupărilor (Herbich, 1878) a trecut deja un secol. Apreciind rezultatele geologice obținute în ultimul deceniu și jumătate în această zonă, le vom acorda în consecință o atenție mai mare în această scurtă parte introductivă. Cu toate acestea nu putem să nu reamintim numele unor cercetători ca: Mrazec și Popescu-Voitești (1914); Preda (1925); Macovei și Atanasiu (1931); Murgeanu (1934); Filipescu (1936) și Atanasiu (1943, 1952) care au trasat primele jaloane geologice în zona flișului Carpaților Orientali și ale căror semnificații sunt de prim interes pentru zona de curbură carpatică. De asemenea trebuie să consemnăm apariția în deceniul 6 a unor lucrări aparținând lui Dumitrescu (1952), Joja (1952), Filipescu (1955), Băncilă (1958) și Popescu (1958) care au constituit puncte de plecare pentru lucrările de sinteză din perioada mai sus amintită.

Între concepțiile autorilor citați există multe puncte de vedere comune dar și deosebiri, unele chiar esențiale. Una dintre acestea se referă la delimitarea flișului cretacic intern care după Filipescu nu cuprinde și flișul șisturilor negre.

Același autor este de părere că stratele de Zagon cuprind, pornind de la șisturile negre la flișul curbicortical, toate succesiunile litologice dintre gresiile glauconitice și aflorimentele flișului amintit.

Băncilă (1958) în schimb apelind și la rezultatele cercetărilor lui I. Marinescu din perioada 1956—1957 din zona munților Buzău susține în acest sector: apartenența șisturilor negre la flișul cretacic intern; prezența Barremianului ca cel mai vechi termen cronostratigrafic și a Vraconianului ca cel mai nou din cadrul flișului de Audia; existența a trei mari pînze de șariaj care afectează flișul intern.

În același an Popescu (1958) menționează că pînza de Bratocea, unitatea seriei de Teleajen și cea a șisturilor negre sunt elemente dominante ale flișului cretacic intern. Autorul mai consemnează tot cu această ocazie că în partea cea mai externă a seriei de Teleajen apare o succesiune cu litologie schimbătoare față de restul succesiunilor seriilor amintite și conchide că în bazinul văii Teleajen se individualizează flișul de Macla care structural este legat de cel al seriei de Teleajen. Precizăm că flișul de Macla va genera ulterior (inclusiv în accepțiunea lui Popescu et al. (1961)⁴) o serie de opinii, una dintre acestea fiind inserată în lucrarea de față.

În lucrările de dată mai recentă, și anume pe harta geologică scara 1 : 200 000 a R.S.R. ca de altfel și pe hărțile ulterioare (Sandu-

⁴ Arh. I.G.G., București.

lescu et al., 1971—1973)⁵ precum și în lucrările elaborate de către un colectiv sub conducerea lui Dumitrescu și Sandulescu (1968, 1971, 1973) se consemnează existența unei pînze de Macla, amplasată între pînza flișului curbicortical și pînza șisturilor negre, dar care după acești autori se limitează în suprafață la zona de curbură carpatică.

Informații foarte detaliate cu privire la litostratigrafia și tectonica flișului de Macla le datorăm apoi lui Ștefănescu et al. (1965) care consideră că seria de Macla, de vîrstă Vraconian-Cenomanian este alcătuită din două pachete (șistos, neșistos-negricios la partea superioară și pachetul cu gresii verzi și argile vișinii) în baza succesiunii aflîndu-se după descrierile acelorași autori o litologie care se identifică, în opinia noastră cu flișul de Toroclej.

Tot Ștefănescu (1969) este de părere că pînza de Macla în unele zone poate fi intrasedimentată în Oligocen.

Încheiem această mică introducere cu precizarea că în legătură cu existența flișului de Toroclej nu se fac mențiuni în zona Covasna-Zăbrătău, ca de altfel în nici un alt sector din zona de curbură carpatică, continuitatea sa fiind limitată numai la sectorul dintre valea Bicazului și valea Casin-Turia, iar apartenența sa structurală la pînza flișului curbicortical fiind susținută în toate lucrările care s-au ocupat de tectonica flișului cretacic după 1959.

Date de stratigrafie și tectonică

Din următoarele considerente sectorul Covasna-Zăbrătău (fig. 1) prezenta pentru noi un deosebit interes întrucît: 1) în această regiune ne așteptam să regăsim sau nu imaginile structurale din sectorul Casin-Turia. De menționat că literatura geologică nu face vreo mențiune cu privire la extensia flișului de Macla-Zagon la nord de paralela localității Covasna, exceptând lucrările noastre din perioada 1968—1969, și a flișului de Toroclej la sud de depresiunea Brețcu; 2) la sud de Covasna au fost definite stratele de Zagon și tot aci, dar cu altă semnificație, stratele de Bota, ambele formațiuni făcînd obiectul unor opinii contradictorii; și 3) acest sector este unul dintre aceleia în care se pot urmări succesiuni complete atât în flișul de Audia cît și în flișul curbicortical.

Urmărind formațiunile de fliș care apar în bazinul văii Zăbrătău, începînd de la confluența sa cu rîul Buzău spre nord, am putut recunoaște existența unor formațiuni geologice ce aparțin din punct de vedere structural la patru unități și anume: Palanca-Teleajen (fliș curbicortical); Macla-Zagon (într-o accepțiune mai restrînsă în ceea ce privește flișul de Zagon); Toroclej în poziție structurală independentă față de pînza de Palanca-Teleajen; și flișul unității de Audia.

La alcătuirea unității de Palanca-Teleajen iau parte stratele de Palanca-Teleajen și gresia de Cotumba-Tătaru. Segmentul litostratigrafic

⁵ Arh. I.G.G., București.

cercetat de noi ne-a permis să recunoaștem în aflorimente și pe o distanță de cca 1,5 km amonte de confluența Zăbrătău-Buzău o asociatie litologică constituită din șisturi argilo-marnoase uneori satinate cu aspect

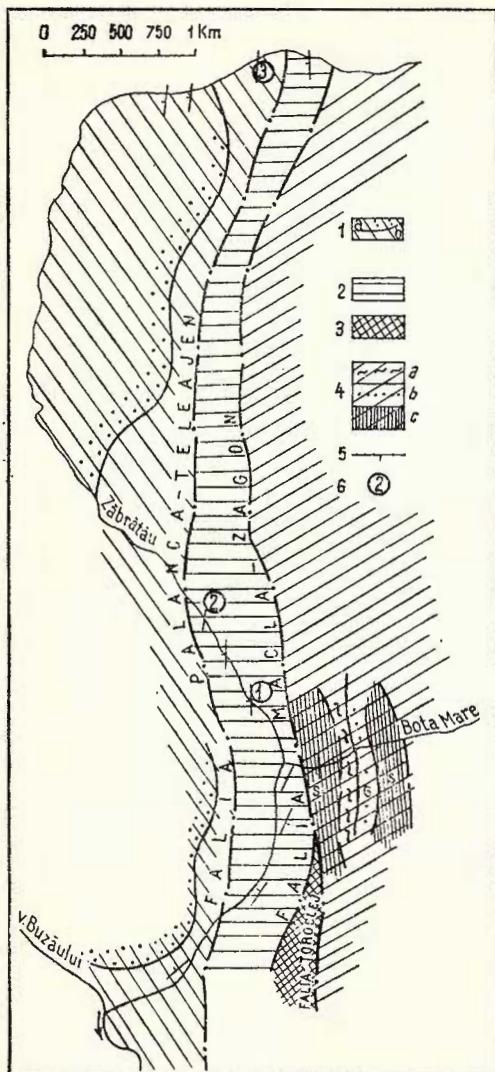


Fig. 1. — Schiță structurală a văii Zăbrătău.

1, unitatea de Palanca-Teleajen ;
a, gresia de Cotumba-Tătaru ;
b, strate de Palanca-Teleajen ;
2, unitatea de Macla-Zagon ; 3, unitatea de Toroclej ; 4, unitatea de Audia ;
a, argile roșii și verzi-strate de Bota ; b, gresii silicifiestate ;
c, șisturi negre ; 5, direcția și înclinarea stratelor ; 6, proba pentru analize microfaunistice.

Esquisse structurale de la vallée Zăbrătău.

1, unité de Palanca-Teleajen ;
a, grès de Cotumba-Tătaru ; b, couches de Palanca-Teleajen ; 2, unité de Macla-Zagon ; 3, unité de Toroclej ; 4, unité d'Audia ; a, argiles rouges et vertes, couches de Bota ; b, grès silicifiés ; c, schistes noirs ; 5, direction et pendage des couches ; 6, échantillons pour analyses microfaunistiques.

ardezian, alternînd cu gresii curbicorticale, aparținînd stratelor de Palanca-Teleajen considerate după macrofaună (Ștefănescu, 1965 și Jană Sandulescu, 1965) ca fiind de vîrstă Apitan superior-Albian. Probele colectate de noi în acest interval și analizate microfaunistic de Costea, au indicat următoarea asociatie : *Dendrophrya excelsa* Grzybowski ; *Bathysiphon brosgei* Tappan ; *Saccammina lathrami*

Tappan; *Reophax minuta* Tappan, *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orbigny); *Haplophragmoides gigas minor* Nauss; *Recurvoides deflexiformis* (Noth); *Ammobaculites agglutinans* (d'Orbigny); *Trochammina* sp. cf. *vocontiana* Morellade; *Dorothia filiformis* (Berthelin); microsclore de spongieri.

Remarcăm prezența formei *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, care caracterizează după Jana Ion (1975)⁶ o zonă la nivelul Albianului mediu, restul formelor întâlnite neavând o semnificație chronostratigrafică precisă.

Cel de-al doilea interval, gresia de Cotumba-Tătaru, a fost întâlnit în marea buclă făcută de valea Zăbrătăului. Primele aflorimente apar la 2,5 km amonte de confluența sa cu valea Bota Mare iar ultimele la 6 km amonte de aceeași confluență. În cazul de față suntem în prezență unor depozite de vîrstă Vraconian (Marinescu, 1962)-Cenomanian mediu (Bucur, 1977) alcătuite din gresii cenușii-albicioase cu bobul mediu-grosier alternând (în procentaje inegale) cu marne cenușii.

Unitatea de Macla-Zagon, menționată în această zonă și în lucrările anterioare, este separată de noi între flișul de Palanca-Teleajen și cel de Toroclej și nu între flișul curbicortical și flișul de Audia aşa cum se susține în lucrările anterioare. În această ordine de idei menționăm că flișul de Toroclej se află situat la est de zona de afloriment a flișului de Macla-Zagon și nu se dispune în baza flișului curbicortical, acestuia din urmă fiindu-i juxtapus flișul de Macla-Zagon. Aflorimentele cele mai caracteristice ale acestei din urmă serii pot fi întâlnite în special în valea Zăbrătău atât la sud de confluența sa cu valea Bota Mare cît mai ales la nord de aceeași confluență. Studiul aflorimentelor existente pe această vale ne-a permis să recunoaștem stratele de Cason, definite de noi la nord de Tg. Secuiesc (Bucur — 1968, 1969) cărora le corespunde aici secvența calcaroasă descrisă de Filipescu (1957) ca făcind parte împreună cu ceea ce denumim noi strate de Toroclej, din succesiunea stratelor de Zagon din segmentul vestic al zonei lor de aflorare.

În aflorimentele flișului de Cason din valea Zăbrătău au fost întâlnite grezo-calcare subțiri, ușor convolute, gresii drepte, marne calcaroase, marnocalcare precum și două intercalații subțiri de argile (silturi argiloase) roșii, litologie care se identifică cu seria de Macla, respectiv cu pachetele litologice de vîrstă vraconian-cenomaniană după M. Ștefănescu et al. (1965). Analizele microfaunistice executate de Costea pe probe colectate de noi au arătat următorul conținut: Proba 1 — *Dendrophrya excelsa* Grzybowski; *Bathysiphon brosgiei* Tappan; *Hippocrepina depressa* Vasicek; *Hyperammina gaultina* Dam.; *Saccammina lathrami* Tappan; *Reophax minuta* Tappan; *Reophax lenticularis* Grzybowski; *Lagenammina deflexiformis* (Brady); *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orbigny); *Lituotuba incerta* Franke; *Recurvoides deflexiformis* (Noth); *Cystammina pauciloculata* (Brady); *Hedbergella infracretacea*

⁶ Arh. I.G.G., București.

(Glaessner). Proba 2 — *Dendroprya excelsa* Grzybowski; *Hippocrepina depressa* Vasicek; *Bathysiphon brosgei* Tappan; *Proteonina cf. complanata* (Frank); *Saccammina lathrami* Tappan; *Reophax minuta* Tappan; *Glomospira gordialis* (Parkér & Jones); *Haplophragmoides gigas minor* Nauss; *Plectorecurvoides alternans* Noth; *Recurvoides deflexiformis* (Noth); *Ammobaculites aff. parvispira* Dam.; *Hyperammina gaultina* Dam.; *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orbigny); *Dorothia filiformis* (Berthelin); *Cystammina pauciloculata* (Brady); *Praeglobotruncana* sp.; microsciere de spongieri. După autorul menționat mai sus această asociație se întâlnește frecvent în Vracono-Cenomanian.

Unitatea de Toroclej a fost urmărită și separată de noi în valea Zăbrătău pe o zonă foarte restrinsă și anume la sud de valea Bota Mare și la est de valea Zăbrătăului. Cele cîteva aflorimente care anterior erau atribuite seriei de Macla ne-au oferit posibilitatea urmăririi unor alternanțe de pachete de argile negre și verzi, alături de care apar gresii curbicorticale. De remarcat că aci flișul de Toroclej se dezvoltă pe o suprafață redusă, datorită avansării flișului de Cason către exterior, realizind astfel un contact direct cu unitatea de Audia.

Unitatea de Audia întâlnită în valea Zăbrătăului și valea Bota Mare este alcătuită în mare parte din gresia de Siriu. La nivelul văii Bota Mare unitatea manifestă o tectonică mai avansată formind cîteva cute-solzi în care se pot recunoaște cu ușurință numai orizontul șistos și stratele de Bota.

Din punct de vedere structural datele enunțate pînă acum fac plauzibilă interpretarea prezentată în figura 2. Este evident că între Aptian-Albianul unității de Palanca-Teleajen și Vracono-Cenomanianul unității de Macla-Zagon nu pot exista decit relații de superpoziție anormală, materializate în poziția în pînză a primei unități pe cea de a doua. Argumente de același gen pledează și pentru relațiile structurale anormale dintre unitatea de Macla-Zagon și unitatea de Audia, acest contact direct fiind o consecință a avansării flișului primei unități către est, depășind pe cel de Toroclej, aflat în planul de șariaj amintit.

În valea Buzăului și mai ales imediat la sud de confluența Siriului Mare cu Siriul Mic, relațiile între unitățile amintite sunt de asemenea de șariaj, avansarea unității de Macla și de Palanca-Teleajen căpătind o amploare și mai mare fapt care face ca flișul de Toroclej și cel de Audia să fie în întregime acoperit prin șariaj de unitățile amintite, acestea realizând un contact direct cu flișul paleogen.

În sectorul Chiruș-Zagon (sud-Covasna) imaginea geologică pe care o oferim este esențial schimbăță față de lucrările anterioare, vom menționa mai întii că în lucrările anterioare nu se fac consemnări asupra prezenței flișului de Toroclej în acest sector, cu excepția lui Albu⁷ care separă o zonă de tranziție între flișul est-intern și cel de Audia. Același autor nu face vreo mențiune asupra flișului de Macla-Zagon între Covasna și pîrul Zagon. În plus în lungul anticinalului de la sud

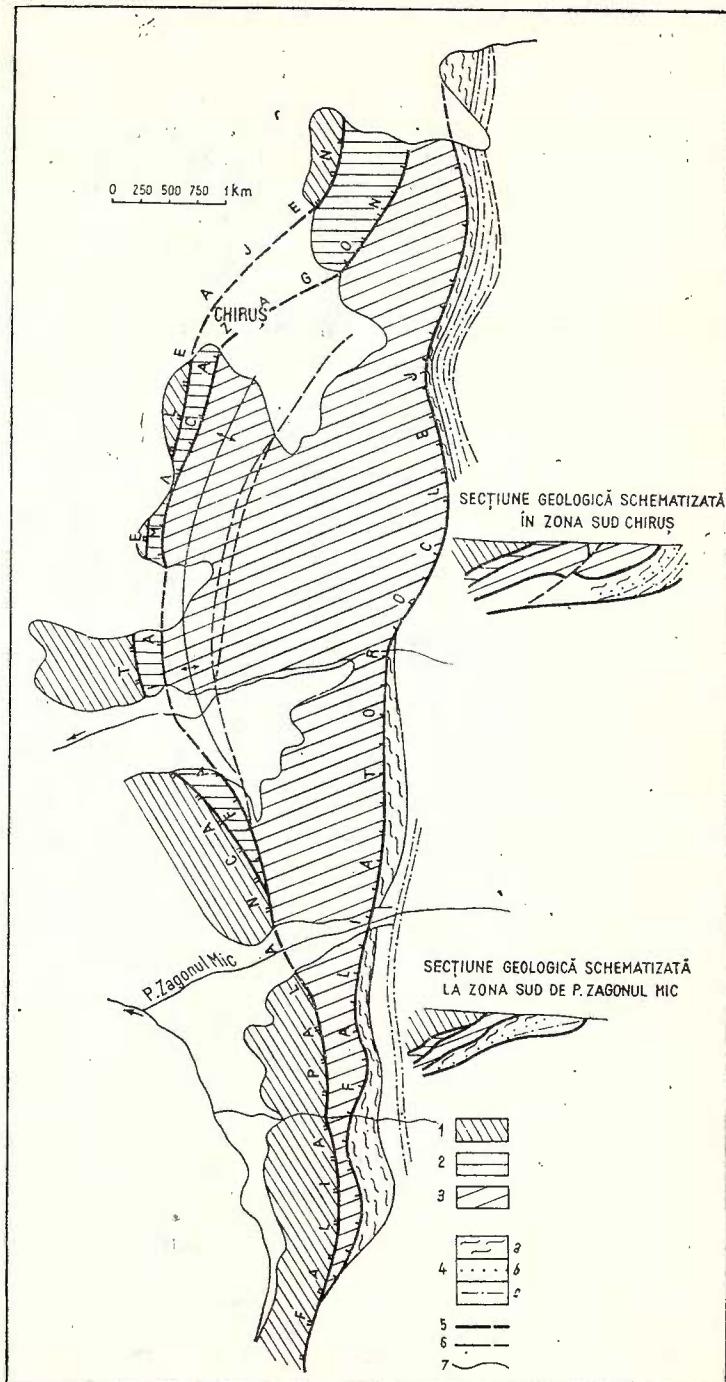
⁷ Arh. I.P.G.G.H., București.

Fig. 2. — Schiță tectonică a regiunii Chiruș-Zagon. Secțiune geologică schematizată în zona sud Chiruș. Secțiune geologică schematizată în zona sud de pîrîul Zagonul Mic.

1, unitatea de Palanca-Zagon ; 2, unitatea de Macla-Zagon ; 3, unitatea de Toroclej ; 4, unitatea de Audia ; a, orizontal roșu-verde ; b, orizontal grezos ; c, orizontal șistos ; 5, falie de încălecare ; 6, falie ; 7, limite geologice.

Esquisse tectonique de la région de Chiruș-Zagon. Coupe géologique schématisée dans la zone sud de Chiruș. Coupe géologique schématisée dans la zone sud du ruisseau Zagonul Mic.

1, unité de Palanca-Teleajen ; 2, unité de Macla-Zagon ; 3, unité de Toroclej ; 4, unité d'Audia ; a, horizon rouge-vert ; b, horizon gréseux ; c, horizon schisteux ; 5, faille de chevauchement ; 6, faille ; 7, limites géologiques.



de Chiruș, Albu separă o zonă restrânsă ocupată de șisturile negre ale unității de Audia, flancată de gresii glauconitice.

Pe foaia Covasna scara 1 : 200 000, Dumitrescu et al. (1968) consemnează că între flișul de Audia și cel curbicortical se poate urmări pînă în valea Zagonului, și în continuare către sud, flișul de Macla-Zagon. Șisturile negre ce ocupă axul anticlinalului de la sud de Chiruș sunt considerate de autorii hărții ca apărind într-o semifereastră tectonică de sub flișul de Macla-Zagon.

Cercetările noastre dintre Chiruș și Zagon scot în evidență faptul că flișul de Toroclej reprezentat prin alternanțe de argile negre cu cele verzi și gresii curbicorticale, ocupă o suprafață mare în această zonă. Între flișul de Toroclej și cel al unității de Palanca-Teleajen se poate urmări apoi flișul de Cason aparținînd unității de Macla-Zagon reprezentat prin depozite grezo-calcaroase și marno-calcaroase cu intercalări de argile roșii, ce se urmărește în pîrîul Păpăuți (pe ambii versanți) precum și pe drumul de creastă dintre Păpăuți și Chiruș.

Apariția unei benzi înguste de fliș de Cason la flancul estic al anticlinalului mai sus amintit, precum și atribuirea șisturilor negre din axul aceleiași cîtei a unității de Audia, complică situația structurală dintre Chiruș și Păpăuți, lăsînd loc mai multor variante de interpretare.

Această situație este generată de faptul că în zona axială și pe flancul estic al cîtei amintite apar foarte rare aflorimente care să permită concluzii univoce. În această ordine de idei, menționăm că prezența flișului de Cason la estul cîtei amintite ca și traseul falilor de la nord de Chiruș, ar sugera existența unei ferestre tectonice în alcătuirea căreia ar intra numai șisturile negre dar și flișul de Toroclej. Astfel de aspecte și relații tectonice, trebuie susținute și argumentate morfologic, situație despre care nu se poate vorbi în această zonă.

Acceptînd ipoteza că șisturile negre din axul cîtei amintite țin de unitatea de Audia, s-ar putea trage concluzia că zona de la sud de Covasna oferă cele mai concludente argumente pentru existența pînzelor de Toroclej și de Macla-Zagon, care evident trebuie să se înrădăcineze mult către vest, sub flișul de Palanca-Teleajen. Deși nu suntem împotriva unor astfel de relații, considerăm totuși că susținerea lor trebuie atestată de mult mai multe argumente (ipoteza în cazul de față justificîndu-se numai pe cîteva apariții de șisturi negre).

Acceptînd ideea existenței în această zonă a unor petece de acoperire, aparținînd unităților de Palanca-Teleajen și de Toroclej, aceasta presupune pentru unitățile amintite, șariaje de amploare mare, nesusținute însă de informațiile oferite de datele de teren, întrucît acest sector nu oferă aflorimente concludente pentru astfel de opțiuni.

În ceea ce ne privește și argumentînd pe baza datelor de teren de care am dispus, am considerat că șisturile negre din axul cîtei amintite, reprezintă o intercalărie mai groasă de argile negre ce aparțin flișului de Toroclej, situație care de altfel se poate întîlni și la alte nivele din cuprinsul aceleiași fliș. Am admis de asemenea că suprafața îngustă ocupată de flișul de Cason la flancul estic al cîtei, nu are semnificația unui petec de acoperire ci a unui martor de eroziune, desprinderea sa

de flișul de Cason de la flancul vestic al aceleiași cufe datorindu-se mișcării ascensionale în condițiile unei presiuni din profunzime către suprafață, conjugată cu intervenția unor obstacole-barieră contrare șariajului unităților din zona internă a curburii carpaticice.

Încheiem lucrarea de față cu mențiunea că la sud de valea Zagonul Mic, unitatea de Palanca-Teleajen manifestă o avansare către est, depășind flișul de Macla-Zagon (Cason) și realizând un nou contact (situație care se repetă și în alte sectoare carpaticice creind impresia că flișul de Toroclej se dispune în baza celui de Palanca-Teleajen), direct cu unitatea de Toroclej. Această avansare devine mai pregnantă la sud de pîrul Zagon unde flișul de Palanca-Teleajen realizează un contact direct cu cel de Audia. Situații similare se vor repeta tot mai frecvent, cu cît ne apropiem de bazinul văilor Siriu și Teleajen unde unitatea de Audia dispare complet sub flișul de Macla sau de Palanca-Teleajen.

BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I. (1943) Les facies du flisch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. *An. Inst. Geol.*, XXII, Bucarest.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ., București.
- Bucur I. (1977) Studiul stratigrafic și tectonic al flișului cretacic și paleogen din valea Turia și valea Casinului (Nord Tg. Secuiesc). *Rev. Mine și Petrol*, nr. 4, București.
- (1969) Unele observații privind flișul cretacic și paleogen dintre Valea Uzului și sud Plăieșii. *D. S. Inst. Geol.*, LVII/4, București.
- Dumitrescu I. et al. (1968) Harta geologică a R.S.R. Foaia Covasna sc. 1 : 200.000.
- , Săndulescu M. (1968) Problèmes structureaux fondamentaux des Carpathes Roumains et leur avant pays. *An. Com. Geol.*, XXXVI, Bucarest.
- Filipescu G. M. (1955) Cercetări geologice între Valea Buzăului și linia Cașin-Tușnad. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, 1950—1951, București.
- (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, nr. 6—7, București.
- Gherman J., Solcan M. (1969) Tectonica șisturilor negre dintre Valea Bica și Valea Brateș. *Acad. R.S.R., St. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geol.*, 14, 1, București.
- Joja T. (1952) Structura geologică a flișului marginal din regiunea Văilor Suha Mică și Suha Mare. *D. S. Com. Geol.*, XXXVI (1948—1949), București.
- Herbich Fr. (1878) Das Szeklerland mit berücksichtigung den angrenzenden Landesteile geologisch und paleontologisch beschrieben. *Mitt Jahr. K. Ung. Geol.*, Budapest.

- Macovei G., Atanasiu I. (1931) L'évolution géologique de la Roumanie Crétacée. *Ann. Inst. Geol. Roum.*, XVI, Bucarest.
- (1962) Asupra unei brecii sedimentare din flișul M. Buzăului. *D. S. Com. Geol.*, XLIII (1955—1956), București.
- Mrazec L., Popescu I. Voitești (1914) Contribuții la cunoașterea pînzelor flișului Carpathic. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, București.
- Murgeanu G. (1934) La nappe interne dans les environs de Comarnic. *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI, Bucarest.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balk., Congr. VII*, Sofia.
- (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B. S. G. F.* (VII), nr. 3, Paris.
- Ștefănescu M. et al. (1965) Contribuții la cunoașterea faunelor fosile din flișul cretacic dintre văile Teleajen și Ialomița. *St. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, X, 2, București.
- (1969) Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între Valea Doftanei și Valea Ialomiței. *D. S. Com. Geol.*, LIV (1966—1967), București.

IMAGES STRUCTURALES DANS LE FLYSCH CRÉTACÉ DE LA RÉGION DE COVASNA-ZĂBRĂTAU

(Résumé)

Nos recherches dans le bassin des vallées Casin et Turia (cette région a fait l'objet de notre thèse de doctorat) nous portent à affirmer qu'il faut reconsiderer les images tectoniques antérieurement présentées à propos du secteur sud-Covasna. Dans cet ordre d'idées, il est à préciser que, jusqu'à présent, on a considéré que dans le flysch crétacé on peut distinguer trois unités tectoniques (la nappe de Ceahlău, la nappe du Flysch Curbicortical et la nappe d'Audia).

Nos recherches dans cette région, ainsi d'ailleurs que celles effectuées dans d'autres secteurs carpathiques, mènent à la conclusion que : 1. à l'est de la nappe de Palanca-Teleajen (la nappe du Flysch Curbicortical dans d'autres travaux) se trouve la nappe de Macla-Zagon, qu'on peut poursuivre tout le long des Carpathes Orientales ; 2. à l'est de la nappe de Macla-Zagon on est en présence de la nappe de Toroclej (antérieurement ce dernier flysch était placé à la base du Flysch Curbicortical).

Cette image géologique, étayée des données lithostratigraphiques, a été rédigée par nous tout d'abord dans le bassin de la Vallée Casin-Turia, ensuite entre les vallées Buzău et Covasna et puis dans le prolongement jusqu'au nord de la Vallée de la Moldova.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA TECTONICII ZONEI TRANSCARPATICE DIN MARAMUREŞ¹

DE

OPREA DICEA, POMPILIU DUȚESCU, FLORIN ANTONESCU,
GHEORGHE MITREA, ROMULUS BOTEZ, IURI DONOS, VASILE LUNGU,
ION MOROȘANU²

Tectonic unit. Overthrust nappe. Flysch. Paleogene. Autochthon. The East Carpathians. The Transcarpathian flysch. Maramureş.

Abstract

Contributions Concerning the Tectonics of the Maramureş Transcarpathian Zone. This paper provides an analysis of the geological structure of the Maramureş Transcarpathian zone, marked by three tectonic units: the Botiza Nappe; the Lăpuş Nappe; the Maramureş Autochthon. The structure of the three tectonic units is discussed in detail, while the existence of the two overthrust units, north of the Dragoş Vodă fault, Botiza and the Lăpuş nappes, is argued. In the northern sector, the Botiza Nappe almost completely coincides with the "Petrova Block" (the map of the Geological Institute, scale: 1 : 200,000, 1968), while the Lăpuş Nappe, almost completely overlain by the Botiza Nappe advance, was individualized in the Neagra Mare—the Tisa river sector (east of Lunca at Tisa) where it coincides with the north-western extremity of the Petrova Block. The whole northern compartment of the Transcarpathian zone is considered to be dropped and tear faulted westwards along the most important ruptural element, namely the Dragoş Vodă fault. Several tectonic blocks with structural and lithofacial characteristics can be distinguished within the Autochthon. The southern boundary of the Transcarpathian area can be followed on the Preluca-Măgoaja-Strimbu-Salva-Feldru alignment, being confirmed as an uplift zone of the crystalline basement, during the Paleogene, by wells and seismic

¹ Predată la 12 decembrie 1977, acceptată pentru publicare la 31 mai 1978, comunicată în ședința din 28 aprilie 1978.

² Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București.



works. The Transcarpathian zone is considered to be a unit of the East Carpathians; the pienine klippe from Poiana Botizei are structurally connected with the pienine klippe zone of the Western Carpathians. As a matter of fact, these views are accepted by most geologists.

Într-o notă apărută în 1933, asupra raporturilor structurale dintre Carpații Orientali și Occidentali, Andrusov remarcă faptul că în regiunea Dragovo-Novoselița, klippele pienine au o poziție internă față de depozitele paleogene maramureșene. De aici, autorul a tras concluzia că, cordiliera Maramureșului ocupă o poziție externă față de prelungirea sud-estică a klippelor pienine. Observația lui Andrusov a condus la o concluzie paleogeografică și structurală majoră: Maramureșul aparține Carpaților Orientali.

De asemenea, Muratov (1947, 1949) consideră fosa Maramureșului ca o unitate a sectorului oriental carpatic, bazat pe faciesurile: pienin, al rocilor jurasice, de Puchov, al Senonianului și respectiv de fliș, al Paleogenului.

Datele obținute în perioada 1950—1956, de către Patruliș, Atanasiu, Bleahu, Dimitrescu; J. Hermann, 1952³; Ionesci, Motas și Mutihac, care au conturat pe de o parte flișul paleogen și pe de altă parte depozitele paleogene din zonele marginale, au fost interpretate în lumina acestei concepții. Afinitățile faciale ale Paleogenului din Maramureș, cu Paleogenul de Podhale pe de o parte și cu cel de Măgura-Tarcău pe de alta, i-au determinat pe Patruliș (1956) și Motas (1956) să considere fosa Maramureșului o unitate a Carpaților Orientali.

În privința structurii formațiunilor cretacic-paleogene din fosa Maramureșului, remarcăm faptul că raporturile anormale dintre depozitele senoniene și cele paleogene, din zona munților Lăpușului, semnalate de Schreter (1943), au fost ulterior conturate ca solzi cu vergențe sudice de Dimitrescu și Bleahu (1955), sau ca pînze de șariaj de Atanasiu (1956) și Mutihac (1956).

Ulterior, unitatea nordică este denumită „pînza Botizei“ (Dumitrescu, 1957), iar cea sudică „pînza Wildflyschului“ (Dumitrescu, 1957) sau „pînza Lăpușului“ (Patruliș et al., 1960). Tot în această perioadă (1952), J. Hermann⁴ denumește accidental tectonic care pune în contact cristalinul Rodnei cu sedimentarul paleogen de la nord, falia Dragoș Vodă.

Patruliș, Motas și Bleahu (1960), atribuie depozitele cretacic-paleogene din fosa Maramureșului „zonei flișului transcarpatic paleogen“ sau „depresiunii Maramureș“. Zona este împărțită în două sectoare, independente din punct de vedere tectonic prin intermediul faliilor Rodna și Iza. Sectorul sudic (munții Lăpușului) cuprinde două unități șariate spre sud — pînza Lăpușului (la sud) și pînza Botizei (la nord). Sectorul nordic, cu o structură simplă, cuprinde bazinile

³ Arh. I.P.G.G.H., București.

⁴ Op. cit. pet. 3.

Ruscova și Borșa. Partea centrală a zonei flișului transcarpatic, reprezintă un bloc tectonic ridicat, constituit din depozite eocene, și împins spre sud, est și nord, peste depozitele suitei de Podhale, dezvoltate în zonele periferice ale Depresiunii Maramureș.

În harta tectonică a României (Dumitrescu et al., 1962), Maramureșul este încadrat în fosa flișului transcarpatic, aceasta fiind considerată ca o unitate a Carpaților Orientali.

Arealul unității flișului transcarpatic, se extinde din zona văilor Vișeu și Iza spre sud și sud-est, prin munții Lăpușului și Bîrgăului, pînă în zona Vlădeni, la sud de munții Perșani. O bună parte din suprafața fosei se consideră a fi fost ulterior măscată de formațiunile neo-vulcanice ale lanțului Căliman-Gurghiu-Harghita.

În cadrul unității flișului transcarpatic, autorii disting următoarele zone cu caracter structural distincte :

- zona meridională (Bîrgău-Vlădeni) cu cute normale, uneori faliante ;
- zona Lăpuș (pînza Botizei și pînza Wildflyschului cu încălecări de cel puțin 5 km) ;
- zona Maramureșului cu tectonică rupturală influențată de fundamente.

Dumitrescu și Sandulescu (1968) restrîng arealul fosei Maramureșului la regiunile Maramureș și Bîrgău, acordîndu-i în cadrul sistemului orogenic carpatic, grad egal, cu moldavidele, cu dacidele, cu avantfosa și cu masivul median transilvan.

Se renunță la noțiunea de epieugeosincinal și se adoptă aceea de zonă transcarpatică.

Imaginea tectonică a zonei transcarpatice, înscrisă pe harta Institutului Geologic scara 1 : 200.000, foile Vișeu (1968) și Baia Mare (1967), este cu foarte mici modificări, identică cu cea prezentată de Patruliș et al. (1960). Astfel, sub raportul structurii se individualizează mai multe sectoare și anume :

- golurile Bîrgău și Borșa cu o tectonică simplă ;
- golul Ruscova, caracterizat printr-o structură în cute solzi, direjați NV-SE ;
- blocul Petrova la vest de falia cu același nume ; se consideră a fi un compartiment ridicat, care în timpul fazelor de diastrofism a determinat mișcări divergente și anume : spre est, solzii din golul Ruscovei, spre nord o încălcare de ampioare mai mare, iar spre sud, șariajele din munții Lăpușului ;
- sectorul munților Lăpuș, situat la sud de falia Izei și caracterizat prin cele două unități șariate — pînza Botizei și parautohtonul ei, pînza solz a Baicului (= pînza Wildflyschului = pînza Lăpușului).

Într-o lucrare publicată în 1971, Sandulescu distinge în ansamblul structural al zonei transcarpatice, pînza Botizei, pînza Wildflyschului, solzul Petrova și cuvertura post-tectonică a zonei cristalino-mezozoice. Cele două unități șariate și solzul Petrova, sănt corelate de autor cu zona klippelor pienine. Încălcarea dintre klippele pienine și klippele maramureșene este perfect coreabilă (după datele lui Beer



și Bîzova, 1967), cu solzul Petrova. Prin cuvertura post-tectonică a zonei cristalino-mezozoice, autorul înțelege acea parte din zona transcarpatică, ce ocupă munții Bîrgăului și Bazinele Tibăului, Borșei și Ruscovei.

În studiul munților Lăpușului, Bombiță (1972) separă la nord de masivul Preluca, două zone tectonice și anume :

— zona fosetă situată în sectorul nordic, caracterizată prin cele două unități şariate — pînzele solz (în accepțiunea autorului) ale Botizei și Lăpușului ;

— zona marginală (de bordură) — situată între fruntea pînzei — solz a Lăpușului și valea Suciului și caracterizată printr-o structură anticlinorie, care grupează numeroase cute minore, largi și simetrice, rezultate cel puțin în parte din mularea reliefului sau al structurilor fundamentului. Autorul contestă apartenența Maramureșului la Carpații Orientali, în opinia sa, acesta reprezentând sectorul nord-estic, scos la zi, al fosetă Maramureș-Szolnok, care a funcționat independent de Carpații Orientali și a avut o evoluție geologică proprie.

Ilieșcu et al. (1972)⁵, consideră Maramureșul o depresiune post-tectonică, intramontană, parțial intermontană, cu o evoluție determinată de Carpații Orientali și influențată de regiunile învecinate (masivul pannonic, bazinul Transilvaniei, Munții Apuseni). Structura actuală a bazinului este rezultatul unei îmbinări între elementele tectonice pli-cative și cele rupturale, care a avut ca efect compartimentarea bazinului într-o serie de blocuri, dintre care unele, în anumite momente, au avut o evoluție independentă. Autorii nu recunosc cele două unități şariate — pînzele de Botiza și Lăpuș — acceptate de ceilalți cercetători.

Muti hac și Ionescu (1975), consideră că zona transcarpatică cuprinde sub raport structural, două sectoare care corespund unor unități diferite și anume :

— zona klipelor și a flișului transcarpatic în componență căreia intră klippele de la Poiana Botizii și cuvertura lor senonian-paleogenă, în facies de fliș ;

— învelișul post-tectonic al zonei cristalino-mezozoice, constituit din formațiuni cretacic-superioare și paleogene în facies marginal, care aparțin zonei cristalino-mezozoice.

În opinia autorilor, zona klipelor și a flișului transcarpatic, formează „Pînza de Șetrev“, cu trei digitații : de Șetrev (inferioară), de Lăpuș și de Botiza (superioară), dezvoltate numai la sud de fală Izei. La nord de fală Izei, pînza de Șetrev apare decroșată și retrasă spre vest, continuindu-se la nord de valea Tisei, în Carpații ucrainieni.

Într-o lucrare de sinteză structurală a Carpaților, Sandulescu (1975) prezintă o schiță tectonică a zonei transcarpatice, în alcătuirea căreia include : cuvertura post-tectonică a dacidelor (slab deformată sau nedeformată), klippele pienine, inclusiv cele de la Poiana Botizei, solzul Dragovo-Petrova (pînza de Măgura ?), pînza de Botiza și pînza Wildflyschului. Remarcăm ideea corelării (este adevărat cu semnul în-

⁵ Arh. I.G.G., București.

trebării) a pînzei de Măgura cu solzul Dragovo-Petrova, considerat de același autor (1971) ca avînd o poziție mai internă, respectiv fiind încadrat în zona klippelor pienine.

În sfîrșit, într-o schiță tectonică a Carpaților, Săndulescu (1976) leagă, de data aceasta fără rezerve, unitatea de Dragovo-Petrova cu pînza de Măgura, pînza de Botiza și klippele pienine de la Poiana Botizii, fiind corelate cu zona klippelor pienine.

Din trecerea în revistă a principalelor idei privind structura zonei transcarpatice, se desprind două concluzii importante și anume :

a) apartenența paleogeografică și structurală a acestei zone la Carpații Orientali, este susținută de aproape toți cercetătorii care au abordat geologia Maramureșului după 1950 ;

b) recunoașterea, începînd cu anul 1956 a celor două unități șăriate, de la sud de falia Dragoș Vodă — pînzele de Botiza și Lăpuș, de către majoritatea covîrșitoare a geologilor români, care s-au ocupat de problemele structurale ale Maramureșului.

Cercetările foarte detaliate, executate de către geologii din cadrul I.P.G.G.H., în arealul zonei transcarpatice, în perioada 1970—1977, concretizate în peste 20 de rapoarte geologice și cîteva lucrări publicate, au condus la obținerea unei imagini structurale, în care apar unele elemente diferite de ceea ce s-a cunoscut și acceptat pînă în prezent. Astfel, sub raport tectonic, în cadrul zonei transcarpatice din Maramureș, s-au recunoscut și separat trei unități structurale, bine individualizate și anume :

A) Pînza de Botiza (Dumitrescu, 1957) ;

B) Pînza de Lăpuș (Patrulius, 1960, = pînza Wildflyschului, Dumitrescu, 1957, = pînza Baicului — harta Institutului Geologic, scara 1 : 200.000 — 1968) ;

C) Autohtonul maramureșan.

Raporturile dintre aceste unități sunt marcate prin linii de încălecare, cu contur caracteristic, care aduc în relații anormale, formațiuni de vîrstă diferite.

A) Pînza Botizei — reprezintă unitatea structurală superioară, individualizată printr-o importantă linie de falie, pe planul căreia depozitele cenomaniene, senoniene, paleocene și eocene, încalcă peste Oligocenul de la sud, est și nord-est. Ea este caracterizată prin depozitele cenomaniene, în faciesul marnelor verzi din pîriul Vărăştina (Poiana Botizii), senoniene în faciesul marnelor de Puchov, paleocene în facies argilos, eocene în facies marnos-argilos-grezos (la partea superioară cu gresia de Strîmtura-Voroniciu, de vîrstă Eocen superior-Oligocen inferior) și oligocen-miocen inferioare, în faciesul gresiei de Borșa. Lor li se adaugă klippele pienine, callovian-neocomiene, rabotate în baza unor solzi din cadrul pînzei sau în fruntea ei.

Fruntea unității, cu un contur sinuos specific pînzelor, se urmărește din cursul superior al riului Lăpuș (pîriul Strîmbu, Băiuț, unde dispără sub molasa miocenă, transgresivă și sub eruptivul neogen), spre

sud-est, prin pîraiele Văratecul, Botizul pe la sud de Higea Brînzii, pînă în pîriul Botiza și de aici spre est, prin pîriul Ieud, pînă în versantul stîng al pîriului Baicul.

Aici, pînza este puternic decroșată de falia Dragoș Vodă (= falia Iza, harta Institutului Geologic 1 : 200.000, 1968) și apare mult retrasă spre vest, în zona pîriului Poienilor, affluent stîng al pîriului Botiza.

Din această zonă, unde este mascată de molasa miocenă transgresivă, fruntea pînzei de Botiza, se urmărește pe un traseu nord—nord-est, în versantul stîng al pîriului Botiza, traversează rîul Iza aval de localitatea Șieu și apoi rîul Vișeu, aval de confluența cu pîriul Ruscova. La nord de rîul Vișeu, fruntea pînzei schimbă direcția, urmărindu-se pe un traseu vest—nord-vest, prin cursul inferior al pîriului Frumușeaua, rîul Vișeu (amont de confluență cu pîriul Bistra), prin pîriul Neagra Mare, pînă în pîriul Zodice (cursul superior — versant drept). În acest sector fruntea pînzei este mascată de un mic petec de depozite badeniene, urmărindu-se apoi cu o direcție nord—nord-est prin pîraiele Cornetu, Dumbrava, Lalu, pînă în versantul stîng al rîului Tisa, la vest de localitatea Lunca la Tisa.

Existența pînzei de Botiza la nord de falia Dragoș Vodă este susținută de :

- a) faciesurile Senonianului, Paleocenului, Eocenului și Eocenului superior-Oligocenului inferior (gresia de Strîmtura-Voronicu) identice cu cele dezvoltate în zona sudică, unde unitatea a fost definită ;
- b) prezența unor blocuri de calcare pelitomorfe, asemănătoare celor din klippele pienine de la Poiana Botizei, pe versantul sudic al dealului Țifera (sud de Lunca la Tisa) ;

c) raporturile anormale dintre depozitele senoniene și paleocene—eocene pe de o parte și cele oligocene din față, pe de alta, raporturi realizate de-a lungul unei linii cu contur sinuos, specifică pînzelor, sub care dispar solzii unităților din față.

În sectorul situat la nord de falia Dragoș Vodă, pînza de Botiza se suprapune în cea mai mare parte cu ceea ce era cunoscut anterior ca : „blocul Petrova“ (harta geologică, scara 1 : 200.000 Institutul Geologic, 1968), solzul Petrova (Sandulescu, 1971), pînza de Setrev (Mutihac și Ionesci, 1975). În dezvoltarea ei, pînza Botizei are două zone de avansare spre sud, în regiunea Poiana Botizei și Higea Brînzii. Valoarea încălcării este de 7—8 km în sectorul sudic și de cca 12—15 km, în cel nordic. Depozitele pînzei de Botiza prezintă o structură caracterizată prin cute solzi, cute anticlinale și sinclinale, cu flancurile, de regulă, faliate, dirijate vest-est în sectorul sudic, respectiv sud-vest—nord-est și sud-est—nord-vest în sectorul nordic (la nord de falia Dragoș Vodă), aproximativ paralele cu fruntea pînzei. Stratele prezintă adesea inclinări mari ($40-70^{\circ}$) și vergențe sudice (în sectorul sudic) respectiv estice și nord-estice, în cel nordic. Este de remarcat puternica tectonizare a formațiunilor pînzei Botizei din zona Poiana Botizei, unde în baza unor solzi și în fruntea unității apar depozitele callovian-oxfordiene și tithonic-neocomiene din klippele pienine.

B) **Pînza Lăpușului** reprezintă parautohtonul unității de Botiza, fiind marcată printr-o importantă linie de dislocație, pe planul căreia formațiunile senonian-paleocene și eocene ale pînzei, stau în relații anormale cu formațiunile de vîrstă oligocen-miocen inferioară ale autohtonului maramureșean.

Ca și pînza Botizei, a fost individualizată atât în compartimentul situat la sud de falia Dragoș Vodă, cît și în cel nordic. Pînza Lăpușului este caracterizată prin formațiuni de vîrstă senoniană, marnoase, cenușii (transformate prin acțiunea hidrotermală, legată de erupțiunile din Țibleș), în partea sudică, respectiv roșii și alburii, satinate în partea nordică, formațiuni eocene dezvoltate în facies argilos-grezos, cenușiu-verzui, cu secvențe conglomeratice în bază și grezoase la partea superioară și formațiuni de vîrstă oligocenă, în faciesul gresiei de Borșa, în baza căror se individualizează „Wildflyschul“ (= strate de Valea Carelor) din zona pîriul Ungureni-pîriul Roaia (zona sudică) respectiv formațiunea cu brecii (= strate de Valea Carelor) din zona Neagra Mare-Cornetu-rîul Tisa (zona nordică).

În sectorul sudic, fruntea unității se urmărește pe o direcție, aproximativ vest-est, din versantul drept al pîriului Strîmbu-Băiuț, unde dispără sub eruptivul neogen al Gutiiului, spre est, prin cursul superior al pîraielor Lăpuș, Roaia și Minget, pe la sud de vîrful Măgurița, pe la obîrșia pîriului Ieud, pînă în cursul superior al pîriului Baicul (izvorul Fundăului). De aici, fruntea pînzei ia o direcție aproximativ nordică, urmărindu-se prin pîriul Idișor, pînă în versantul drept al pîriului Bileasa (nord de vîrful Lazu Verdelui), de unde este decroșată spre vest de falia Dragoș Vodă.

Pe hărțile anterioare (Mutihac, 1956; harta Institutului Geologic, 1968; Mutihac și Ionesci, 1975 etc.) unitatea de Lăpuș apare figurată și la est de pîriul Bileasa pînă în versantul stîng al Văii Carelor. Trasarea unității în sectorul pîriul Bileasa-Valea Carelor, nu se justifică, fruntea ei evidențindu-se cu deosebită claritate în versantul stîng, firul și versantul drept al pîriului Bileasa, unde Eocenul în facies argilos-grezos, verde, încalcă peste strătele de Valea Carelor (care cuprind ca olistolite, pachete mari de marno-argile verzi cu intercalății de gresii în plăci), cu gresia de Birțu la partea superioară.

Cursul superior al pîriului Răchitișul și cursurile medii și superioare ale pîraielor Valea Largă și Bistrița, considerate, pe hărțile anterioare ca fiind ocupate de formațiuni eocene atribuite pînzei de Lăpuș, cuprind de fapt strate de Valea Carelor, în care se individualizează olistolite formate din pachete de ordinul zecilor de metri de marno-argile verzi, cu gresii și grezocalcare în plăci (Eocen superior și terminal) și argile roșii cu microfaună paleocenă (Valea Largă).

Așa cum am arătat, din versantul drept al pîriului Bileasa, pînza de Lăpuș este decroșată spre vest de falia Dragoș Vodă. În sectorul situat la nord de această importantă dislocație unitatea de Lăpuș este în cea mai mare parte acoperită de avansarea pînzei de Botiza. Fruntea ei se poate urmări din versantul stîng al pîriului Neagra Mare, pe o direcție nord-vest prin pîraiele Luhei, Cornetu, Dumbrava pînă în zona



de obîrșie a pîriului Lalu, unde este decroșată de o fâlie transversală, în zona pîriului Ceretu (cursul inferior) — versantul stîng al rîului Tisa (est de localitatea Lunca la Tisa). Pe hărțile anterioare, unitatea de Lăpuș, în acest sector, nu este figurată. Ea se suprapune cu extremitatea nord-vestică a ceea ce era cunoscut ca : blocul Petrova (harta Institutului Geologic, 1968) ; solzul Petrova (Sandulescu, 1971) ; pînza de Setrev (Mutihac și Ionesi, 1975).

Existența ei este susținută de următoarele elemente :

- similitudinea (uneori chiar identitatea) faciesurilor Eocenului și Oligocenului din cele două sectoare (sudic și nordic) ;
- raporturile anormale dintre formațiunile senonian-eocene ale pînzei și cele oligocen-acvitaniene, din față, care aparțin autohtonului maramureșean.

Forajele executate în zona Svaliava (Ucraina subcarpatică), confirmă, după părerea noastră, ideea existenței pînzei de Lăpuș în sectorul situat la nord de fâlia Dragoș Vodă.

Astfel, trei dintre foraje, amplasate pe zona klippelor pienine, „au străbătut succesiv trei complexe, dintre care cel superior (Cretacic) aparține zonei pienine și acoperă, prin încălecarea, un complex de depozite paleogene, care la rîndul lor acoperă tectonic formațiuni cretacice. Nu începe îndoială că sub șariajul zonei pienine complexele paleogene și cretacice reprezintă o parte a unor unități tectonice mai nordice“ (Bursov et al., 1971, p. 157—158). În privința apartenenței structurale a depozitelor cretacic-paleogene interceptate de cele trei foraje, sub șariajul zonei pienine, aceiași autori consideră că : „zona examinată se află într-un sector în care pot fi întîlnite în egală măsură prelungirea zonelor Măgura, Dukla, maramureșeană și Rahov. Nu este exclus de asemenea faptul că aici este vorba de un nou element structural, acoperit în întregime de pînză“ (zona pienină).

Corelind datele din forajele de la Svaliava, cu cele de suprafață din zona Neagra Mare-Lunca la Tisa, considerăm că formațiunile cretacic-paleogene prinse sub încălecarea zonei pienine la Svaliava, reprezintă, sub raport structural, prelungirea nord-vestică a unității de Lăpuș, evidențiată de noi la nord de fâlia Dragoș Vodă.

Structura pînzei, în sectorul sudic este caracterizată prin cute anticlinale și sinclinale normale și faliate și cute solzi, dirijate vest-est, aproximativ paralel cu fruntea unității. Lor li se adaugă faliile de bloc, în lungul căror basculează compartimentele cu formațiuni de vîrste difereite. Sectorul nordic prezintă o structură în cute solzi, dirijate nord-vest—sud-est, laminați și tăiați oblic pe linia Botizei.

Încălecarea maximă este de cca 10 km, în regiunea pîriului Baicu (versantul stîng al rîului Iza).

C) **Autohtonul maramureșean** (= cuvertura post-tectonică a dacidelor — Sandulescu, 1971, 1975, 1976, înveliș post-tectonic, Mutihac și Ionesi, 1975).

Este situat la exteriorul unităților șariate, fiind constituit din formațiuni de vîrstă cenomaniană, turoniană, senoniană, paleocenă, eocenă

și oligocen-acvitaniană, cu o structură complicată în zonele centrale și relativ simplă în cele marginale.

Privit în ansamblu, autohtonul maramureșean apare fragmentat în două compartimente, prin intermediul unei importante falii crustale, falia Dragoș Vodă, pe planul căreia compartimentul nordic a suferit o deplasare puternică spre vest, ceea ce a contribuit la decroșarea celor două părți (de Botiza și de Lăpuș), idee susținută de altfel de Mutihac și Ionescu (1975) și G. h. Popescu (1977)⁶.

Într-un cadru mai larg, continuarea spre est a faliei Dragoș Vodă poate fi legată cu falia de decroșare, pusă în evidență de-a lungul văii Moldovei, prin lucrările geofizice în ultimii ani (Dicea, 1974).

1. *Compartimentul nordic*, în general coborât față de cel sudic, prezintă două sectoare cu caractere structurale distințe și anume: sectorul Bistra-Vișeu-Săliște și sectorul Dragomirești-Borșa.

a) *Sectorul Bistra - Vișeu - Săliște*. Este cuprins între frunțile celor două unități șariate la vest, masivul cristalin al Maramureșului la nord, pintenul Vaserului la est și faliile Vișeu și Iza la sud. Acest sector este caracterizat prin faciesul litoral-neritic al formațiunilor care-l constituie și anume:

—Cenomanian-Senonian grezos-conglomeratic și marnocalcaros;

—Eocen grezos-conglomeratic (gresii și conglomerate de Prislop) și silitic (marne de Gura Vaserului), căruia î se adaugă Eocenul argilos-grezos din zona dealului Milian-pârâul Drahmirov;

—Oligocen inferior-mediu cu strate de Valea Carelor, cu elemente alohtone, reprezentate exclusiv prin blocuri și fragmente din șisturi cristaline și formațiuni cretacic superioare-eocen superioare, în facies litoral-neritic (conglomerate și gresii cretacice, conglomerate și gresii eocene, calcar cu numuli și pectinide, marne de Vaser) și formațiunea marnoasă cu marnocalcare și menilite.

Structura acestui sector se caracterizează prin dispoziția monoclinală a formațiunilor ce-l constituie sau prin cutile de mulaj, afectate de falii de bloc, în zona tărmului și prin cutile solz orientate nord-vest-sud-est sau nord-sud, cu vergențe nord-estice și estice, în zonele mai interne.

În cadrul acestui sector, remarcăm prezența unei ridicări pe aliniamentul dealul Milian (nord de Bogdan Vodă) pârâul Spinului-pârâul Drahmirov, cu depozite eocene în facies argilos, la zi, evidențiată și printr-un maxim gravimetric, ca și gradul mai accentuat de tectonizare al depozitelor din zona Lunca la Tisa-Bistra, strivite de avansarea spre nord-est a celor două unități șariate și, respectiv, spre sud-vest, a doi mici pinteni de cristalin din această zonă.

b) *Sectorul Dragomirești - Borșa*. În cadrul acestui sector se individualizează două blocuri cu salturi hipsometrice diferite și anume: blocul Izei (în vest), ridicat și blocul Borșei (în est), coborât.

⁶ Comunicare în sesiunea științifică a Universității București. 6 iunie 1977 (ms.).

— Blocul Izei cuprins între faliile Iza la nord și Dragoș Vodă la sud, se insinuează ca o pană între sectorul Bistra-Vișeu și compartimentul sudic al autohtonului. El se prezintă ca un bloc ridicat, ca efect al prelungirii și fragmentării pintenului cristalin al Vaserului, în această zonă. Poziția ridicată a blocului este dovedită prin forajele de la Săcel, amplasate la sud de falia Izei, care au interceptat fundamentele cristalin la adâncimi cuprinse între 1360 și 1760 m, în timp ce sondele situate la nord de falia Izei, amplasate pe blocul Borșa, au intrat în cristalin la adâncimi cuprinse între 2160 și 2400 m.

Formațiunile eocene din blocul Izei îmbracă faciesul argilos-grezos, în timp ce Oligocenul inferior-mediu este reprezentat printr-o îmbinare între faciesul marnos cu marnocalcare și menilite (specifice zonei marginale nord-estice), în cea mai sudică apariție a sa și faciesul marnos cu disodile și calcare sideritice, specifice compartimentului sudic al autohtonului. Structura depozitelor blocului este caracterizată prin cufe anticlinale și sinclinale, dirijate vest-est.

— Blocul Borșa, situat în partea sud-estică a compartimentului nordic, oferă imaginea unui bloc căzut între pintenul de cristalin al Vaserului la nord și masivul cristalin al Rodnei la sud, de-a lungul faliilor Vișeu la nord și Dragoș Vodă la sud. El este separat de blocul Izei, față de care este coborât, prin falia Izei.

La constituirea blocului Borșa iau parte formațiuni eocene, dezvoltate în facies litoral-neritic, reprezentate prin gresii și conglomerate de Prislop, formațiunea calcaroasă și formațiunea marnelor de Vaser și, oligocene — strate de Valea Carelor, formațiunea marnoasă și formațiunea gresiei de Borșa.

Structura blocului Borșa este marcată de un sinclinal major — sinclinalul Borșa — dirijat est-vest, cu flancul sudic faliat și compartimentat și cu cel nordic recuat. Atât spre vest, unde se afundă cît și spre est, unde se ridică, sinclinalul este faliat transversal. Partea estică a blocului Borșa, apare fragmentată prin intermediul unor fali de bloc, în mici compartimente, cu salturi hipsometrice între ele. În zona pîrului Birji, pîrul Ajmarul Mare, în formațiunea gresiilor și conglomeratelor de Prislop se individualizează două cufe, anticlinal și sinclinal, dirijate nord-vest—sud-est, foarte probabil cufe de mulare a fundamentului cristalin. Pe marginea nord-estică a blocului Borșa, cristalinul munților Maramureș, încalcă peste sedimentarul eocen-oligocen.

2. Compartimentul sudic al autohtonului este cuprins între falia Dragoș Vodă și fruntea pînzei Lăpușului la nord, cristalinul Rodnei la est, molasa miocenă a bazinului Transilvaniei și cristalinul Prelucii la sud, și molasa neogenă a bazinului pannonic și eruptivul Gutiiului la vest și nord-vest.

Compartimentul sudic prezintă două sectoare cu caracter strukturale distințe și anume :

a) Sectorul Berința-Lăpuș, situat la nordul masivului cristalin al Prelucii, cuprins între molasa neogenă a bazinului pannonic la vest și cursul superior al rîului Lăpuș la est, se caracterizează printr-o

structură simplă, de mulare a fundamentalului (cute anticlinale și sinclinală normale, dirijate vest-est). La nord de falia Preluca, cristalinul cade în trepte, spre nord, forajele întâlnindu-l la 350, 550 și 900 m, la paralela localităților Berința, Cărbunari, respectiv Dănești. Lucrările gravimetrice (D. Fotopolus, Silvia Fotopolus, 1966)⁷, evidențiază în partea estică a acestui sector pe meridianul Șatra-Cavnic, o zonă de ridicare a fundamentalului cristalin, probabil un pinten al Prelucii spre nord. Această ridicare a putut constitui sursa materialului grosier din secvențele conglomeratice ale formațiunii grezoase, de vîrstă eocenă, din zona Vărătec.

La constituirea acestui sector iau parte formațiuni eocene și oligocene în facies epicontinențial reprezentate prin strate de Turbuța și seria calcaroasă (Eocen) și strate de Ciocmani, strate de Bizușa, strate de Ileanda și formațiunea marnos-grezoasă (Oligocen).

b) Sectorul Lăpuș-Romuli, cuprins între rîul Lăpuș la vest și cristalinul Rodnei la est, falia Dragoș Vodă la nord și molasa neogenă a Depresiunii Transilvaniei la sud, prezintă o structură în cute anticlinale și sinclinală în general faliate și răsturnate, care o diferențiază net de zona vestică. Direcția structurilor în partea sudică a acestei zone, urmărește un aliniament vest-est, cu vergențe sudice, iar în partea nord-estică, ele au un traseu SSV-NNE, paralel cu fruntea unității Lăpușului și vergențe sudice. În zona ramei cristaline a Rodnei, structura se simplifică, formațiunile dispunându-se monoclinal, cu căderi spre interiorul bazinului.

Dintre complicațiile tectonice ale acestui sector, demne de relevat sunt faliile de solz Inău-Romuli și Oarzina-Bichigiu. Falia Inău-Romuli se suprapune parțial cu digitația Șetrev (Mutihac și Ionesci, 1975). Pe planul ei sunt scoase la zi formațiunile senonian-paleocene de la Romuli. La vest de rîul Lăpuș, falia Inău-Romuli, prezintă caracterul unei falii de compartiment, de-a lungul căruia, Paleogenul de la nordul faliei este căzut în raport cu blocul cristalin al Inăului de la sud. Falia Oarzina-Bichigiu se detașează ca un accident tectonic important, cu plan de încălecare înclinat spre nord, de-a lungul căruia formațiunile oligocene, din zona Telciu, încălecă molasa miocenă de la sud. Sonda 2 Telciu amplasată pe Oligocen, la 250 m amonte de limita Oligocen/Miocen, la zi, a intrat în Miocen la 180 m, pe care l-a străbătut pînă la 1642 m, talpa sondei.

Sectorul Lăpuș-Romuli, este caracterizat de Senonian în faciesul marnelor roșii de Puchov, paleocen marnos, cenușiu cu microconglomerate, grezo-calcare și marnocalcare, Eocen în facies litoral-neritic, dezvoltat pe zona marginală estică (gresii și conglomerate de Prislop, formațiunea calcaroasă și marne de Vaser), respectiv Eocen în facies argilos-grezos, deschis pe o mică suprafață la obîrșia pîriului Fiad. Oligocenul, în faciesul gresiei de Borsă, are în baza sa stratele de Valea Carelor, dezvoltate în zona stratotipului și formațiunea marnoasă cu disodile și calcare sideritice.

⁷ Arh. I.G.G., București.

Limita sudică a ariei zonei transcarpatice urmărește aliniamentul Preluca-Măgoaja-Strîmbu-Salva-Feldru, confirmat ca o zonă de ridicare a fundamentului cristalin, în timpul Paleogenului, prin foraje și lucrări seismice.

Astfel, sonda 1 Măgoaja a interceptat cristalinul la 905 m (strate de Ileanda pe cristalin), iar lucrările seismice (I. Maer și E. Geles, 1972)⁸ confirmă efilarea formațiunilor paleogene spre sud și poziția ridicată a cristalinului pe acest aliniament.

Punerea în loc a eruptivului din masivele Tibleș-Hudin-Gutii și Toroioaga, n-a adus modificări deosebite structurii zonei transcarpatice. La contact cu corporurile eruptive de dimensiuni mai mari, sedimentarul este dizlocat, prezintând căderi mari, uneori la verticală și direcții paralele cu corpul eruptiv.

La definitivarea edificiului structural al zonei transcarpatice, un rol important l-au avut mișcările din fazele savică și styrică veche și nouă. Principalul efect al mișcărilor din faza savică a fost formarea primelor elemente structurale din regiune, iar a celor styrice vechi și noi, crearea aranjamentului structural major (șariajul pînzelor de Botiza și Lăpuș), dizlocarea klippelor pienine și compartimentarea întregii regiuni, prin generarea sau reactivarea unui sistem de falii de bloc, dintre care cea mai importantă este falia Dragoș Vodă.

Mișcările structogenetice de tip disjunctiv din fazele mai noi (miopliocene) au reactivat faliiile de compartiment și au format altele noi, provocînd mișcarea diferențială pe verticală a blocurilor de cristalin. Existența unor zone ridicate ale fundamentului a contribuit la definitivarea structurii zonei transcarpatice, în general și a autohtonului, în special.

Efectele fazelor orogenice anterioare, deși mascate de efectul major al fazelor styrice, pot fi deduse din raporturile klippelor pienine cu formațiunile cenomanian-turoniene și din raporturile acestora cu formațiunile senoniene și paleogene. Este cert însă că înainte de depunerea Paleogenului în zona transcarpatică, pe o parte a ariei sedimentare, existau deja două etaje structurale, austric și laramic, care au devenit apoi fondament al noului bazin de sedimentare. Acest fondament se prezenta foarte fragmentat, pe de o parte datorită tectoniciei, iar pe de altă parte datorită eroziunii.

În privința conexiunilor structurale dintre unitățile tectonice ale zonei transcarpatice din Maramureș cu cele din Ucraina subcarpatică (Smirnov, 1973), considerăm că se pot face următoarele considerații :

- pînza de Botiza se continuă spre nord cu zona klippelor pienine și cuvertura lor cretacic superior-paleogenă ;
- pînza de Lăpuș se leagă cu subzona internă a klippelor maramureșene ;
- autohtonul maramureșan se continuă la nord de Tisa cu subzona externă a klippelor maramureșene și zona masivului maramureșan.

⁸ Arh. I.P.G.G.H., București.

Faciesurile asemănătoare, uneori identice, ale Paleogenului din Maramureş, cu cele din zonele interne ale unităţii de Tarcău, ca şi prelungirea unităţilor structurale din zona transcarpatică din Maramureş, la nord de Tisa, în Ucraina subcarpatică, sănt elemente care pledează pentru apartenenţa zonei transcarpatice la Carpaţii Orientali, idee acceptată de majoritatea geologilor care au abordat problemele geologice ale acestui sector carpatic.

În sfîrşit, legătura dintre zona klippelor pienine şi klippele de la Poiana Botizei, acceptată de asemenea de marea majoritate a geologilor, este susţinută de prezenţa blocurilor de calcare pelitomorfe din versantul sudic al dealului Tifera.

BIBLIOGRAFIE

- Andrusov S. (1933) Sur la relation des Carpathes Orientales avec les Carpathes Occidentales. *Vest st. Geol. Ustavm*, IX, Praha.
- Antonescu F., Mitrea Gh., Năstase N. (1975) Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei şi tectonicii zonei Poiana Botizei-Fiad (Maramureş). *D. S. Inst. Geol.*, LXI (1973—1974), Bucureşti.
- Atanasiu L. (1956) Cercetări geologice în regiunea muntelui Hudin. *D. S. Inst. Geol.*, XL, Bucureşti.
- Bleahu M., Bombiţă Gh., Kräutner H. (1968) Notă explicativă la harta geologică scara 1:200.000, foia Vişeu. *Inst. Geol.*, Bucureşti.
- Burov V. S. et al. (1971) Novie danie o gheologiceskom stroenii i neftegaznosnosti zapoda U.S.S.R. Izdatelstvo Lvovskovo Universiteta, Lvov.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuţ (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, Bucureşti.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi Paleogenului în bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petrol si Gaze*, III, Bucureşti.
- , Săndulescu M., Lăzărescu V., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *Ann. Com. Geol.*, XXXII, Bucureşti.
- , Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates roumaines et de leur avant pays. *Ann. Com. Geol.*, XXXVI, Bucureşti.
- Gherasi N., Bombiţă Gh. (1967) Notă explicativă la harta geologică scara 1:200.000, foia Baia Mare. *Inst. Geol.*, Bucureşti.
- Motăş I. (1956) Contribuţii la studiul geologic al Maramureşului (Bazinul Văii Iza). *D. S. Com. Geol.*, XL, Bucureşti.
- Muratov M. V. (1947) Tectoniceskoie polojenie polosia Karpatskikh utesov (klipov). *Vopr. teorēt. i. pikl. geol.*, 1, Moskva.
- (1949) Tectonica SSSR, Tom. II. Tectonica i istoria razvitiia alpiinskoi geosinclairnoi oblasti iuga evropeiskoi ciasti SSSR i Kopredelnih stran. Moskva-Leningrad.



- Mutihac V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomirești-Botiza (Maramureș). *D. S. Com. Geol.*, XL, București.
- , Ionesi L. (1975) Geologia României. Ed. Tehnică, București.
- Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului. *D. S. Com. Geol.*, XL, București.
- , Motaș I., Bleahu M. (1960) Gheologhiceskoe stroenie ruminskovo Maramuresa. *Karp. Balc. Assot. I Kongr.*, 3, Kiev.
- Rădulescu D., Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F. (1976) Essai d'interpretation des études sismique profondes. Structure de la crûte terrestre en Roumanie. *Ann. Inst. geol. geofiz.*, L, București.
- Săndulescu M. (1971) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. geol.*, LVIII, București.
- (1975) Essai de synthèse structurale de Carpathes. *B. S. G. F.* (7), XVII, 1975, nr. 3.
- Smirnov S. E. (1972) Corelarea Paleogenului din zona maramureșană a Carpaților Ucrainei cu depozitele din regiunile învecinate. I.C.P.P.G. — Noutăți în geologie-geofizică. 1309 septembrie 1972. (Traducere din *Sovetskaia Gheologhia*, 1971, 12, pag. 59—68).
- (1973) Paleogenen Marmaroskoi și Peninskoi zon Ukrainskikh Karpat. „Nedra“, Moscova.

ÎNTREBĂRI

M. Săndulescu: Cum puteți corela pînza Botizei, aşa cum o considerați dv., ca incluzind și solzul Petrova — acesta din urmă corelîndu-se cartografic cu solzul Dragovo — cu zona klippelor pienine, care se știe foarte clar că este internă față de solzul Dragovo ?

Răspuns: Separarea la nord de falia Dragoș Vodă, în cuprinsul a ceea ce era cunoscut ca solzul Petrova, a unității de Botiza în vest și a celei de Lăpuș în nord-est (în apropiere de granița cu U.R.S.S.) a constituit motivul principal pentru corelarea acestor unități, cu unitățile tectonice de la nord de granița cu U.R.S.S., după cum urmează : ceea ce s-a considerat ca pînza de Botiza, s-a corelat cu unitatea klippelor pienine, iar ceea ce s-a considerat ca pînza de Lăpuș (separată de noi în fruntea solzului Petrova) s-a corelat cu zona internă a klippelor maramureșene (Smirnov, 1973).

Fruntea unității de Lăpuș în compartimentul situat la nord de falia Dragoș Vodă, corespunde de fapt cu fruntea solzului Petrova, în sectorul său nord-vestic, care se leagă cartografic, aşa cum ați afirmat, cu solzul Dragovo.

În accepțiunea noastră domeniul de sedimentare al formațiunilor pînzei de Botiza (Cenomanian-Oligocen) s-a suprapus total sau parțial pe domeniul de sedimentare al klippelor pienine, cu care au fost cutate împreună, scoțîndu-se în baza unor solzi formațiunile fundamentului pienin.

Raporturile dintre cele două domenii de sedimentare, se pot considera similară cu cele dintre domeniul de sedimentare al șisturilor negre și flișul extern al Carpaților Orientali.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA TECTONIQUE DE LA ZONE TRANSCARPATHIQUE DE MARAMUREŞ

(Résumé)

La tectonique de la zone transcarpathique de Maramureş est caractérisée par l'existence de trois unités structurales, bien individualisées, à savoir :

- A) La nappe de Botiza
- B) La nappe de Lăpuş
- C) L'autochtone de Maramureş

A) La nappe de Botiza représente l'unité structurale supérieure individualisée par une importante faille sur le plan de laquelle les formations crétacé-supérieures et éocènes sont en rapports de chevauchement avec l'Oligocène du sud, de l'est et du nord-est. Ce qui lui est caractéristique ce sont des dépôts cénonaniens sous le faciès des marnes vertes, sénoniens sous le faciès des marnes de Puchov, paléocènes sous faciès argileux, éocènes sous faciès marnoargileux-gréseux (avec le grès de Strîmtura-Voroniciu à la partie supérieure) et oligocène-miocène inférieurs sous le faciès du grès de Borşa. A ceux-ci s'ajoutent les klippes piénines callovien-néocomiennes rabotées à la base des écailles ou au front de la nappe, dans la zone de Poiana Botizei.

La nappe de Botiza, située, d'après la plupart des géologues, au sud de la faille Dragoş Vodă, se prolonge également au nord de cette faille, dont elle est fortement décrochée vers l'ouest, du versant gauche du ruisseau Baicului jusqu'à la zone du ruisseau Poienilor (affluent gauche du ruisseau Botiza). Son existence au nord de la faille Dragoş Vodă est attestée par :

- a) les faciès du Sénonien, du Paléocène, de l'Eocène et de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (le grès de Strîmtura-Voroniciu), tout pareils à ceux développés dans la zone méridionale, où cette unité a été définie ;
- b) la présence de quelques blocs de calcaires d'aspect pélitomorphe, semblables à ceux des klippes piénines de Poiana Botizei, dans le versant gauche de la colline Tifera (au sud de Lunca la Tisa) ;
- c) les rapports anormaux entre les dépôts sénoniens et paléocène-éocènes, d'une part, et ceux oligocènes situés en avant, de l'autre part, rapports réalisés le long d'une ligne à caractère sinueux spécifique aux nappes, sous laquelle disparaissent les écailles des unités situées au front de la nappe.

Dans le secteur septentrional, la nappe de Botiza se superpose, en majeure partie, à ce qu'on connaît auparavant comme : „le bloc Petrova“ (carte géologique échelle 1:200.000, l'Institut géologique), „l'écaille Pétrova“ (Sandulescu, 1971), „la nappe de Șetrev“ (Mutihac et Ionesi, 1975).

L'ampleur du chevauchement est de 7—8 km dans le secteur du sud et de 12—15 km dans celui du nord. La structure des dépôts de la nappe est caractérisée par des plis-écailles et plis anticlinaux et synclinaux, avec les flancs de règle faillés, presque parallèles au front de l'unité.

B) La nappe de Lăpuş représente le para-autochtone de l'unité de Botiza, étant marquée par une importante ligne de dislocation, sur le plan de laquelle

les formations sénonien-paléocènes et éocènes de la nappe sont en relations anormales avec les formations d'âge oligocène-miocène inférieur de l'autochtone de Maramureş.

Elle a été rencontrée, tout comme la nappe de Botiza, autant dans le compartiment situé au sud de la faille Dragoş Vodă, aussi bien que dans celui du nord. Ce qui est caractéristique à cette nappe ce sont des formations d'âge sénonien, marneuses, grisâtres (transformées par l'action hydrothermale liée aux éruptions de Tibleş), dans la partie sud, notamment rouges et blanchâtres, satinées, dans la partie nord, des formations éocènes développées sous faciès argileux-gréseux, à séquences conglomératiques à la base et gréseuses, massives, à la partie supérieure, et des formations oligocènes sous le faciès du grès de Borşa, à la base duquel on sépare le „Wildflysch“ (= couches de Valea Carelor) de la zone du ruisseau Ungureni — le ruisseau Roaia (la zone du sud) à savoir la formation à brèches (= couches de Valea Carelor) de la zone de Neagra Mare-Cornetu-la rivière Tisa (la zone septentrionale).

Dans le secteur sud, le front de l'unité est poursuivi du versant droit du ruisseau Strîmbu Băiuş jusqu'au versant droit du ruisseau Bileasa (affluent gauche du ruisseau Iza), où l'unité est décrochée vers l'ouest par la faille Dragoş Vodă.

Dans le secteur situé au nord de la faille Dragoş Vodă, l'unité de Lăpuş est en majeure partie couverte par l'avancement de la nappe de Botiza. Son front est poursuivi depuis le versant gauche du ruisseau Neagra Mare vers le nord-est, par le ruisseau Lalu, jusque dans la Vallée de la Tisa (à l'est de Lunca la Tisa). Dans ce secteur, à l'extrémité nord-ouest elle vient se superposer à ce qu'était connu comme „le bloc Petrova“ (carte de l'Institut géologique, 1968), „l'écailler Petrova“ (Săndulescu, 1971), la nappe de Setrev (Mutihac et Ionesci, 1975).

L'existence de la nappe de Lăpuş au nord de la faille Dragoş Vodă, non figurée sur les cartes antérieures, est prouvée par :

- a) la similitude (parfois même l'identité) entre les faciès de l'Eocène et de l'Oligocène des deux secteurs (sud et nord) ;
- b) les rapports anormaux entre les formations sénonien-éocènes de la nappe et celles oligocènes antérieures, qui appartiennent à l'autochtone de Maramureş ;
- c) les résultats des forages de Svaliava (Ukraine subcarpathique) qui, au-dessous du chevauchement de la zone de klippes piénines, ont rencontré des formations crétacé-paléogènes représentant, à notre avis, sous rapport structural, le prolongement vers le nord-ouest de la nappe de Lăpuş sur le territoire de l'Ukraine subcarpathique.

L'ampleur du chevauchement est de maximum 10 km dans la région du ruisseau Baicu.

La structure de la nappe dans le secteur méridional est caractérisée par des plis anticlinaux et synclinaux normaux et faillés et par des plis-écailles, presque parallèles au front de l'unité, auxquels s'ajoutent des failles de bloc, le long desquelles basculent des compartiments à formations d'âges différents. Le secteur septentrional montre une structure en plis-écailles, orientés nord-ouest — sud-est, laminés, coupés obliquement par la ligne de Botiza.

C) L'autochtone de Maramureş. Il est situé à l'extérieur des unités charriées, étant constitué de formations d'âge sénonien, paléocène, éocène et oligocène-

aquitainien, avec une structure compliquée dans les zones centrales et assez simple dans celles marginales.

L'autochtone est divisé en deux compartiments par la faille Dragoş Vodă, sur le plan de laquelle le compartiment du nord a subi un fort déplacement vers l'ouest, ce qui a contribué au décrochage des deux nappes (Botiza et Lăpuş).

1. Le compartiment septentrional, en général affaissé par rapport à celui méridional, présente deux secteurs à caractères structuraux distincts :

a) le secteur Bistra-Vişeu-Sălişte ; b) le secteur Dragomireşti-Borşa.

a) *Le secteur Bistra-Vişeu-Sălişte*, délimité par les fronts des deux unités charriées à l'ouest, le cristallin des Monts de Maramureş au nord, l'éperon du Vaser à l'est et les failles Vişeu et Iza au sud, est caractérisé par le faciès littoral-néritique des formations qui participent à sa constitution, notamment :

— Cénomanien-Sénonien gréseux-conglomératique et marno-calcaire ;

— Eocène gréso-conglomératique et siltheux ;

— Oligocène inférieur-moyen, représenté par des couches de Valea Carelor à éléments allochtones (exclusivement des blocs et fragments de schistes cristallins et des formations crétacé-supérieures et éocènes, sous faciès littoral-néritique).

La structure de ce secteur a comme trait caractéristique la disposition monoclinale des formations composantes ou des plis de moulage affectés par des failles de blocs, dans la zone littorale, ou des plis-écailles dans les zones plus internes. Dans ce secteur il est à remarquer le soulèvement de la colline Milian-le ruisseau Drahmirov, marqué également par un maximum gravimétrique.

b) *Le secteur Dragomireşti-Borşa*. On y distingue deux blocs à sauts hypsométriques différents, à savoir :

— le bloc Iza et le bloc Borşa.

Le bloc Iza, situé entre les failles Iza au nord et Dragoş Vodă au sud, apparaît comme un bloc soulevé dans le secteur Dragomireşti-Borşa. Sa position élevée est prouvée par les forages de Săcel, emplacés au sud de la faille Iza, qui ont intercepté le cristallin à des profondeurs variant entre 1360 et 1760 m, tandis que les sondes du nord de la faille Iza, placées sur le bloc Borşa, sont entrées en cristallin à des profondeurs variant entre 2160 et 2400 m.

Les formations éocènes du bloc Iza se développent sous faciès argilo-gréseux, et l'Oligocène inférieur-moyen est représenté par un raccord du faciès marneux avec des marnocalcaires et des ménilites, par son apparition la plus méridionale, et le faciès marneux à disodiles et calcaires sidéritiques spécifique au compartiment sud de l'autochtone. La direction des structures du bloc Iza est avec approximation ouest-est.

Le bloc Borşa, situé dans la partie sud-est du compartiment septentrional, apparaît comme un bloc affaissé entre l'éperon cristallin du Vaser au nord et le massif cristallin de Rodna au sud.

Il est séparé du bloc Iza (par rapport auquel il est affaissé), par la faille Iza. A sa constitution participent des formations éocènes représentées par des grès et conglomérats de Prislop, la formation calcaire et la formation des marnes de Vaser et oligocène-miocènes, sous le faciès du grès de Borşa — à la base desquelles on distingue les couches de Valea Carelor et la formation marneuse à disodiles et sphérosidérites.

La structure du bloc est marquée par le synclinal Borsă, dont le flanc méridional est faillé et celui septentrional replissé. La partie orientale du bloc est morcelée en petits compartiments tectoniques. Dans la partie nord-est, entre le cristallin de Maramureş et le sédimentaire il y a des relations de chevauchement.

2. Le compartiment méridional de l'autochtone est placé entre la faille Dragoş Vodă et le front de la nappe de Lăpuş au nord, le cristallin de Rodna à l'est, la molasse miocène du Bassin de Transylvanie et le massif Preluca au sud, et la molasse néogène du Bassin pannonic et l'éruptif de Gutii à l'ouest et nord-ouest.

Dans son cadre on distingue deux secteurs à caractères structuraux différents, à savoir :

a) le secteur Berința-Lăpuş et b) le secteur Lăpuş-Romuli.

a) *Le secteur Berința-Lăpuş*, situé au nord du masif cristallin Preluca, a une structure simple de moulage du soubassement (anticlinaux et synclinaux dirigés ouest-est).

Au nord de la faille Preluca, le soubassement descend en gradins vers le nord, les forages le rencontrant à 350—550 m et notamment 900 m au parallèle des localités Berința, Cărbunari et Dănești.

Le secteur Berința-Lăpuş est caractérisé par des formations éocènes et oligocènes sous faciès épicontinentale représenté par les couches de Turbuța, la série calcaire (Eocène) et les couches de Ciocmani, les couches de Bizușa et les couches d'Ileanda (Oligocène).

b) *Le secteur Lăpuş-Romuli*, localisé entre le ruisseau Lăpuş à l'est, le cristallin de Rodna à l'ouest, la faille Dragoş Vodă au nord et la molasse miocène du Bassin de Transylvanie au sud, présente une structure en plis anticlinaux et synclinaux, en général faillés et renversés, et en plis-écailles, qui le rendent nettement différent du secteur Berința-Lăpuş. Dans la zone bordière cristalline de Rodna, la structure du sédimentaire devient plus simple, les formations se disposent en monoclines, à pendages vers l'intérieur du bassin.

Dans ce secteur il faut signaler les failles d'écaille Inău-Romuli et Oarzina-Bichigiu.

Le long de la faille Inău-Romuli, qui se superpose partiellement à l'écaille de Setrev (Mutihac et Ionesci, 1975) sont mises au jour les formations crétaçé-paléocènes de Romuli. A l'ouest du ruisseau Lăpuş, cette faille présente le caractère d'une faille de compartiment, sur le plan de laquelle le Paléogène du nord est affaissé par rapport au bloc cristallin d'Inău.

La faille Oarzina-Bichigiu présente un plan de chevauchement incliné vers le nord, le long duquel les formations oligocènes de la zone transcarpathique chevauchent la molasse miocène du Bassin de Transylvanie, situation révélée par la sonde 2 Telciu.

Le secteur Lăpuş-Romuli est caractérisé par des formations éocènes sous faciès littoral-néritique (grès et conglomérats de Prislop, formations calcaires et marnes de Vaser) dans la zone marginale orientale, à savoir des formations sous faciès argilo-gréseux dans la zone de la source du ruisseau Fiad.

La limite méridionale de la zone transcarpathique suit l'alignement Preluca-Măgoaja-Strîmbu-Salva-Feldru confirmé par des forages et travaux sismiques

comme une zone de soulèvement du soubassement cristallin au cours du Paléogène.

Par ses faciès pareils, parfois même identiques à ceux du Paléogène de l'unité de Tarcău, la zone transcarpathique représente une unité des Carpathes Orientales. Enfin, la présence des blocs de calcaires pélitomorphes dans la zone de la colline Tifera est un argument étayant l'hypothèse du prolongement tectonique des klippes piénines dans les Carpathes Occidentales et Centrales jusqu'à Poiana Botizei, hypothèse adoptée par la majeure partie des géologues.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte tectonique de la zone transcarpathique de Maramureş.

Quaternaire : 1, dépôts alluviaux ; 2, dépôts diluviaux ; Néogène : 3, Mio-Pliocène ; Paléogène ; 4, Oligocène-Miocène ; 5, Eocène ; Paléogène-Crétacé : 6, Paléogène-Crétacé supérieur ; Crétacé : 7, Crétacé supérieur ; Jurassique supérieur-Crétacé inférieur : 8, Callovien-Néocomien (klippes piénines) ; 9, schistes cristallins ; 10, roches volcaniques néogènes ; 11, ligne de chevauchement ; 12, faille d'écaillie ; 13, faille ; 14, limite géologique normale ; 15, limite géologique de transgression ; 16, tracé de la section géologique.

Planche II

Sections géologiques à travers la zone transcarpathique de Maramureş.

1, Néogène ; Paléogène ; 2, Oligocène ; 3, Eocène ; 4, Paléocène ; 5, Crétacé supérieur ; 6, Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ; 7, schistes cristallins ; 8, roches volcaniques.





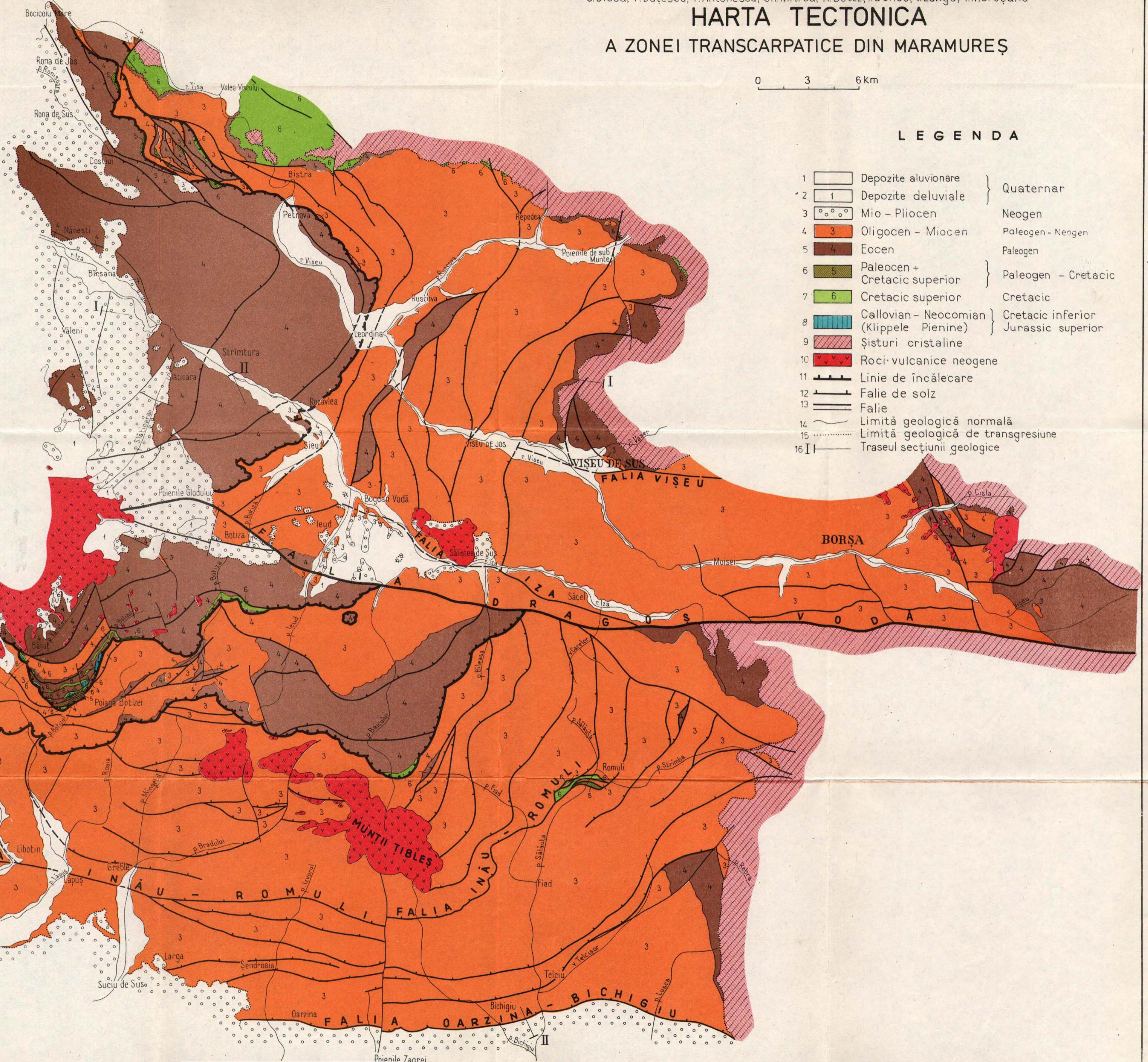
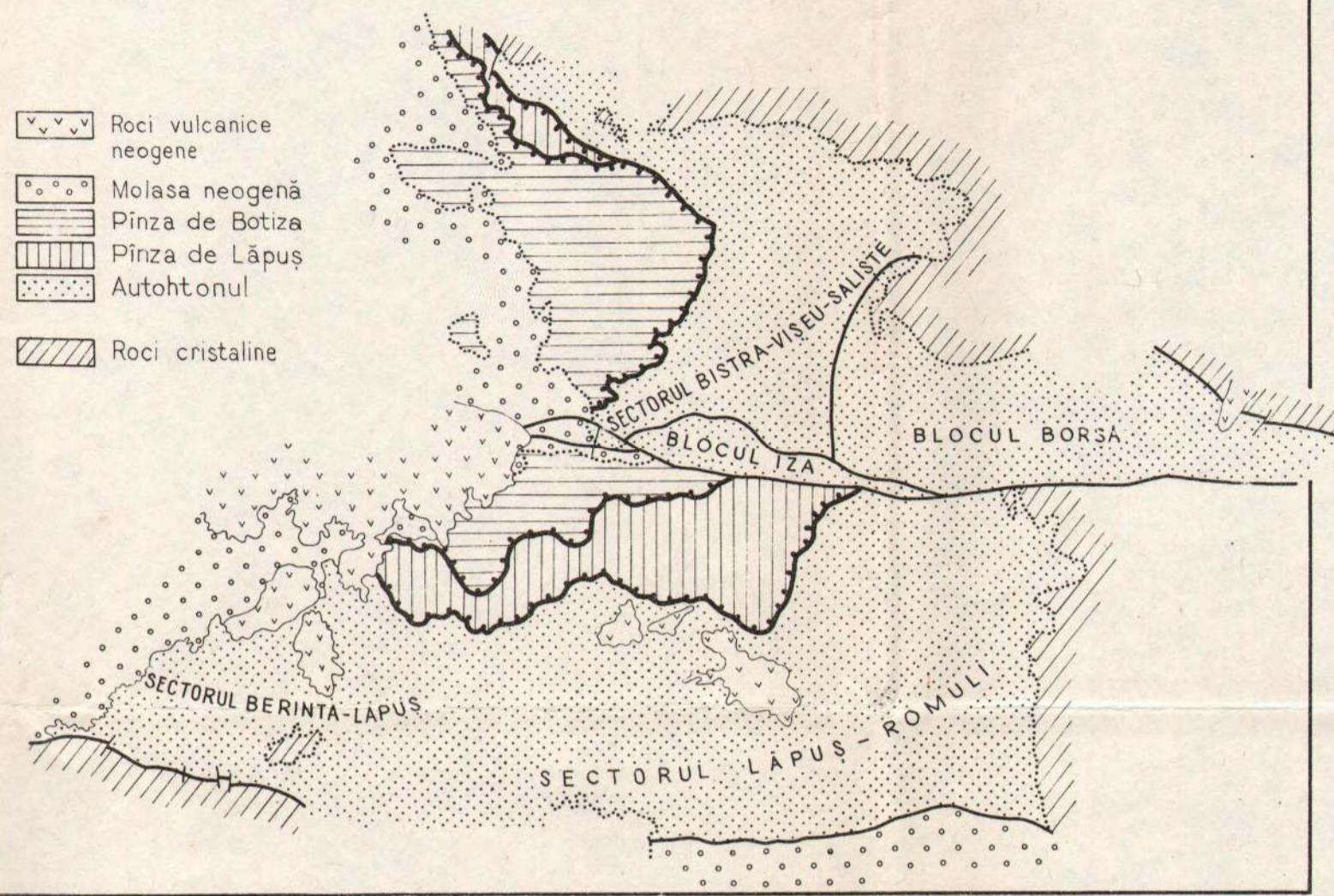
Institutul Geologic al României

HARTA TECTONICA**A ZONEI TRANSCARPATICE DIN MARAMUREŞ**

0 3 6 km

**SCHITA TECTONICĂ
A ZONEI TRANSCARPATICE DIN MARAMUREŞ**

0 9 18 Km



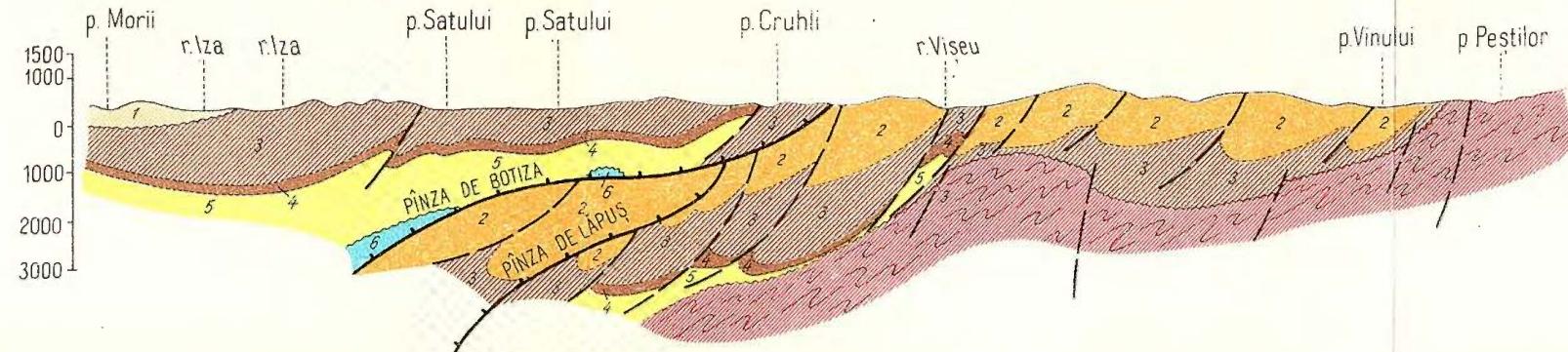
SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN ZONA TRANSCARPATICĂ DIN MARAMUREŞ

W

E

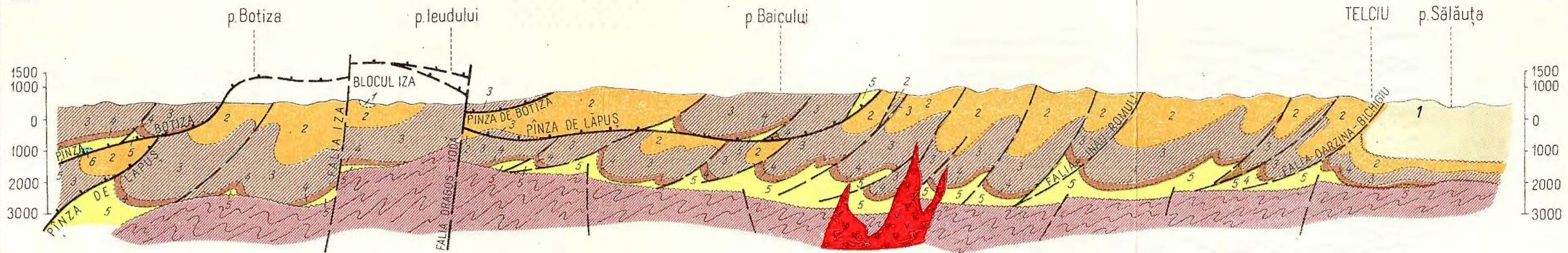
STRIMTURA

0 2 4 6 Km



NNV

SSE



LEGENDĂ

1	NEOGEN
2	Oligocen – Miocen – PALEOGEN – NEOGEN
3	Eocen
4	Paleocen
5	CRETACIC SUPERIOR

6	JURASIC SUPERIOR – CRETACIC INFERIOR
7	Șisturi cristaline
8	Roci vulcanice

5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CORELAȚIA DINTRE TECTONICĂ, APELE MINERALIZATE ȘI CO₂ ÎN ZONA COVASNA¹

DE

VIORICA IANCU, ANDREI APOSTOL²

Disjunctive tectonics. Flysch. Cretaceous. Paleogene. Mineral waters. Carbon dioxide. The East Carpathians. The internal flysch zone. The Curving Mountains. The Covasnei Mountains.

Abstract

The Correlation between Tectonics, Mineralized Waters and CO₂ in the Covasna Zone. The Covasna-Voinești zone, situated in the internal curved area of the East Carpathians, shows a series of structural-geological peculiarities that illustrate a spatial-genetic correlation between the mineralized waters and the carbon dioxide with the fractures and magmatic processes activating at great depths within the earth crust. This correlation is supported by several structural-geological, geophysical and chemical arguments.

INTRODUCERE

În timpul efectuării de studii geologice-hidrogeologice și geofizice în zona Covasna au fost puse în evidență o serie de noi elemente ce ilustrează o strânsă corelație între tectonica disjunctivă și dinamica apelor mineralizate și a CO₂.

Întrucât rezultatele studiilor geologice-hidrogeologice întreprinse de un colectiv mai mare, pe parcursul a 3 ani, vor constitui subiectul unei lucrări separate, scopul acestei lucrări este de a prezenta numai elementele structural-tectonice confirmate geofizic care, în concepția noastră pun într-o lumină nouă proveniența și dinamica apelor mineralizate și a CO₂.

Zona Covasna, cunoscută ca una dintre zonele cu cele mai puternice manifestări de bioxid de carbon din țară și cu importante re-

¹ Predată la 5 mai 1978, acceptată pentru publicare la 23 mai 1978, comunicată în ședință din 2 iunie 1978.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



surse de apă mineralizată carbogazoasă, este plasată în interiorul zonei de curbură a Carpaților Orientali, la limita estică a Depresiunii Brețcu cu munții Vrancei.

Cercetări geologice mai recente referitoare la zona Covasna au fost efectuate de: Filipescu et al. (1954—1961), Săndulescu, Săndulescu (1964), Alexandrescu, Alexandrescu (1964), Marinescu (1957—1958 și 1962), Băncilă (1952—1958), Patruliș, Mihailă (1966).

Studii hidrogeologice detaliate au fost întreprinse de Bandrabur, Popescu (1957—1964); în anul 1970, Airinei și Pricăjan au publicat o lucrare cu caracter regional privind structura geologică profundă și corelația cu manifestările de CO_2 și apele mineralizate din județul Covasna.

În zona Covasna au fost efectuate numeroase foraje, ce au fost însoțite de studii hidrogeologice, de către: I.S.P.I.F. (1963—1977), I.B.F. (1970—1976), I.F.L.G.S. (1968—1972), I.S.L.G.C. (1976). În cadrul I.G.G. s-au desfășurat studii și cercetări geologice, hidrogeologice și geofizice, în perioada 1975—1977.

1. Structura plicativă

Zona Covasna-Voinești prezintă o structură geologică complexă, aflîndu-se la limita estică a depresiunii Brețcu (ramificație a Depresiunii Bîrsei grefată pe bazinul de subsidență pliocen-cuaternar) cu zona de aflorare a flișului cretacic-paleogen de pe rama internă a munților Vrancei.

Depresiunea Bîrsei, constituită din depozite pliocen-cuaternare, reprezintă etajul structural superior ce se suprapune peste unități ale flișului cretacic-paleogen ce se încadrează în grupul de pînze denumit „Moldavide“ (Săndulescu, 1975).

1.1. Flișul cretacic-paleogen

De la vest la est, principalele unități tectonice în care se încadrează formațiunile de fliș din zona Covasna-Voinești sunt:

1.1.1. Pinza de Audia

Această unitate este constituită din formațiuni de vîrstă Cretacic-Paleogen inferior, cutate și șariate peste unitatea estică, de Tarcău, în timpul Miocenului inferior. În cadrul acestei unități, dezvoltarea cea mai mare o are seria șisturilor negre (Hauterivian-Albian), în care au fost individualizate trei complexe: sferosideritic, șistos și glauconitic (Filipescu et al., 1954).

Într-o poziție superioară, au fost separate: stratele de Bota (Vraconian-Turonian), constituite din argile vărgate cu intercalări de tufite și microbrecii cu elemente de feldspat roz; gresia de Siriu, Senonian-Paleogen inferior ?, cu un caracter piroclastic, conținând elemente foarte



heterogene. Stratigrafia acestei unități a fost descifrată de : Băncilă, 1951, 1956 ; Filipescu, 1953 ; Marinescu, 1957 (în Săndulescu, 1975) ; Alexandrescu, Alexandrescu, 1964.

Din punct de vedere structural, seria de Audia se caracterizează printr-o cutare strânsă, cu faliere asociată — cute solzi — cu o marcată deversare către est a planelor axiale, în apropierea planului de șariaj ; spre vest, structura se redreseză, putindu-se observa strate și cute anticlinale dispuse aproape vertical. Întregul ansamblu este șariat, la est, peste Oligocenul din sinclinalul Voinești sau peste formațiuni mai vechi ale unității de Tarcău. În deschiderile de pe pîrul Covasna, cca 200 m aval de confluența cu pîrul Horgazu, se pot vedea formațiunile din fruntea planului de șariaj brecificate pe cca 10 m grosime, iar pe cca 100 m în aval, șisturile negre sunt cutate și deformate plastic, cu faliere incipientă. În interiorul pînzei, pozițiile de strat măsurate ca și frecvența și tipul fracturilor asociate — fracturi longitudinale, de tip bc, cu inclinări variabile în funcție de gradul de deversare al structurilor — ilustrează caracterul intens al cutării formațiunilor.

Aceste fracturi, generate de mișcări de compresiune, materializate prin oglinzi de fricțiune și de obicei lipsite de material de umplutură, sunt în general închise pentru circulația apei, nefiind însotite de ape mineralizate și manifestări de bioxid de carbon.

Seria șisturilor negre, constituită predominant din roci pelitice fine și roci silicioase sau cu ciment silicos, se comportă în general impermeabil față de apele de infiltratie sau ascensionale, circulația apei și bioxidului de carbon din adâncime realizându-se pe fețele de strat și fisurile din apropierea fracturilor deschise.

În raport cu formațiunile permeabile, consolidate și neconsolidate, aceste roci se comportă ca un ecran impermeabil atât în plan orizontal cât și vertical și nu pot constitui zone de acumulare importante. Excepție fac formațiunile din partea superioară a succesiunii cretacice-paleogenă, constituită din gresii feldspatice și micacee cu ciment carbonatic cu o permeabilitate medie, putind reprezenta și o sursă de mineralizare prin dizolvare.

1.1.2. Pînza de Tarcău

Geologic, pînza de Tarcău este constituită din formațiuni cretacice : șisturi negre, strate de Șiclău (Vraconian-Cenomanian), strate de Horgazu (Turonian superior-Senonian), strîns cutate, formînd anticlinoriul Șiclău și formațiuni de vîrstă Eocen (în special gresii cu ciment carbonatic) și Oligocen (argile, marne și gresii în facies de Krosno-Fusaru), ce constituie sinclinalul Voinești.

Constituția lito-stratigrafică a acestei unități a fost descifrată de : Dumitrescu, 1962, 1963 ; Jaja, 1962, 1963 ; Băncilă, 1953, 1958 (în Săndulescu, 1975). Contactul dintre cele două elemente structurale majore, anticlinoriul Șiclău și sinclinoriul Voinești, este tectonic și poate fi mai nou decît șariajul unității de Audia (falia Șiclău este post-oligocenă și pare a fi însotită de apă mineralizată și CO₂).



În timp ce formațiunile cretacice din anticlinoriul Șiclău prezintă același stil de cutare și faliere ca și formațiunile sincrone din pinza de Audia, Eocenul și Oligocenul prezintă cufe mai largi, predominant izometrice și poziții mai constante, cu înclinări mari numai în apropierea contactelor tectonice.

Deși pare evidentă o diferență în intensitatea și stilul de cutare al celor două unități ca și între formațiunile cretacice și paleogene din cadrul fiecărei unități, suprafața restrinsă, gradul ridicat de acoperire și caracterul de recunoaștere al studiilor întreprinse nu permit o reprezentare diferențiată a elementelor structurale caracteristice pentru cel puțin două momente de cutare. Se poate afirma însă că, în cadrul ambelor unități, formațiunile cretacice sunt intens cutate și fracturate în timp ce formațiunile paleogene prezintă o tectonică mai liniștită.

În concluzie, tectonica plicativă a formațiunilor cretacic-paleogene este caracterizată de cutarea și șariajul diferențiat al celor două unități, de Audia și Tarcău, în momente diferite, așa cum au arătat studiile regionale: Miocen inferior și respectiv Miocen mediu sau intra-Tortonian (cf. Sandulescu, 1975). Cutarea independentă a formațiunilor cretacice trebuie să fi avut loc într-un moment anterior Miocenului inferior.

Fracturarea asociată, probabil sincronă cu momentele principale de cutare și șariaj, este materializată de faliile longitudinale, de tip *bc*, ce reprezintă fali de compresiune, în mare majoritate închise pentru circulația apei și a bioxidului de carbon.

1.2. Depozite pliocen-cuaternare

Depozitele pliocen-cuaternare din zona Covasna-Voinești aparțin în parte bazinului de subsidență pe aria căruia se află depresiunea Brețcu (ramificația estică a depresiunii Bîrsei), în parte zonei de piemont de la contactul cu zona muntoasă. Relațiile dintre depozitele de bazin lacustre sau fluvial-lacustre (alternanțe de argile cu nisipuri și pietrișuri) și depozitele continentale (terase, conuri de dejecție, aluvioni, depozite deluvial-proluviale) sunt complexe, iar corelările dificile, atât datorită situației zonei studiate la limita estică a depresiunii — și deci suprapunerii depozitelor amintite — cit și datorită tectonicii complicate ce a însoțit formarea și evoluția bazinului.

Mișcările diferențiale continue, cu caracter negativ pe aria bazinului și pozitiv pe rama muntoasă, puse în evidență de încercarea teraselor vechi sub depozitele teraselor tinere și existența martorilor de eroziune din bazin (T. Bandrabur, Elena Popescu, 1957)³ considerăm că au fost generate și însoțite de mișcări neotectonice materializate prin fracturi active (fracturi de „fundament” sau de cuvertură) și în cursul Pliocen-Cuaternarului.

Grosimea depozitelor pliocen-cuaternare prezintă variații de la est la vest, adesea cu schimbări brusă; în general, grosimile cresc de la cîțiva metri la limita estică a perimetrlului, în zona montană, la 100,6 m

³ Arh. I.G.G., București.



în zona gării Covasna, situată în vest. Considerăm că variațiile de grosime, adesea cu schimbări bruste, se datoresc efectului combinat al eroziunii prepliocene, ce a afectat formațiunile de fliș, precum și tectonicii plio-cuaternare.

2. Tectonica disjunctivă

Întrucât structura geologică a fiecărei unități, tectonica plicativă și fracturarea asociată, ante-pliocenă, au fost prezентate în capitolul precedent, vom discuta elementele structural-tectonice ulterioare șariajului acestor unități (intra-Miocen inferior pentru unitatea de Audia și intra-Tortonian pentru unitatea de Tarcău).

Din corelarea datelor de suprafață (extinderea formațiunilor, falii deschise în afloriment, izvoare mineralizate, emanații puternice de CO₂) cu datele de foraj și geofizice, se constată existența a două sisteme principale de fracturi „post-șariaj“ (fig.).

— Un sistem de fracturi orientate NW-SE, paralel cu structura majoră a „fundamentului“ (înțelegind prin aceasta formațiunile de fliș), cu înclinări apropiate de verticală, ce au afectat atât fundamentul cretacic-paleogen cît și formațiunile pliocen-cuaternare din baza succesiunii, ca de exemplu : falia Halom-Balta Dracului-Arpăd, falia Voinești (ce se află pe două aliniamente regionale descrise de Filipescu, 1955) și falia Șiclău, probabil un contact tectonic mai vechi, reactivat.

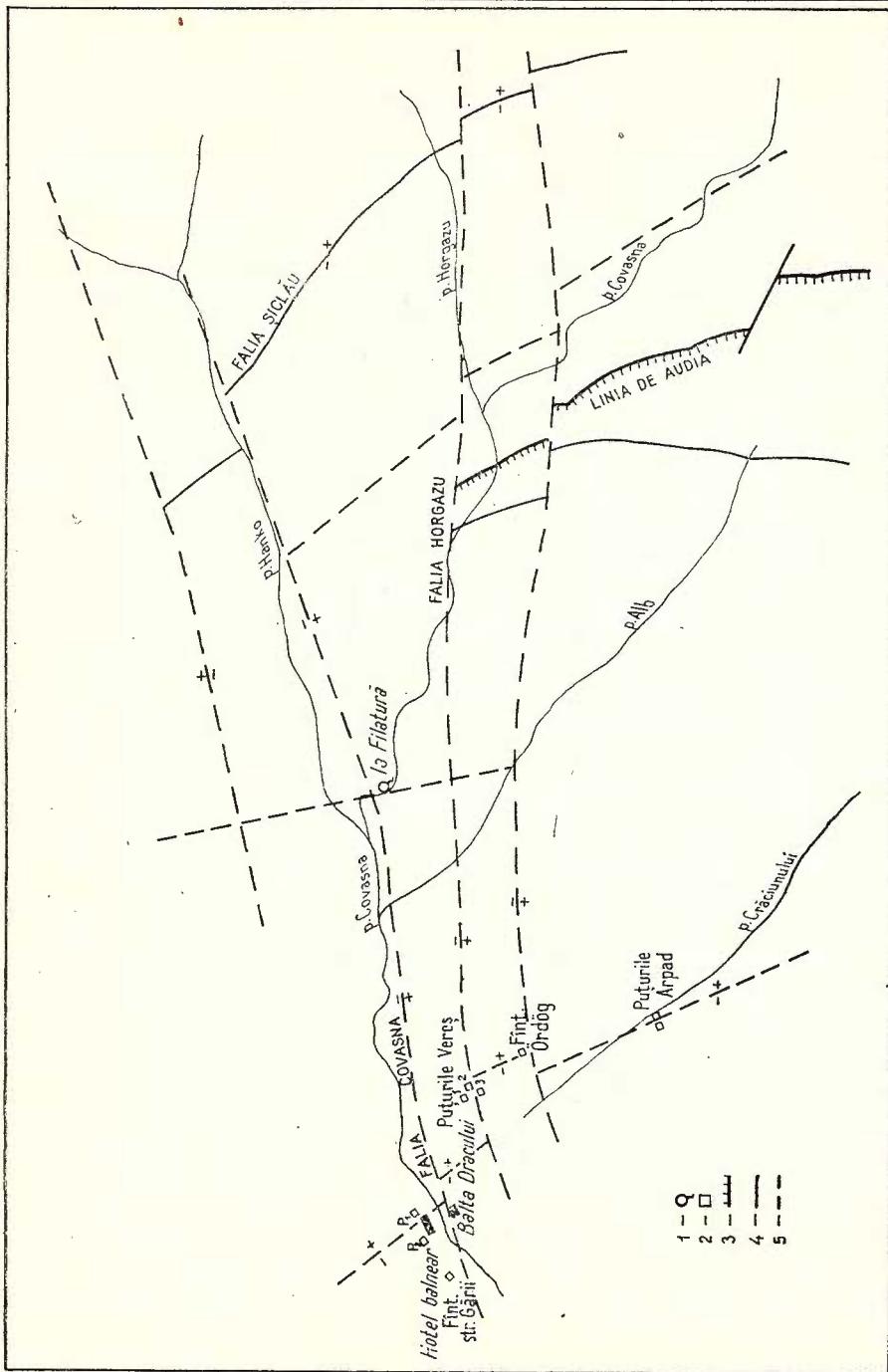
Fracturile menționate sunt însătoare de manifestări de CO₂ și ape mineralizate și produc decroșări în plan vertical ale limitei Pliocen-Cuaternar/Cretacic-Paleogen, aşa cum reiese din corelarea datelor de foraj și geofizice.

Acstei falii, active în intervalul Pliocen-Pleistocen inferior, pot fi contemporane cu mișările din faza valahă ce au afectat molasa externă în zona de curbură a Carpaților Orientali (Săndulescu, 1975) și cu activitatea vulcanică din partea de sud a munților Harghita (Rădulescu, 1973).

— Un sistem de fracturi orientate WSW-ENE, transversal pe structura flișului, cu înclinări variabile (70—80°) dar apropiate de verticală ; cea mai importantă ca amploare este falia Covasna de pe aliniamentul Hanko-Balta Dracului. Această fractură sau, posibil, o fractură paralelă cu aceasta, poate fi observată în malul drept al văii Covasna, în cotul pe care valea îl face la Filatura ; această fractură a fost interceptată de sondajul efectuat pentru lucrări geofizice (seismice) la gura pârâului Hanko și explică decalajul de cca 50 m al limitei Pliocen-Cuaternar / fundament față de compartimentul situat la sud. Decroșarea în plan vertical pe care o produce această fractură nu afectează depozitele terasei inferioare lucruri vizibile în afloriment, pe valea Covasnei, în punctul „la Filatura“, considerate Pleistocen superior (T. Bandrabur, Gr. Alexandrescu, P. Crăciun, Viorica Iancu, 1976)⁴.

Datorită compartimentării și decroșărilor în plan orizontal și vertical produse de cele două sisteme principale de fracturi „post-șariaj“,

⁴ Arh. I.G.G., București.



Schiță tectonică a zonei Covasna-Voinesti.
1, izvor cu apă mineralizată ; 2, fântină, puit ; 3, urma planului de șariaj ; 4, fractură „ante” sau asociată șariajului ; 5, fractură post-șariaj.

Esquisse tectonique de la zone de Covasna-Voinesti.
1, source d'eau minéralisée ; 2, fontaine, puits ; 3, trace du plan de charriage ; 4, fracture „anté“ ou associée au char-

zona Covasna-Voinești prezintă o structură în blocuri a formațiunilor cretacic-paleogene și plio-pleistocene peste care se suprapun depozite mai noi, pleistocen superior-holocene.

Cu excepția unor compartimente izolate și a unor mișcări locale de basculare, se constată o cădere în trepte către zona centrală a grabenului Tg. Secuiesc din sistemul de grabene și horsturi din aria depresiunii Birsei, evidențiate geofizic (Arianei, Pricăjan, 1970).

Spre deosebire de faliile asociate cutelor din structurile fundamentalului cretacic-paleogen, în general fracturi de compresiune, faliile „post-șariaj“ orientate NW-SE și WSW-ENE, reprezentă fracturi deschise, neetanșe, ce permit o bună circulație ascensională a apelor de adâncime și a bioxidului de carbon dar și o circulație descendantă a apelor superficiale. Fracturile deschise, cf. Duda (1965), pot reprezenta fie fracturi de tensiune, fie fracturi în care direcția forțelor de compresiune aplicate a fost diferită de 90°, putând produce deplasări, în plan orizontal, ale flancurilor fracturii.

Trebuie menționat că zona Covasna-Voinești, situată în aria internă de curbură a Carpaților Orientali, prezintă o serie de particularități structural-geologice ce sugerează caracterul activ al proceselor neotectonice, ca și corelația acesteia cu dinamica apelor mineralizate și a CO₂.

Menționăm în acest sens o serie de argumente de ordin geologic-hidrogeologic, geofizic și chimic :

— Căderile bruste ale limitei Pliocen-Cuaternar/Cretacic-Paleogen, rezultate din corelarea datelor de foraj și de suprafață, cu datele geofizice, căderi ce afectează și depozitele cuaternare din partea inferioară a succesiunii, pînă la nivelul terasei inferioare. Se constată chiar o diferență a efectului fracturilor longitudinale (NW-SE) ce produc căderi de ordinul a 10–15 m și transversale, ce produc decroșări de pînă la 50 m.

Treptele morfologice menționate coincid cu traseele anomalieiilor de bioxid de carbon și cu rezistențăile minime ale apelor mineralizate, dovedind legătura acestora cu fracturi deschise, circulate.

— Aparițiile de ape mineralizate de adâncime, bicarbonatate-clorurate sodice, de concentrație mare, pe traseul fracturilor atît în zona de fliș (ca izvoare) ca și pe aria bazinului, în puțuri de mică adâncime (puțurile Arpad, fântâna Ördög) și foraje.

— Constanța chimismului apelor mineralizate de adâncime pe traseul fracturilor (evidențiate atît geologic cît și geofizic) și independența caracterelor chimice față de tipurile petrografice ale formațiunilor în care sănt cantonate.

Pe planșa I sănt reprezentate cîteva elemente de chimism ce susțin afirmația făcută ca și influență directă a apelor de adâncime bicarbonatate cloro-sodice în procesul de mineralizare a apelor din zona Covasna. Sursele reprezentate grafic sănt aşezate în ordinea descreșterii raportului Na : Ca, parametru ce are valoarea de 26,63 în apele marine și 0,28 în apele fluviatil-lacustre. Se constată că acest raport este mai mare de 26,63 la apele mineralizate din zona Covasna ce apar pe frac-

turi sau în apropierea acestora și scade constant la sursele în care predomină apele din infiltrații superficiale. Un mers similar, dar mai puțin accentuat, prezintă raportul Mg : Ca, susținând afirmația lui Behre și Garrels (în Rankama și Sahama, 1970), că soluțiile ascendente prezintă un raport Mg : Ca mai mare decât cele descendente.

Comportarea ionilor de Na, Ca, Mg, ilustrează aceeași tendință. Sodiul (Na^+) prezintă valori excedentare (peste conținutul maxim din circuitul minor, caracteristic apelor marine) la toate sursele cu apă mineralizată, scăzind brusc la sursele cu amestec de ape superficiale al căror cation principal este calciul (exemplu izvorul 2 Hanko, F. 4 I.S.P.I.F., Balta Dracului etc.). Magneziul (Mg^{2+}), cu o curbă paralelă cu cea a calciului (Ca^{2+}) prezintă o comportare evident complementară cu cea a sodiului, putând indica o proveniență prin procese diferite. O curbă paralelă cu cea a mineralizației totale (ce scade în general paralel cu curba Na : Ca) prezintă acidul metaboric (HBO_2). În mod similar, pH-ul (cf. Allan și Day și Fenner, în Rankama și Sahama, 1970), crește la sursele cu ape de adâncime.

Boxidul de carbon dizolvat în apă (pl. II) nu arată nici o corelație cu elementele de mineralizare prezентate, el aflindu-se în cantități mari, atât în apele puternic mineralizate cât și în cele cu mineralizație scăzută, în apropierea fracturilor.

— Atât concentrația CO_2 (măsurat în probele de aer din sol) cât și chimismul și concentrația apelor mineralizate se schimbă treptat, cu depărtarea de fracturi și pe verticală, prin amestec cu apele superficiale. Astfel, concentrațiile CO_2 variază între 80—90% (în zonele de maxim ale anomalilor) și 5%, în zonele depărtate de fracturi, unde bioxidul de carbon prezintă o concentrație mică și o dispersie mai uniformă (Apostol et al., 1977). Concentrațiile apelor mineralizate ating valori de 26.000 mg/l în sursele din apropierea fracturilor (exemplu izvorul 1 Hanko, forajul 10 I.B.F.) și scad la 2000—3000 mg/l în zonele depărtate de fracturi. Aceleasi schimbări se produc pe măsura apropierii de suprafață (deci către orizonturile superioare) datorită aportului mare de ape superficiale, ceea ce explică valorile mici ale mineralizațiilor totale de la forajele 4 I.S.P.I.F., 1 I.S.L.G.C. și fintina Ördög, surse situate în imediata apropiere a fracturilor cu circulație de ape mineralizate.

Tipul chimic (reprezentat prin diagrame calitative, pl. I) al apelor ascensionale localizate pe fracturi este cel bicarbonat cloro-sodic și se schimbă treptat, devenind bicarbonat sau sulfat calcic-magnezian în sursele ce prezintă amestec cu ape mineralizate în condiții superficiale, concomitent cu scăderea mineralizației totale.

Că o consecință a celor menționate anterior, concentrația și chimismul apelor mineralizate prezintă distribuții neuniforme chiar în cadrul unui același orizont acvifer, în funcție de localizarea fracturilor pe care circulă apele de adâncime și bioxidul de carbon, astfel încât nu se poate vorbi de „străvechiere“ cu mineralizație constantă, ci de niște „zone“ cu o configurație relativ complicată.

— Apariția la zi a unor anomalii de CO₂ cu caracter rectiliniu ca și a rezistivităților aparente minime ale apelor mineralizate, de-a lungul unor trasee ce marchează fracturi deschise, relativ recente (exemplu, falia Covasna). În cazul în care fracturile ar fi afectat numai funda-mentul, existența pachetelor impermeabile din partea mediană a suc-cesiunii pliocuaternare ar fi trebuit să ecraneze sau să uniformizeze distribuția areală a CO₂ și apelor mineralizate în stratele permeabile superioare.

— Dispoziția spațială a apelor mineralizate de adâncime cu mine-ralizații ridicate, ilustrată de secțiunile geoelectrice în care acestea sînt reprezentate prin zone cu rezistivități aparente scăzute (pl. III și IV).

Secțiunile geoelectrice, deși au un caracter calitativ și deci nu dau indicații precise asupra adâncimilor, ilustrează configurația structurii geologice pe aria bazinului ca și unele caracteristici ale acviferelor can-tonate atât în depozitele pliocen-cuaternare cît și în „fundament“ prin dispoziția liniilor de egală rezistivitate (izoohme) și gruparea valorilor rezistivităților.

Astfel, în secțiunile orientate NW-SE (pl. IV), perpendicular pe fracturile transversale, se constată că la sud de pîrul Covasna se con-turează o structură unitară, cu rezistivități aparent mari (25—100 Ωm) și cu liniile de egală rezistivitate dispuse aproximativ vertical. Această zonă corespunde compartimentelor ridicate de la sud de falia Covasna, în care flișul de Audia este mult ridicat și ilustrează lipsa unor acumula-lări de apă mineralizată ca și caracterul predominant impermeabil al șisturilor negre în care circulația are loc pe fețele de strat, în general cu poziții apropiate de verticală.

La nord de falia Covasna, pe zona cu depozite cuaternare mai groase, se diferențiază :

a) un orizont superior, cu rezistivități mai mari de 20 Ωm (pînă la 100—200 Ωm) și cu o dispoziție orizontală a liniilor de egală rezis-tivitate, corespunzind orizontului permeabil superior al succesiunii plio-cuaternare, în care este cantonat și stratul freatic, cu mineralizație scăzută ;

b) un orizont inferior, cu rezistivități mai mici de 15 Ωm, în care liniile de egală rezistivitate sînt dispuse aproximativ vertical sau cu inclinări mari. Rezistivitățile minime demonstrează influența fractu-rilor cu circulație ascensională de ape mineralizate, marcînd disconti-nuități în dispoziția zonelor cu rezistivități apropiate, pînă în apropierea limitei de eroziune actuale (pl. III, profil II). Atât gradul de mineralizare (indicat de valoarea rezistivităților) cît și dispoziția izoohmelor sugerează clar accesul apei mineralizate pe linii de fractură, difuziunea acesteia în stratele acvifere producîndu-se treptat, odată cu diminuarea minera-lizației totale și cu schimbarea chimismului.

Secțiunile geoelectrice orientate NE-SW (pl. IV), sînt paralele cu sistemul de fracturi transversale și intersectează fracturile orientate NW-SE. Lungimea zonelor cu rezistivități minime este mult mai mare, datorită paralelismului dintre traseul secțiunilor și fracturile transver-

sale cu aport de apă mineralizată de adîncime. Se remarcă de asemenea existența unui orizont superior cu rezistivități aparente ridicate (20—100 Ωm), ce se îngroașă spre vest și a unui orizont inferior cu rezistivități sub 10 Ωm , cu o dezvoltare relativ constantă.

Observația făcută pe baza lucrărilor geofizice, privind existența unor concentrații importante de CO_2 și ape mineralizate la intersecțiile celor două tipuri de fracturi „post-șariaj“ menționate, întărește afirmația că ambele tipuri de fracturi constituie căi de circulație deschise pentru accesul apei mineralizate și al bioxidului de carbon.

Atât cantitatea mare de CO_2 cît și chimismul apei mineralizate de adîncime (bicarbonatată cloro-sodică) ce apare strict pe fracturi, dominat de excesul de Na^+ (peste procentul de 30,62% me din apele marine), ca și prezența unor elemente ca : As, B (sub formă de HBO_2), pH-ul mai ridicat, sugerează o afiliație genetică cu procese magmatice profunde. O dovadă a circulației ascensionale a unor soluții hidrotermale (sau telemagmatice) în zonă, sunt depunerile de sulf, realgar, auripigment, aragonit, din cimentul breciei ce însoțește falia Covasna. Cum însă vulcanismul se consideră a fi fost activ, în extremitatea sudică a lanțului Gurghiu-Călimani-Harghita, pînă în Pleistocen, credem că emanațiile actuale de bioxid de carbon din „aureola mofetică“ a acestui lanț, considerate în general ca produse „post-vulcanice“, reprezintă produse (expresia de suprafață) ale unor procese active de magmatism profund.

Ca argumente în plus privind relația apelor mineralizate de adîncime și a bioxidului de carbon cu procese ce au loc la adîncimi mari, se pot adăuga : independența chimismului apelor mineralizate de tipurile petrografice ale formațiunilor din regiune (a căror grosime cunoscută din foraje, depășește 3000 m) și apariția acestora pe fracturi, ca și asemănarea de chimism cu unele ape hidrotermale purtătoare de elemente metalifere, ce apar în zonele cu fracturi profunde pe care apar centre vulcanice active. Astfel, Lebedev (1974) menționează, în zona circumpacifică, două tipuri principale de ape hidrotermale purtătoare de elemente metalice : sulfatace-clorurate cu concentrație mare, asociate mișcărilor vulcano-tectonice (și legate genetic de vulcanismul actual) și ape preponderent clorurate-sodice cu mari variații în conținutul ionilor de bicarbonat și sulfat asociate fracturilor adinci pe care apar unele centre vulcanice.

Deși apele mineralizate din zona Covasna nu prezintă, la zi, temperaturi cu mult peste cele ale apelor freatici, chimismul acestor ape (excesul de Na, prezența As, B, acidului metasilicic și a unor elemente minore metalice ca : Cu, Pb, Zn), cantitățile mari de CO_2 , prezent atât ca emanații pe fracturi cît și în apă, ca și relația lor evidentă cu fracturile deschise, mai recente, ne permit a susține afirmația privind legătura lor genetică cu procese de magmatism-metamorfism profunde, active.

Variațiile de chimism ale apelor mineralizate din zona Covasna, de la tipul bicarbonat sodic sau bicarbonat-clorurat sodic (caracteristic ivirilor de pe fracturi) la tipul bicarbonat sau bicarbonat-sul-



fătat calcic, considerăm că se datorează amestecului apelor de adâncime cu circulație ascensională, cu ape mineralizate în condiții superficiale sau cu ape freatiche.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei S., Pricăjan A. (1970) Corelații între structura geologică adâncă și aureola mofetică din Jud. Covasna, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase. *Bul. Soc. de Științe Geologice din R.S.R.*, XII, București.
- , Pricăjan A., Ștefănescu M., Setel M. (1975) Variația manifestărilor bioxidului de carbon mofetic de la Băile Pucioasa-Sântimbru și Harghita. *St. cerc. geol., geogr., seria geologie*, 20, 1, București.
- Alexandrescu Ecaterina, Alexandrescu Gr. (1964) Asupra Cretacicului superior din flișul extern din regiunea Covasna-Zagon (Carpații Orientali). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (seria geologie)*, I, 9, București.
- Apostol A., Eisenburger D., Spănoche S. (1977) Beiträge der Geophysik zur Erforschung der Kohlendioxydemanationen in den Ostkarpaten. *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. Géophysique*, 21, 1, București.
- Bandrabur T. (1964) Cercetări hidrogeologice în regiunea Covasna-Tufalău-Peteni. *D. S. Com. Geol.*, XLIX (1961—1962), pg. 193—211, București.
- Băncilă I., Marinescu I. (1966) Contribuții noi la cunoașterea geologiei regiunii Covasna. *Ann. Com. Stat. Geol.*, XXXV, București.
- Duda J. S. (1965) The stress around a Fault according to a Photoelastic Model Experiment. *Geophysical Journal*, vol. 9, No. 4.
- Filipescu M. G., Drăghindă I., Mutihac V. (1954) Cercetări geologice între valea Buzăului și linia Cașin-Tușnad. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, București.
- (1955) Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre V. Uzului și V. Tîrlungului. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, București.
- Lebedev Z. M. (1974) Sovremennye metallocenosnye ghidrotermi i voprosy rudo-geneza. *Izvestiya Akad. Nauk, SSSR, ser. Gheol.*, 6, Moscova.
- Marinescu I. (1962) Structura geologică a flișului dintre valea Bisca Mare și izvoarele Putnei. *D. S. Com. Geol.*, XLVI (1958—1959), București.
- Mc. Coy H. J., Hardee J. (1970) Ground water resources of the lower Hillsboro canal area. Report of investigation No 55, Bureau of geol., Florida.
- Patrulius D., Mihăilă N. (1966) Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Bîrsei. *Ann. Com. Stat. Geol.*, XXXV, București.



- Rankama K., Sahama Th. G. (1970) Geochimie, Editura tehnica, Bucuresti.
- Rădulescu D. P. (1973) Consideratii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani, Gurghiu și Harghita. *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 4, Bucuresti.
- , Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian E. (1976) Structure de la croute terrestre en Roumanie. Essai d'interpretation des études séismiques profondes. *An. Inst. geol. geofiz.*, 2, Bucuresti.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. de la Société Géologique de France*, 7-e serie, tome XVII, 3.

INTREBĂRI

I. C. Bucur: 1. Toate fracturile longitudinale din flișul cretacic de la nord și sud de depresiunea Brețcu se pot considera „căi blocate” pentru emanăriile de tip CO_2 sau SO_2 ?

2. Sinteti satisfacuti de rezolutia măsurătorilor electrice pe care le-ati efectuat în zona Covasna ?

3. Ati aplicat principiul S.E.V. sau curenți telurici ?

Răspuns: 1. Din observațiile noastre se constată că fracturile longitudinale mai vechi, „ante” sau asociate șariajelor, reprezentind un anumit tip de fracturi de compresiune, sunt blocate (închise) pentru accesul CO_2 și apei mineralizate; fracturile „post-șariaj”, în general fracturi de tensiune, sunt însoțite de manifestări de CO_2 și de ape mineralizate.

2. Considerăm că măsurările electrice efectuate, oferă date realmente utile întrucât, printr-o complexare cu celelalte metode utilizate, se constată o concordanță de rezultate ca și corelarea cu datele de foraj și observațiile geologice-hidrogeologice.

3. S-au efectuat măsurători electrometrice, prin S.E.V.

C. Benone: 1. Dacă s-au făcut analize pentru conținuturi radioactive în apele cercetate ?

2. Dacă s-au făcut aceste analize ce indicații au dat ele asupra zonelor de mineralizare, a zonelor de alimentare și chiar asupra tectonicii ?

Răspuns: 1. În cursul cercetărilor întreprinse de Institutul de Geologie și Geofizică (1975—1976) nu s-au efectuat analize pentru conținuturi radioactive în apele cercetate.

2. Date privind radioactivitatea acestor ape se cunosc din lucrările autorilor P. Sóos, Zs. Selényi, J. Szocs (1955) și L. Balogh, B. Barabás, E. Szabó (1960). Autorii afirmă că radioactivitatea apelor din zona Covasna este redusă și remarcă prezența Ra numai ca urme în apele acide, considerate surse secundare și în cantități ceva mai ridicate în apele alcaline. De asemenea, autorii afirmă că „partea preponderentă a Ra din aceste ape nu ia naștere în contul Ra dizolvat ci provine din erupțiile gazoase“.



S. Peltz: 1. Considerați zona Covasna un „punct cald” pe teritoriul R.S. România ?

2. Care este legătura dintre mișcările neotectonice din zona Covasna și cele din aria vulcanică Harghita ?

3. Admiteți că zona Covasna cu multiplele manifestări postvulcanice se încadrează în aliniamentul tectonic major denumit de către V. Stanciu „linia Harghita” încă în urmă cu aproximativ 40 ani ?

Răspuns: 1. Deși rezultatele cercetărilor efectuate de noi conduc la ideea unei asociații genetice a CO₂ și apelor mineralizate ascensionale — ce ajung la zi pe fracturi deschise, relativ recente — cu procese magmatice profunde, active, considerăm că zona este insuficient cercetată. Evidențierea unor gradienți geotermici ridicăți, a unor surse de ape termale (ca și alt gen de investigații) ar susține acest punct de vedere.

2. Considerăm că mișcările neotectonice menționate pentru diferite zone din Carpații Orientali au un caracter regional însă intensitatea și frecvența mai mare a mișcărilor neotectonice sunt caracteristice ariei de curbură a Carpaților Orientali. Zona Covasna se situează în continuarea spre sud-estul ariei vulcanice Harghita, pe un aliniament NW-SE format de lanțul vulcanic neogen și zona seismică Focșani (Apostol et al., 1977).

3. Orientarea unora dintre fracturile recente, însoțite de manifestări de CO₂ și ape mineralizate fiind NW-SE, se remarcă un paralelism al acestora cu „linia Harghita” și cu fracturile adînci, evidențiate geofizic (Airinei, Pricăjan, 1972). Zona Covasna se află în prelungirea spre SE a „liniei Harghita” dar în același timp prezintă o serie de particularități geologice-structurale ce decurg din situarea ei în aria internă de curbură a Carpaților Orientali.

DISCUȚII

S. Peltz: Zona Covasna prezintă interes deosebit pentru acele cercetări care vizează problemele geodinamice în corelare cu manifestările magmatice din Carpații Orientali și cu corteziul de fenomene postvulcanice asociate. Am reținut cu mult interes unele rezultate prezentate de autorii comunicării și care se referă la tectonica locală și regională, manifestările postvulcanice și originea acestora. Consider că trebuie să fie mai bine precizate acele probleme căre evidențiază legătura manifestărilor postvulcanice cu magmatismul din regiune. Dejă se admite migrarea în timp de la nord spre sud, a vulcanismului din aria Călimani-Harghita, se poate totodată admite prezența în zona Covasna a unor mase magmatice profunde care au succedat în timp celor din sudul Harghitei; manifestările postvulcanice de la Tușnad și Turia sau de la Sântimbru-Băi sunt din multe puncte de vedere similare celor de la Covasna.

Într-un cadru regional, comunicarea prezentată aduce noi elemente pentru situația zonei Covasna pe aliniamentul tectonic major denumit de V. Stanciu cu aproape 40 ani în urmă „linia Harghita”.



CORRÉLATION ENTRE LA TECTONIQUE, LES EAUX MINÉRALISÉES ET LE CO₂ DANS LA ZONE DE COVASNA

(Résumé)

Les auteurs de cette étude ont envisagé de présenter les éléments structural-tectoniques confirmés par voie géophysique et étayés par toute une série de données de chimisme qui, dans leur conception, viennent illustrer une corrélation structural-génétique entre les eaux minéralisées et les manifestations de bioxyde de carbone de la zone de Covasna-Voinești avec les fractures profondes et probablement avec des processus de magmatisme de profondeur.

Les fractures qui présentent — au jour — une telle corrélation sont des fractures plus récentes, ultérieures aux charriages ayant affecté (au cours du Miocène) les deux unités tectoniques de cette zone : l'unité d'Audia et l'unité de Tarcău. Les fractures „post-charriage“, orientées d'après deux systèmes principaux : NO-SE et O-E, sont ouvertes à l'accès de l'eau minéralisée et du bioxyde de carbone de profondeur et peuvent être soit des fractures de tension, soit un certain type de fractures de compression.

Parmi les arguments à même de plaider pour l'influence de la tectonique active sur la provenance et la dynamique des eaux minéralisées et du bioxyde de carbone de cette zone, on peut mentionner :

- Les brusques pendages de la limite Pliocène-Quaternaire/Crétacé-Paléogène, chutes affectant également les dépôts quaternaires de la partie inférieure de la succession plio-quaternaire.

- Les apparitions d'eaux minéralisées de profondeur, bicarbonatées-chlorurées sodiques, à concentration assez élevée — sur le tracé des fractures — autant dans la zone du flysch, aussi bien que dans l'aire du bassin plio-quaternaire.

- Le chimisme constant des eaux minéralisées de profondeur sur le tracé des fractures et l'indépendance des caractères chimiques par rapport aux types pétrographiques des formations encaissantes.

- La variation de la concentration en CO₂ (des preuves d'air du sol), de même que du chimisme et de la concentration des eaux minéralisées en fonction de l'éloignement des fractures ou sur la verticale, vers l'horizon supérieur — à eaux phréatiques.

- L'apparition au jour de quelques anomalies de CO₂ à caractère rectiligne, ainsi que des eaux minéralisées à résistivités minima le long des tracés qui marquent des fractures ouvertes, assez récentes.

- La configuration (ou la disposition) spatiale des zones à eaux minéralisées de profondeur, illustrée par les sections géoélectriques.

Une série d'éléments fournis par les données de chimisme suggèrent une association génétique entre les eaux minéralisées de profondeur, du type bicarbonaté-chloruré sodique, avec des fractures et processus magmatiques profonds.

Les variations de chimisme, exprimées par l'existence des eaux du type bicarbonaté ou bicarbonaté-sulfaté calcique, sont — à notre avis — provoquées par le mélange avec les eaux minéralisées en conditions de surface — par l'interaction des roches hôtes, ou par le mélange avec des eaux phréatiques.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Représentations de chimisme des eaux minéralisées de la zone de Covasna.

Planche II

Tableau avec les données de chimisme employées dans les représentations de la planche I.

Planche III

Sections NO-SE : coupes I, II, III comprenant : sections géoélectriques, coupes géothermiques, coupes CO₂ (échantillons d'air).

Planche IV

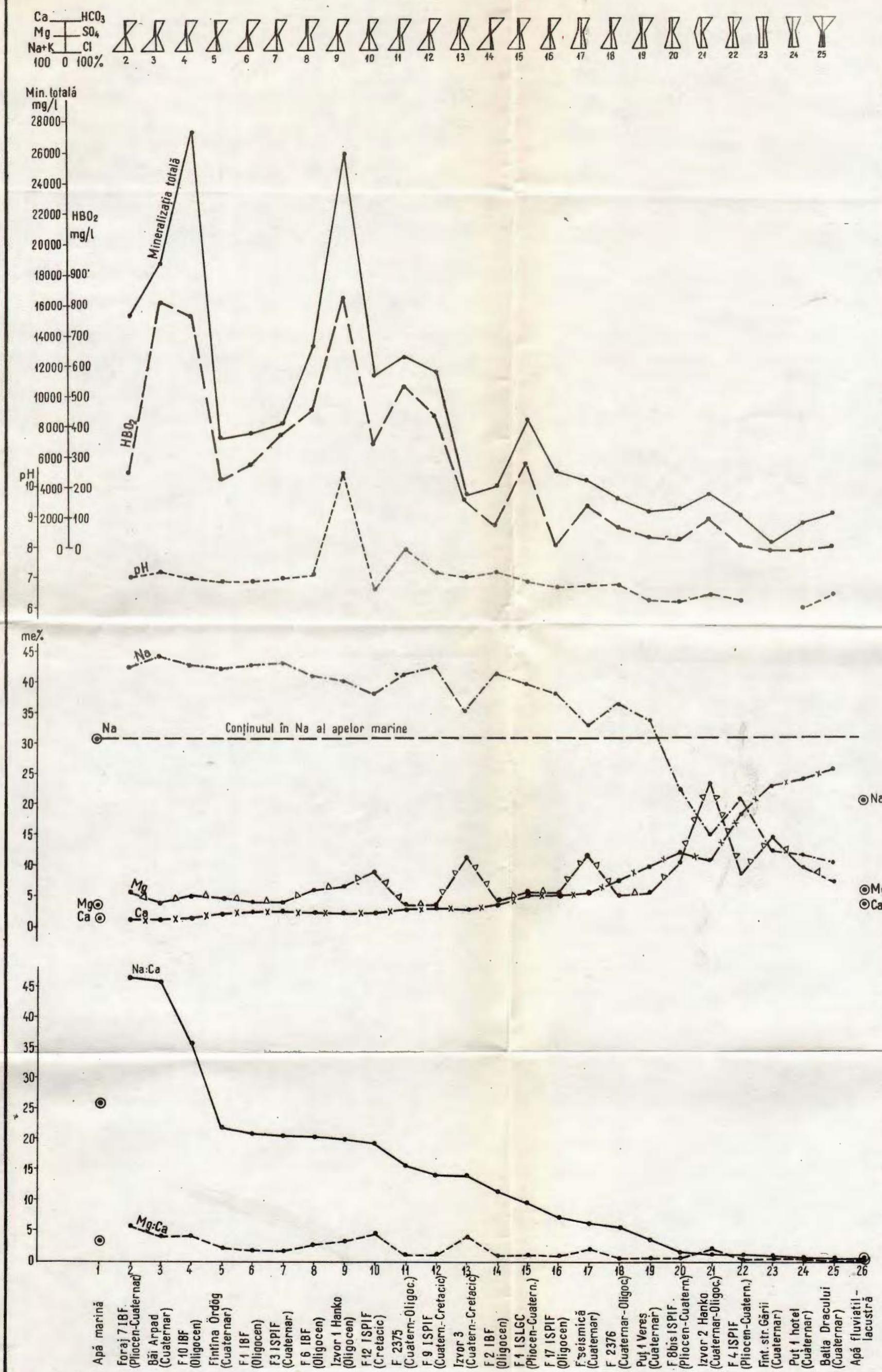
Sections NO-SE : coupe IV comprenant : section géoélectrique, coupe CO₂, section à horizons seismiques. Sections géoélectriques NE-SO.





Institutul Geologic al României

REPREZENTĂRI DE CHIMISM ALE APELOR MINERALIZATE DIN ZONA COVASNA



T A B E L
CU DATELE DE CHIMISM UTILIZATE ÎN REPREZENTĂRILE DIN PLANŞA I

VIORICA IANCU, A. APOSTOL. Corelația dintre tectanică, apele mineralizate și CO₂ în zona Covasna

PL. II

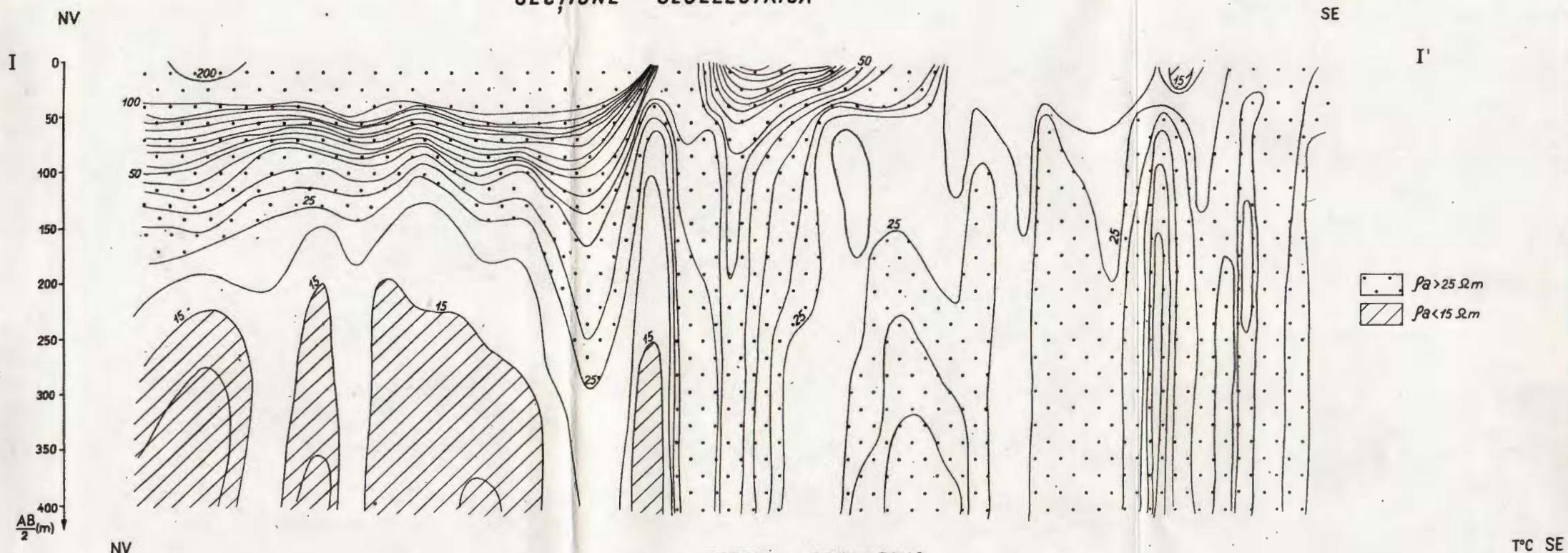
Nr. Crt.	SURSE	MINERALIZAȚIA TOTALĂ mg/l	CO ₂ mg/l	Cl ⁻ % mc	SO ₄ ²⁻ % mc	HCO ₃ ⁻ % mc	Na ⁺ % mc	K ⁺ % mc	Ca ²⁺ % mc	Mg ²⁺ % mc	H ₂ SO ₄ mg/l	HBO ₂	No : Ca	No : K	Mg : Ca
1	Apa marină	—	—	—	—	30,60	1,10	1,15	3,69	—	—	26,63	27,84	3,21	
2	F 5 I. B. F.	15.355,6	875,6	17,30	—	32,05	42,60	1,45	0,90	5,20	23,25	250,0	47,33	29,37	5,77
3	Băi Arpad	18.732,5	717,2	21,80	0,25	27,90	44,30	0,20	0,95	3,80	37,50	810,0	46,63	221,50	4,00
4	F 10 I. B. F.	27.581,6	704,0	16,90	0,10	33,00	43,00	0,30	1,20	4,90	31,00	769,5	3583	143,30	4,08
5	Fântâna Ördög	7.150,0	1.206,7	17,30	0,70	32,17	42,20	1,30	1,90	4,30	34,30	225,7	22,21	32,46	2,26
6	F 1 I. B. F.	7.610,8	1.082,5	12,23	0,93	36,76	42,86	1,00	2,03	3,96	28,43	278,1	21,11	42,86	1,95
7	F 3 I.S.P.I.F.	8.254,0	768,2	17,60	0,70	31,30	43,20	2,26	2,06	3,60	25,80	378,0	2097	19,11	1,74
8	F 6 I. B. F.	13.359,2	800,2	15,40	0,20	33,70	41,00	0,86	1,98	5,73	26,60	452,2	20,70	47,67	2,89
9	Izvor 1 Hanko	26.097,0	1.196,8	19,70	0,20	30,00	40,10	0,95	2,00	6,80	21,90	829,5	20,05	42,21	3,40
10	F 12 I.S.P.I.F.	11.431,3	1.196,8	21,30	—	28,60	38,00	0,70	1,95	8,80	19,40	348,3	19,48	54,28	4,51
11	F 2375	12.718,8	713,8	13,80	—	35,90	41,30	1,85	2,65	2,90	16,20	531,3	15,58	22,32	1,09
12	F 9 I.S.P.I.F.	11.706,2	1.299,7	15,90	0,20	33,80	42,30	1,25	2,95	3,10	27,80	440,4	14,33	33,84	1,05
13	Izvor 3 Filatură	3.464,0	756,8	25,70	2,40	21,90	35,00	0,50	2,50	11,00	18,10	162,0	14,00	70,00	4,40
14	F 2 I.B.F.	4.082,2	264,0	6,40	0,60	43,00	41,40	0,30	3,60	3,60	18,10	81,0	11,50	138,00	1,00
15	F 1 I.S.L.G.C.	8.546,1	786,1	17,70	0,36	31,80	39,70	0,70	4,06	5,20	22,40	286,0	9,77	56,71	1,28
16	F 17 I.S.P.I.F.	5.043,6	1.266,3	15,60	0,90	33,50	38,00	1,20	5,20	5,00	33,60	16,2	7,30	31,66	0,96
17	Puț seismică	4.515,4	1.359,7	17,30	2,10	30,60	32,90	0,40	5,20	11,50	18,10	145,8	6,32	82,25	2,21
18	F 2376	3.330,8	765,6	16,00	1,80	32,20	36,10	1,15	7,10	4,80	22,60	87,50	5,08	31,39	0,67
19	Puț 1 Vereș	2.491,4	1.006,8	9,30	2,50	38,30	33,70	1,70	9,30	5,10	30,03	47,90	3,62	19,82	0,54
20	F 8 bis I.S.P.I.F.	2.763,9	1.281,1	24,80	2,10	23,06	22,40	1,40	11,80	10,50	23,30	38,40	1,89	16,00	0,88
21	Izvor 2 Hanko	3.685,0	836,0	14,33	2,60	33,10	14,70	1,00	10,40	23,20	31,00	101,00	1,41	14,70	2,23
22	F 4 I.S.P.I.F.	2.373,3	1.477,0	18,02	5,10	26,80	20,70	2,00	18,00	8,10	13,50	18,02	1,15	10,35	0,45
23	Fântâna str. Gării	402,2	26,4	12,10	7,80	17,20	12,10	1,10	22,70	14,10	18,10	0,00	0,53	11,00	0,62
24	P 1 hotel	1.882,0	1.285,2	16,40	7,40	26,03	11,40	4,50	23,80	9,60	18,10	0,00	0,47	2,53	0,40
25	Bolta Dracului	2.450,0	929,0	3,50	3,10	43,30	10,20	1,20	30,20	7,40	37,50	10,10	0,33	8,50	0,24
26	Apa Iluviatilă	—	—	—	—	—	5,79	2,12	20,30	3,41	—	—	0,28	2,73	0,17

Prescurtări : F = faraj; P = puț

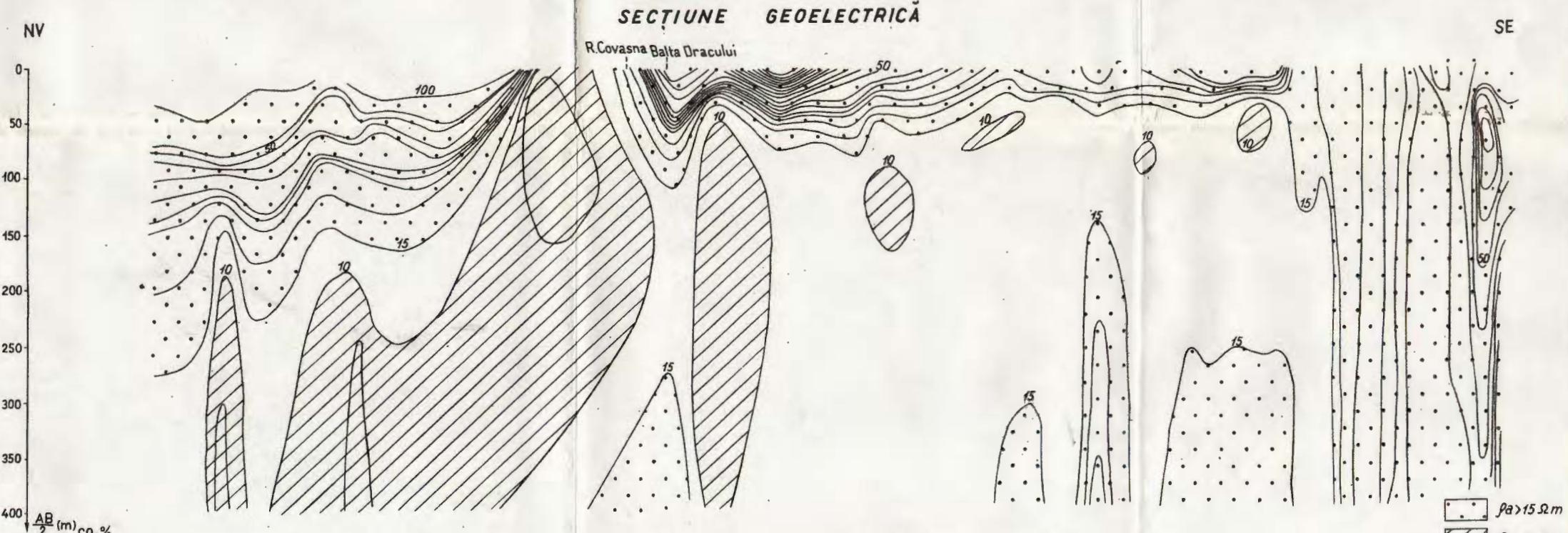
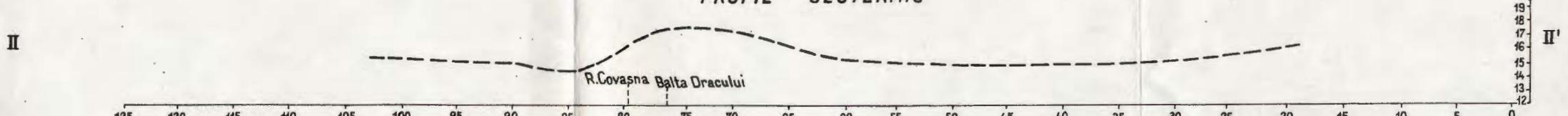
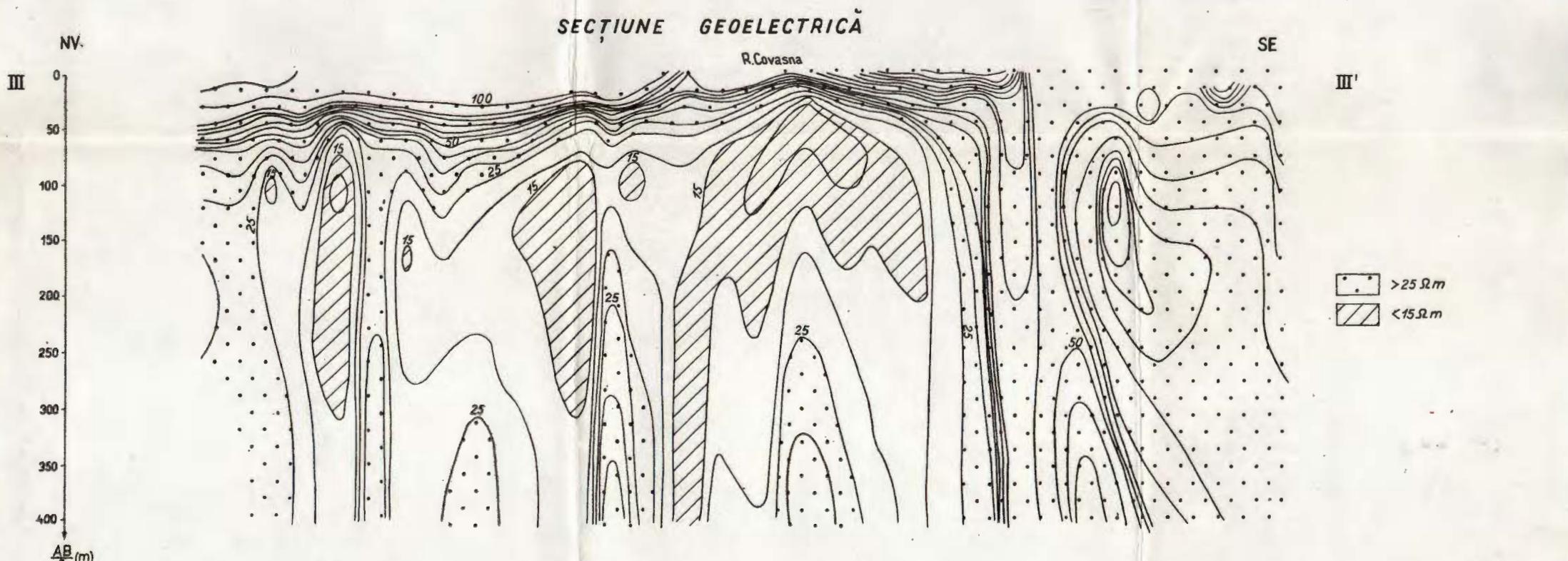
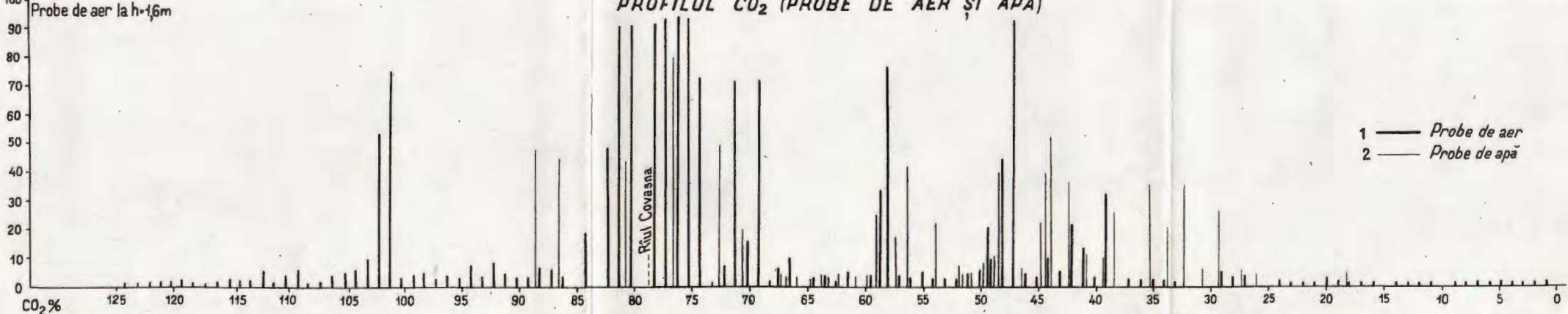
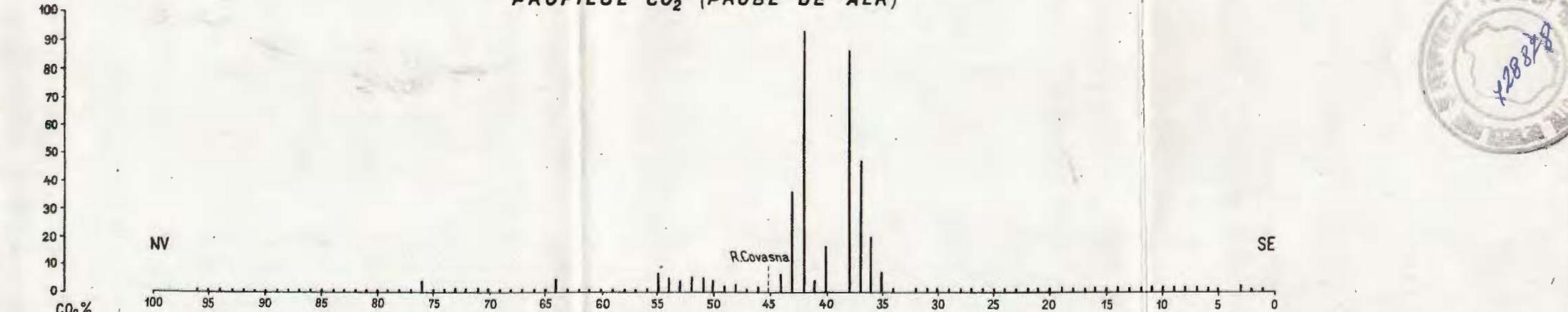
Institutul Geologic al României

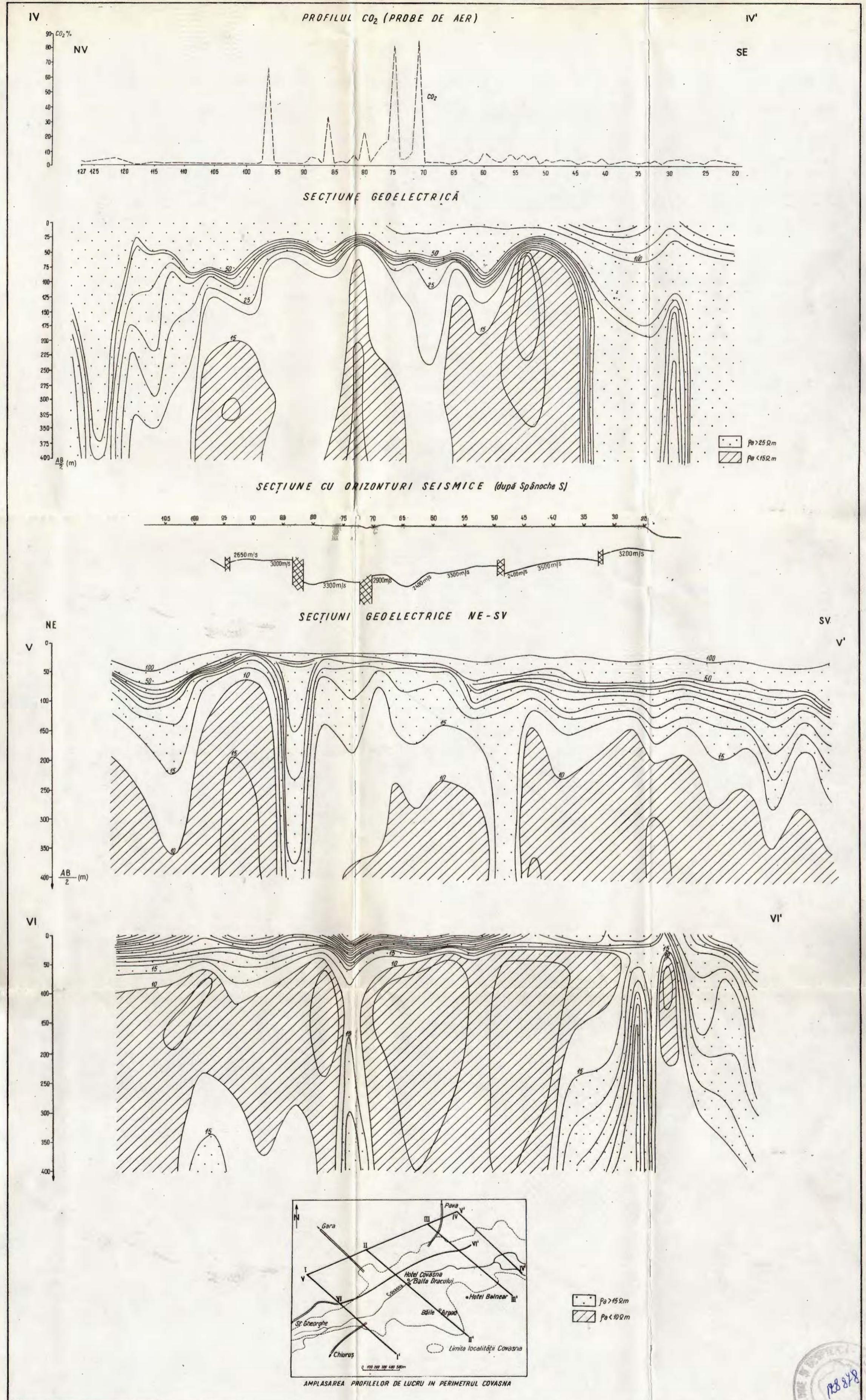
SECȚIUNI NV-SE

SECȚIUNE GEOFIZICĂ



PROFIL GEOTERMIC

PROFILUL CO₂ (PROBE DE AER ȘI APĂ)PROFILUL CO₂ (PROBE DE AER)



5. TECTONICA SI GEOLOGIE REGIONALA



Project 14 : Midcretaceous Events

REMARKS ON THE MOLASSE SIGNIFICANCE¹

DE

DAN C. JIPA²

Molasse. Facies.

Sommaire

Sur la signification de la molasse. Abstraction faite des critères orogéniques et lithologiques, on pourrait considérer la molasse comme un produit des catènes tardes- et/ou post-géosinclinales. Le critère de la provenance du matériel détritique de ces catènes doit être strictement observé.

The term molasse is getting to almost two centuries of active presence in the geological vocabulary. It came modestly into existence, with local and descriptive connotation. At the 6th International Geological Congress, Bertrand (1897) conferred this term an important orogenic significance ; so "molasse" became a star in the élite of the geological terms.

Even more than "flysch" the term molasse experienced a comfortable existence, its meaning being but seldom questioned. The analytical studies devoted to the molasse could be counted on the fingertips of one hand. The latest of such studies are still presenting the molasse concept in an idyllic way, failing to reveal its hereditary malformations.

Discussing several basic features of the molasse deposits the present author wishes to underline the lack of accuracy which is aureoling this term.

Molasse — orogenic significance

Starting with Bertrand (1897) a marked orogenic significance was coined to the molasse deposits. An orogenic control in molasse

¹ Received 6 May 1978, accepted for publication 9 May 1978, presented at the Meeting of 9 June 1978.

² Institute of Geology and Geophysics, 1 Caransebeş str., Bucarest.



sedimentation is still largely accepted, while begining to be denied for flysch deposits (Ksiązkiewicz, 1960; Jipa, 1977).

Molasse sediments are regarded as orogenic because their clastic material derives from orogenic mountain chains subjected to erosion. At the time when Bertrand (1897) presented his views on the geosynclinal cycle, mountain building was regarded as a strictly orogenic process. But as Haarmann first stated (1926, in Aubouin, 1965) distinction is commonly made between tectogenesis (structogenesis) and morphogenesis as two different aspects of orogenesis. In the course of time it was realised that the present high topography of the geosynclinal-born mountains is not really due to orogenesis, but to post orogenic vertical raises (Pannekoek, 1960). Some authors (Dumitrescu, Sandulescu, 1969) believe that such uplifts are to be included in the orogenic phenomenon. Other scientists (de Sitter, 1960) presented arguments indicating that there is no direct connection between uplifting and folding. Consequently, orogenesis and mountain building might represent different processes (Pannekoek, 1960).

The looseness of the term orogenesis has a net impact on the orogenic significance of molasse deposits. If the raising of the mountain chain acting as source area is not due to the orogenesis the molasse accumulation does not represent an orogenic facies.

Until the unforeseeable clearing up of the orogenesis concept we should keep to better known facts. Thus, it is more correct to state that the molasse sedimentation is determined and directly controlled by the uplifting movements which follow the compressional geosynclinal phase. Molasse deposits are obviously a facies linked with these uplifts. They could be considered an orogenic facies if it is proved that the uplifting is a constituent of the orogenesis.

Molasse facies

Presently such terms as molasse facies, typical molasse deposits, molasse sandstones and conglomerates a.s.o. are of customary use. All these terms express the current supposition that molasse deposits display well-known distinctive lithological-facial features. But what is in fact the molasse litho-facies?

The opinion that conglomerates represent the typical aspect of molasse (e.g. Ruhin, 1966) is rather common. This false, restrictive assumption produced many confusions. Actually, besides conglomerates and gravels the molasse deposits include frequent lutites (sometimes well developed like in the Alpine marine molasse), arenites, as well as non-detrital accumulations. Occasionally regarded as true molasse rock-types the "Nagelfluh" conglomerates are nothing but ordinary fanglomerates (van Houten, 1974), passing laterally to finer-grained deposits.

Some authors, classic and modern, considered that the molasse deposits (or the molasse arenites) are represented by a particular type



of sandstones. With his original description of molasse Studer is the first to belong to this category. Cayeux (1929) depicts molasse arenites as loosely-cemented, calcareous, arkosian sandstones. According to Pettijohn (1957) the molasse sandstones are cross-bedded, calcareous or sideritic subgraywackes and protoquartzites. As already demonstrated by the field practice, such an approach is too narrow and unreliable to represent a real diagnostic of the molasse facies.

Any impartial observer will realize that molasse formations include quite a diverse lithological association. First hand informations on this subject are to be found in the Prealpine zone of the Swiss Plateau, the homeland and model of molasse. Presenting the deposits of this zone Lombard (1972, p. 350) points out that "there are more than one molasse lithofacies including conglomerates and sandstones, marls, various clay deposits, limestones and coal beds. The internal part is gypsum-bearing and, closer to the mountain chain, flysch-like stratonomy can be observed"³. Much the same lithologic variety characterizes the Miocene molasse deposits of the East Carpathians, in Romania. Molasse lithology is similarly described by Vialov (1963).

Resulting from the erosion of certain uplifting mountains the molasse deposits include — indeed — a rather large amount of arenites and rudites. But they are always associated with or laterally replaced by other types of sediments.

The lithologic diversity is emphasized and strongly influenced by the heterogenous depositional environments of the molasse accumulations: continental, shallow marine and transitional.

Out of this lithological variety no peculiar litho-type emerges to characterize the molasse facies. Thanks to the marked variation of its genetical environments and lithology, the lack of distinctive rocks is in fact a major feature of the molasse accumulations.

One could argue that in spite of the litho-types banality their sequence might prove to be characteristic of the molasse deposits. The few studies on the molasse lithologic sequences pointed out their irregular vertical evolution, associated with frequent and rapid lateral variations (Mihailov, 1951; Sandulescu, 1962; Rech Frollo, 1972). However, some molasse deposits display certain trends of sequential evolution (Bersier, 1958). These type-sequences are locally developed and cannot be applied to all molasse deposits.

It appears that there are no data to demonstrate that the lithological sequential arrangement could provide a general characterization of the molasse lithofacies. Considering the high variety of the molasse environments, a common factor inducing such a regular arrangement could hardly be imagined.

As pointed out by van Houten (1974) the molasse series are made up of ordinary sediments, accumulating under normal conditions in the paralic zone, both on the continent and on sea bottom.

³ Free translation from French language.



Provenance as a molasse characteristic

Molasse clastic material is supplied by the mountains which raised during the final geosynclinal stage. Bertrand (1897) was the first who clearly indicated the identity of the molasse source area. Since that time this feature was always taken into consideration in connection with the molasse concept.

For the benefit of a more tangible molasse image the provenance criterium should be strictly observed. In this way the molasse character of a deposit may be confirmed or denied with more authority.

A good example is the case of the "intracontinental molasse" (Popov, in Ruhin, 1966). On the basis that any thick conglomerates are molasse deposits, Popov named molasse some intracratonic ruditic masses of the Tashkent, Ferghana and Darvas depressions. Deriving their clastics from a non-geosynclinal source-area, such sediments can never be considered molasse deposits.

The Miocene deposits of the East Carpathians are regarded as a true molasse. However, at least for a rather large zone of the foredeep (Trotuș-Suceava, Romania) until the Upper Miocene the clastic material was supplied by the edge of the pre-Carpathian platform. The real molasse source-area (Carpathian Mountains) provided detrital material — in a significant way — only since Burdigalian (the former Upper Helvetic Gray Formation) (Sandulescu, 1962; Mirăuță, 1965; Panin, Panin, 1964; Polonic, Polonic, 1968). Consequently it appears that within a large area the sedimentation of the East Carpathian molasse began only in the Upper Miocene.

In some cases beside the characteristic molasse source area other, non-geosynclinal sources were active (Füchtbauer, 1967). When the clastic supply from the geosynclinal chain does not dominate the other sources, the provenance criterium becomes equivocal.

Conclusions

Due to its lithologic, environmental, sequential and stratonomic diversity, the molasse accumulations do not have a characteristic facies. Therefore molasse deposits cannot be recognized as such only in outcrops. The lack of a specific facies deprives the molasse deposits of the possibility of concrete individualization; thus paving the way to biased interpretations.

In the absence of a characteristic lithofacies the molasse definition has to rest upon genetical criteria. According to the current use molasse genetical significance depends entirely on the orogenic theory. As this theory is itself unsettled yet, the genetic aspect of the molasse term is also liable to partial interpretations.

Under these circumstances the present author believes that the use of the so poorly defined term molasse should be abandoned. However, no matter how hazy, being so deeply rooted the term mo-



lasse is going to survive for a long time to come. Therefore it seems more sensible to try to limit the confusions produced by the molasse concept. First of all one must keep in mind that the molasse deposits have no distinctive facies. Accordingly the term "molasse facies" is nonsensical. It also follows that lithology cannot serve as the only ground to designate a molasse deposit.

Molasse sedimentation is linked with the evolution of the late- and/or postgeosynclinal mountain chains. Avoiding the uncertain "orogenic" denomination, molasse accumulations might be defined as a product of such mountains. In this case it is imperative that the detrital material of any deposit labelled "molasse" should have come from areas uplifted in a mobile belt.

Thickness and site of accumulation are additional criteria to single out a molasse deposit. Thickness is always important (thousands of meters) in the accumulation center; but molasse deposits are rapidly thinning out away from the source area. Foredeep is the best known molasse sedimentation basin but not the only one. Intradeps and backdeeps (Aubouin, 1965) are also recipients of molasse deposits.

REFERENCES

- Ahmad F. (1968) Orogeny, geosyncline and continental drift. *Tectonophysics*, 5/3, Amsterdam.
- Aubouin J. (1965) Geosynclines. Elsevier, Amsterdam.
- Bersier A. (1959) Sequences detritiques et divagations fluviales. *Elogiae Geol. Helv.*, 51.
- Bertrand M. (1897) Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. *Compte-rendu VI Congr. géol. internat.*, Lausanne.
- Cayeux L. (1929) Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. Service Carte géol. France*, Paris.
- Dennis J. G., ed. (1967) International tectonic dictionary. English terminology. *Mem. 7, Intern. Geol. Congr., Comm. geol. map of the world. A.A.P.G.*, Tulsa.
- De Sitter L. U. (1960) Compression and tension in the earth crust. *Geol. Rundschau*, 50, Stuttgart.
- Dumitrescu I. et Săndulescu M. (1959) Considerations sur la division des systèmes orogéniques. *Rev. Geogr. phys. géol. dyn.* (2), XI/5, Paris.
- Eardley A. J. and White M. G. (1947) Flysch and molasse. *Bull. Geol. Soc. America*, 66/11, Baltimore.
- Füchtbauer H. (1967) Die sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. *Geol. Rundschau*, 57/1, Stuttgart.



- Jipa D. C. (1977) Orogenesis and flysch sedimentation. Critical remarks on the Alpine model. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/5, Bucureşti.
- Ksiazkiewicz M. (1960) Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. *Geol. Rundschau*, 50, Stuttgart.
- Lombard A. (1972) Séries sédimentaires. Génèse-évolution. Masson, Paris.
- Mirăuță O. (1965) Facies et tectonique de la molasse miocène subcarpatique de la Moldavie centrale. *Carpatho-Balkan geol. Ass., VII Congr. Reports*, II/2, Sofia.
- Pannekoek A. J. (1960) Post-orogenic history of mountain ranges. *Geol. Rundschau*, 50, Stuttgart.
- Panin N. (1964) Coexistența urmelor de pași de vertebrate cu mecanoglifele în molasa miocenă din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. Ser. geol.*, 9/2, Bucureşti.
- , Panin Stefană (1967) Directions des courants dans le dépôt miocènes molassiques des souscarpates roumaines. *Ass. Géol. Carpato-Balkanique, VIII Congr. Reports*, II/2, Belgrad.
- Pettijohn F. J. (1957) Sedimentary rocks. Harper & Brothers, New-York.
- Polonic P., Polonic Gabriela (1968) Direcții de transport în molasa helvețiană dintre valea Sucevei și valea Trotușului. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/1, Bucureşti.
- Rech-Frollo M. (1972) Flysch, molasse et formations apparentées. *Sedimentary Geology*, 8/1, Amsterdam.
- Ruhin L. B. (1966) Bazele geologiei. Ed. tehnică, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1962) Stratigrafia și tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare-Berzunț-Onesti. *D. S. Com. Geol.*, XLVI, Bucureşti.
- Van Houten F. B. (1973) Meaning of molasse. *Bull. Geol. Soc. America*, 84, Baltimore.
- (1974) Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of Southern Europe. *S. E. P. M., Special publication*, 19, Tulsa.
- Vialov O. S. (1963) Despre relațiile dintre faciesurile flișului și molasei. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V. Comunicări științifice*, III/2, Bucureşti.

QUESTIONS

Mariana Mărunteanu: 1. Are the negative sequences (as defined by Lombard) a distinctive molasse feature, marking in fact the difference between flysch and molasse facies? 2. Is it more correct to use a twofold molasse terminology, i.e. molasse formation (associated with a certain geosynclinal stage) and molasse facies (expressing a lithologic facies)?

Answers: 1. Negative sequences are indeed more frequently observed in the molasse deposits. However such sequences appear also in flysch deposits



(the inverted graded beds for example). Consequently this feature does not characterize the molasse deposits.

2. The connection with a certain geosynclinal stage is one of the few features which could characterize the molasse units. Consequently the term molasse formation may be used, with a geohistorical meaning. The term molasse facies is not recommended, as the molasse deposits have no litho-facial characteristics.

I. C. Bucur: At the 1961 Carpatho-Balkanic Congress, when examining molasse deposits in flysch and flysch deposits in molasse (Eastern Carpathians), prof. O. Vialov affirmed that there is a certain time for the accumulation of flysch deposits and another time for molasse. What is your opinion on this matter?

Answer: By the year 1961 the geosynclinal cycle was still regarded as a well established fact. Today the geosynclinal cycle begins to be considered as an artificial notion, as every geosyncline may develop differently according to its own sedimentation environment. That is why one cannot be any more confident that there is an accumulation time for molasse and another one for flysch. The relationship between Siwalik formation and the abyssal cones of Ganges and Indus represents a suggestive example. The Siwalik molasse is not only synchronous but also consanguineous with the Indo-Gangetic flysch.





Institutul Geologic al României

5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ȘI HIDROCHIMICE ÎN SECTORUL DUNĂREAN CUPRINS ÎNTRE LOCALITĂȚILE CETATE-PLENIȚA-BĂILEȘTI¹

DE

NICOLAE MIHAILĂ², PĂUN GIURGEA², ROSETTE IANC²

Aquiferous horizon. Quaternary. Hydrochemistry. The Romanian Plain. The Western Romanian Plain. The zone between the Danube and the Jiu.

Abstract

Hydrogeological and Hydrochemical Investigations in the Danubian Sector between Cetate-Plenița-Băilești. This paper provides a contribution to the knowledge of the Quaternary deposits and the underground waters located in them. The main parameters and the chemism of the deep and phreatic aquiferous strata are presented from a hydrogeological point of view. The deep aquiferous strata lie in the Dacian and Upper Pliocene-Lower Pleistocene deposits and contain calcium-magnesium-bicarbonate waters. The phreatic aquiferous strata are located in the Lower Pleistocene deposits as well as in the terrace and river meadow deposits; the waters are of the bicarbonate, chloride-bicarbonate, calcium-magnesium or sodium-magnesium types.

Cercetările recente efectuate între anii 1976—1977 în sectorul Cetate-Plenița-Băilești, ne-au furnizat o serie de date noi, cu caracter hidrogeologic și hidrochimic pe care ne-am propus să le prezentăm în lucrarea de față.

Primele cercetări asupra geologiei acestui teritoriu se datorează unora dintre intemeietorii școlii geologice românești, ca S. Ștefănescu (1896), G. h. Murgoci (1907), A. Ionescu (1918), B. Ionescu et al. (1923).

¹ Predată la 29 aprilie 1978, acceptată pentru publicare la 14 martie 1979, comunicată în ședința din 2 iunie 1978.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Studii speciale asupra formațiunilor cuaternare au executat P. Coteț (1957, 1976), E. Liteanu (1953, 1960, 1966), N. Mihăilă (1958³, 1959)⁴, Ecaterina Schoverth et al. (1963).

CARACTERIZARE MORFOLOGICĂ

Din punct de vedere geomorfologic teritoriul studiat aparține Cîmpiei Române occidentale, cunoscut sub denumirea de cîmpia olteană sau cîmpia Olteniei (Mihăilescu, 1936; Coteț, 1957).

Caracterizind în general relieful zonei cercetate se poate aprecia că rolul predominant îl are morfologia creată de Dunăre, la care se adaugă relieful de dune (cîmpia Băileștilor). În măsură mai mică interfluviile din partea de nord se prezintă ca zone mai ridicate cu aspect de cîmпиi înalte, cu altitudini absolute cuprinse între 200—300 m. Podurile interfluviale sunt netezi și au o ușoară pantă nord-sud. Văile sunt adînci și cu versanți foarte pronunțați. Acest sector face parte din mareala unitate morfologică cunoscută sub numele de Piemontul sau Podișul Getic subunitatea „cîmpia Bălăciței“.

Sectorul sudic este ocupat în totalitate de terasele Dunării și lunca acesteia. În lungul Dunării, pe malul românesc, s-au identificat cinci nivele de terasă.

În continuare nu vom insista decit foarte sumar asupra extinderii teraselor din regiune, ele fiind descrise într-o lucrare anterioară (Ghenea et al., 1963).

Terasa de 85—100 m este reprezentată printr-o serie succesivă de umeri care apar imediat la sud de zona colinară și se poate urmări între localitățile N. Dirvari, N. Izvoru, S. Giubega și S. Perișoru. Terasa de 50—62 m este bine dezvoltată între comunele Cetate, Dobridor, Galicea Mare, Cetățuia. Terasa de 27—42 m este relativ bine individualizată și are o lățime ce nu depășește 2—3 km.

Părerea exprimată cu cîțiva ani în urmă că în zona Băilești nu este terasă de 27—42 m ne-o menținem citind în plus și datele altor foraje care vin să confirme punctul nostru de vedere.

Amplasamentul forajului	Cota abs. a forajului m	Cota ac. dep. de terasă	Cota abs. a forajului din luncă m	Cota acop. dep. de luncă m	Altitudinea relativă a terasei m
Golenți	60	48	35 (Maglavlt)	31	17
S. Maglavit	67	50	35 (Maglavit)	31	19
S. Maglavit	62	46	35 (Maglavit)	31	15
S. Motăței gară	66	46	34 (Desa)	24	22
Băilești	55	37	27 (Catane)	22	15
Băilești SW	53	36	27 (Catane)	22	14
Boureni	54	37	27 (Catane)	22	15
Cioroiu Nou	64	41	27 (Catane)	22	19
Băilești	60	42	27 (Catane)	22	20

³ Arh. I.G.G., București.

⁴ Arh. I.G.G., București.



Tinind seama de datele noilor foraje, limita terasei de 27—42 m ar trece pe la sud de Maglavit, N Băilești, N Boureni, Cioroiu Nou, E Cetățuia. Terasa de 15—22 m, se poate urmări începînd de la nord de Ciupercenii Vechi, pe la nord de Smîrdan, Poiana Mare, sud Coveni și est de Amzulești. Terasa de 5—10 m, apare sub forma unei fișii late de 3—5 km, greu de urmărit din cauza dunelor care îi maschează fruntea.

Lunca Dunării. Pe sectorul cercetat, lunca Dunării îmbracă două aspecte diferite ; fie că se prezintă ca un șes întins acoperit cu bălti, mlaștini și dune (sectorul Ciuperceni, Desa, Rastu, Negoiu, Catanele, Bistrețu), fie sub forma unor fișii înguste cu maluri abrupte (Calafat, Basarabi, Maglavit, Cetate).

Dunele și morfologia lor. Aproape 50% din teritoriul cercetat este acoperit de nisipul dunelor. Începînd din luncă și pînă în terasa de 50—62 m, acestea constituie îvelișul superficial al cîmpiei Băileștilor. Direcția lor generală este NW-SE însă local pot fi și alte direcții.

Cercetarea atentă a dunelor ne permite să separăm mai multe sectoare care să difere prin caracterele lor morfologice și fizico-geologice.

Sectorul teraselor superioare. Dunele din acest sector apar sub forma unor ondulații largi, cu pante aproape simetrice, cu spinări netezi, întinzîndu-se pe lungimi de cîțiva km și care se pierd pe nesimtite pe suprafața cîmpiei.

Sectorul teraselor inferioare. Acest sector este ocupat de dune consolidate relativ recent, exceptînd partea vestică unde ele își mai păstrează caracterul activ. Gradul redus de consolidare al acestor dune este pus în evidență de grosimea redusă a stratului de sol care le acoperă, precum și de rezistența scăzută ce o prezintă față de vînturile puternice care adesea determină punerea în mișcare a unor mase importante de nisip.

Sectorul luncilor. Pe acest sector, în majoritatea cazurilor dunele au un caracter activ, înălțimi relativ reduse, o vegetație rară ; foarte adesea găzduiesc între ele o întreagă rețea de lacuri. Nisipul din care sunt alcătuite dunele din luncă are o granulație destul de mare în raport cu cel din zona teraselor.

GEOLOGIA REGIUNII

Teritoriul cercetat face parte din marea unitate structurală denumită și platforma moesică. Sub cuvertura cuaternară, forajele executate în teritoriul studiat au interceptat formațiuni aparținînd Paleozoicului, Mezozoicului și Neogenului.

Paleozoicul este reprezentat prin calcare negre (Carbonifer), conglomerate și argile roșii (Permian). Mezozoicul este constituit în general dintr-o serie calcaroasă, cu argile și marne subordonate, în care au fost separate toate etajele acestei ere.

Depozitele neogene sunt alcătuite în bază din marne cu intercalări de nisipuri și calcare cu măctre (Sarmatian). Peste acestea, discor-

dant, repauzează marne cenusii-verzui, cu *Paradacna abichi* Hornes, *P. ocrugi* Brusina, *Valenncienius annulatus* Reuss și fragmente de congerii (Pontian), depozite pe care le întâlnim și la zi în cîteva puncte (Cetate, Maglavit și Calafat).

În continuarea succesiunii au fost interceptate, numai în foraje, marne și argile cu intercalații de lignit, nisipuri și pietrișuri (Dacian). Spre sud intercalațiile nisipoase sunt mai numeroase și predomină în partea superioară. Aproximativ de la linia Oprisor, Plenița, Orodel, Trochești, spre nord, apar formațiuni care din punct de vedere geologic le atribuim intervalului Pliocen superior-Pleistocen inferior. Litologic, acestea sunt constituite din argile în care se intercalează nisipuri și pietrișuri. Deși se constată o mare variație de facies, totuși, pentru a avea o imagine generală a succesiunii litologice a acestor depozite, citim rezultatele cîtorva foraje săpate la Oprisor, Vîrtopu, Plenița, Orodel, Cornu etc. În bază se constată prezența argilelor, argilelor nisipoase, în care se intercalează nisipuri și pietrișuri. Local pot apărea și strate subțiri de lignit.

Din aceste depozite la Bucovăț, Podari, Bizdina și în alte puncte din nord-estul regiunii se citează numeroși unionizi sculptați, din care forme de *Rugunio lenticularis* și *Ritia bieltzi*, sunt cele mai importante. Aceste forme ar argumenta pentru un nivel inferior al Pliocenului superior.

Partea superioară a succesiunii se caracterizează printr-un facies argilo-nisipos în care intercalațiile de pietrișuri sunt mai rare și conțin elemente mărunte. Analiza de detaliu a faunei de moluște citată în punctele amintite în partea superioară a succesiunii amintite arată lipsa unor orizonturi faunistice cu unionizi, specifice părții superioare a Pliocenului terminal și Pleistocenului inferior.

Este interesant să menționăm de asemenea că în mai multe locuri din regiunea cercetată s-au găsit forme de mamifere fosile : la Corlățel (*Ananeus arvernensis* Cr. et J. a.b.), Terpezița și Vîrvori (localități situate în vecinătatea regiunii noastre). *Zygodon borsoni* Hayss, *Archidiskodon meridionalis* Nesti, Verbița (*Zygodon borsoni* Hayss, *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Hyaena* sp. (probabil *Crocuta perrieri*) forme aflate în păstrare la Muzeul Olteniei din Craiova sau Muzeul din Plenița.

Comparind formele menționate cu faunele descrise în interfluviul Olt-Oltetej, la Tetoiu (Bugulești) se poate aprecia că depozitele respective sunt ceva mai vechi (peste 1,8 mil. ani).

Analiza forajelor de mică adâncime (sub 100 m) arată cîteva date noi care rețin mai mult atenția. Astfel, toate forajele după ce au traversat cuvertura de depozite loessoide au intrat într-un orizont alcătuit din pietrișuri și nisipuri. Acest orizont apare în jurul cotelor de 186—205 m, are o grosime de 4—10 m și o pantă generală orientată nord-sud. Pietrișurile și nisipurile menționate se întâlnesc numai în spațiul corespunzător zonei cîmpului înalt ; peste tot în teritoriul ocupat de terase, acestea au fost îndepărtate prin eroziune.



Limita cu stratele subiacente se trasează fără prea mari dificultăți, deoarece în majoritatea cazurilor acestea au la partea superioară argile sau argile nisipoase, care le separă net de pietrișurile de deasupra. La compozitia petrografică a pietrișurilor participă cuartite, gneise, micașisturi, granite, granodiorite, opal, gresii, silexuri etc.

Prezentăm în continuare rezultatele cîtorva foraje executate în zona cîmpului înalt :

Amplasamentul forajului	Cota abs. a forajului m	Cota aco-periș m	Cota pat m	Grosimea m	Cota abs. a forajului din luncă m	Cota aco-periș dep. luncă m	Altitudinea relativă m
Orișor	225	205	195	10	34 Desa	24	181
Verbița	224	205	198	7	34 Desa	24	181
Orodel	210	199	194	5	34 Desa	24	175
Călugăreni	220	207	200	7	34 Desa	24	183
Găubacea	208	196	192	4	27 Catane	22	174
Teiu	207	194	187	7	27 Catane	22	172
Vela	198	183	179	4	27 Catane	22	161

Din datele prezentate reiese că altitudinea relativă a orizontului de pietrișuri menționat variază între 160—180 m. Pietrișurile ar putea reprezenta depozitelor unui paleo-fluviu, probabil a paleo-Dunării, de vîrstă pleistocen-inferioară. Resturile de *Archidiskodon meridionalis* Nesti găsite la Plenița, Cornu și Orodelu ar constitui argumente pentru susținerea acestei vîrste. Astfel, s-ar rezolva și completa acel „hiatus“ de care vorbește Cotef (1957, 1976) în distribuția cronologică a depozitelor create de Dunăre și a pătrunderii ei în țara noastră.

Pleistocen mediu-superior

Depozitele de terasă. Succesiunile litologice care participă la alcătuirea tuturor teraselor create de Dunăre sunt în general analoage. Acestea au fost cercetate prin numeroase foraje și în aflorimente. Menționăm că la compozitia petrografică a depozitelor de terasă participă preponderent : cuarturi (60—65%), șisturi cristaline : gneise, micașisturi (15—20%), roci eruptive : granite, granodiorite (7—12%) și roci sedimentare : gresii, calcare (3—18%).

Înind cont de resturile de mamifere găsite în regiune, precum și de cele citate în terasele Dunării, atât în amonte cât și în aval și de poziția lor geometrică, raportăm terasele de 85—100 m și 50—62 m Pleistocenului mediu și terasele de 27—42 m, 15—22 m și 5—10 m Pleistocenului superior.

Depozitele loessoide și loessurile. Numeroase foraje și deschideri naturale din regiune au condus la constatarea că partea superioară a tuturor formelor majore de relief, începînd din luncă și pînă pe cîmpul



înalt, este acoperită de o pătură mai mult sau mai puțin groasă de loessuri, depozite loessoide și nisipuri eoliene. Pe baza datelor citate mai înainte, s-au întocmit izopahitele acestor depozite, care pentru teritoriul cîmpului înalt, indică valori de 5—25 m iar pentru zona teraselor 5—15 m (fig. 1).



Fig. 1. — Grosimea depozitelor loessoide: 1, pînă la 5 m; 2, între 5—10 m; 3, între 10—15 m; 4, între 15—20 m; 5, pînă la 20 m; 6, izopahitele nisipurilor de dune (m).

Epaisseur des dépôts loessoïdes : 1, jusqu'à 5 m ; 2, entre 5—10 m ; 3, entre 10—15 m ; 4, entre 15—20 m ; 5, jusqu'à 20 m ; 6, isopahites des sables des dunes (m).

În zona cîmpului înalt peste depozitele pleistocen-inferioare se dispune o serie de argile, argile nisipoase, nisipuri argiloase, de culoare brun-roșcată, cu numeroase concrețiuni calcaroase în masa lor sau în baza acestora. În foarte multe deschideri în aceste argile sunt remaniate și pietrișuri din stratele subjacente. Prezentind un evident caracter argilos acestea au fost descrise în literatura geologică ca luturi roșii, argile roșii, depozite loessoide, iar în clasificările geotehnice ca argile prăfoase loessoide.

Analizele granulometrice efectuate, au dat următoarele rezultate: 33—38% fracție argiloasă, 34—38% fracție siltică, 19—25% fracție nisipoasă. Pentru sectorul Cetate-Maglavit-Calafat și o zonă limitrofă luncii Dunării, pe segmentul Desa-Rast, se recunosc depozite alcătuite predominant din silturi (peste 55% fracție prăfoasă) cu o structură clară macroporică.

Aceste caractere le apropie de tipul de loessuri propriu-zise. Tânărind seama de cele arătate se poate aprecia că pentru aceste zone s-au depus loessuri propriu-zise de tipul silturilor argiloase sau nisipoase, a căror geneză eoliană poate fi explicată prin aportul de material antrenat din aluviunile mai vechi ale Dunării. Exceptând sectoarele menționate, restul teritoriului ocupat de terasele și lunca Dunării are peste depozitele aluvionare, silturi nisipoase, compacte, gălbui, cu concrețiuni calcaroase.

Analizele granulometrice efectuate au dat următoarele rezultate: 14—28% fracție argiloasă, 37—44% fracție siltică, 27—42% fracție nisipoasă. Datele menționate ne permit încadrarea acestor formațiuni în seria depozitelor loessoide.

Menționăm că pe tot sectorul de terase ale Dunării, în succesiunea litologică a depozitelor loessoide sau loessurilor, se întâlnesc unul sau mai multe „soluri îngropate” sau „paleosoluri”. Ele pot fi identificate după culoare, textură, structură, conținut în argilă, carbonați, parametri care diferă de cei ai depozitelor loessoide. În legătură cu numărul solurilor fosile, precizăm că acestea variază, în cadrul uneia și aceleiași unități morfologice, de la o zonă la alta. Această situație nu ne permite să luăm numărul solurilor fosile drept criteriu pentru orizontarea depozitelor loessoide, aşa cum a încercat pentru întreaga cîmpie a Olteniei, Cotet (1957, 1976).

Vîrsta depozitelor loessoide care iau parte la alcătuirea geologică a regiunii diferă, în funcție de poziția stratigrafică pe care o ocupă față de depozitele subjacente. Cele mai vechi depozite loessoide sunt considerate ca fiind raportate Pleistocenului mediu (argila nisipoasă roșie din sectorul nordic).

Holocen

Depozitele cele mai tinere din regiune sunt reprezentate prin acumulările grosiere și fine ale luncii Dunării precum și de nisipurile de dune.



Depozitele luncii Dunării. Aluviunile luncii Dunării se pot separa în două nivele: unul inferior, constituit din bolovănișuri și pietrișuri (cu diametre de 5—15 cm) și altul superior alcătuit din nisipuri, nisipuri argiloase (aluviunile actuale). La constituția petrografică a pietrișurilor din luncă participă următoarele elemente: cuarțuri, gneise, micașisturi, granite, porfire, calcare, silexuri. Grosimea acestor depozite variază între 6—20 m. Din aluviunile vechi ale Dunării, în sectorul Rast-Bistrețu, s-au recoltat fragmente de unionizi și vivipare rulate precum și cîteva exemplare de *Corbicula fluminalis* Müll.

Nisipuri eoliene. Din punct de vedere litologic, nisipurile de dună sunt formate din diferite elemente, în care aproape în proporție de 95% intră cuartul. Afără de acest mineral, sub microscop se mai pot distinge următoarele elemente componente ale nisipurilor eoliene: micașist, calcit, feldspat, hornblendă, granați, turmalină, epidot, rutil. Analizele granulometrice arată că dunele vechi, consolidate, au în compoziția lor granule mai fine, pe cînd cele consolidate recent sau mobile au granule ceva mai grosiere. Grosimea depozitelor de dune variază între 5—15 m (fig. 1). Înțînd seama că nisipurile eoliene sunt distribuite din luncă și pînă pe terasa de 50—62 m, considerăm că acestea sunt destul de tinere și le atribuim Holocenului.

Prezentăm în continuare un tabel sintetic privind tipul și grosimea depozitelor cuaternare întîlnite în regiune.

Vîrstă	Grosimea acumulărilor	Tipul depozitului
Holocen	{ 6—30 m 5—15 m	Depozite de luncă Depozite eoliene
Pleistocen superior	{ 5—30 m 4—19 m 3—20 m 4—15 m	Depozite loessoide și loessuri propriu-zise Depozitele teraselor de: 5—10 m 15—22 m 27—42 m
Pleistocen mediu	{ 5—20 m 3—15 m 4—15 m	Depozite loessoide (argilă nisipoasă roșie) — Depozitele teraselor de: 50—62 m 85—100 m
Pleistocen inferior	{ 20—40 m	Depozite fluvio-lacustre (pietrișuri, nisipuri, argile, nisipoase).
Pliocen superior		

CONSIDERATII HIDROGEOLOGICE ȘI HIDROCHIMICE

Cercetările de suprafață precum și forajele executate au scos în evidență caracterul permeabil al unora din formațiunile ce participă la alcătuirea geologică a regiunii (pl.). Potrivit cercetărilor menționate s-au separat strate acvifere de adâncime și strate acvifere freatică.



A) Strate acvifere de adîncime

Stratele acvifere de adîncime mai importante sunt localizate în sedimentele daciene și pliocen-superioare — pleistocen-inferioare (tab. 1).

TABELUL 1

*Stratele acvifere de adîncime întlnite în forajele executate în sectorul
Cetate—Plenița—Băilești—Rast*

Amplasament	Cota foraju- lui m	Orizont adin- cime m	Acvifer NH m	Formațiu- ne geolo- gică inter- ceptată	Debit l/sec.	Denivelare m
Terpeziția	135	24,6—36,00	—	qp—N ² ₂	—	—
Plenița	148	33—42,00	33	dc	—	—
Plenița	160	31—78,00	45	qp ₁ —N ² ₂	—	—
Poiana Plenița		39—55	41	qp ₁ —N ² ₂	—	—
Vîrtopu	152	27—32	27,80	qp ₁ —N ² ₂	1,1	2,5
Orodel	210	52,5—59,2	52,50	qp ₁ —N ² ₂	—	—
Oprișor	226	42,5—56,0	45,00	qp ₁ —N ² ₂	—	—
Dârvari N	110	27,3—35	—	—	—	—
„	114	95—43	32	qp ₁ —N ² ₂	0,29	1,53
Trochești	80	20—23	—	qp ₁ —N ² ₂	—	—
Motăței	75	23—41	—	dc	5,4—8,7	1,6—3,6
Motăței SMA	72	35—38	—	dc	—	—
Nădejdea	62	28—83	—	dc	—	—
Băilești	65	26—42	9,5	dc	16,5—20,2	11,6—15,8
		153—163				
		167—210				
		213—270				
Rast	41	42—62	artez.	dc.	—	—
„	41	38,7—41,3	„	dc	—	—
Negoiu	38	47—52	„	dc	—	—
Bistrețu	41	33—53	1,04	dc	—	—
Tunarii Noi	43	28—83	—	dc	—	—
Caraula	187	33—48,00	30	qp ₁ —N ² ₂	1,3—1,7	2,5—4,2

qp₁—N²₂ — depozite pleistocen-inferioare — pliocen-superioare
dc — depozite daciene

Intercalațiile arenitice din depozitele daciene permit acumularea unor strate acvifere de adîncime. Acestea au fost puse în evidență de forajele săpate la Rast, Negoiu, Tunarii Noi, Motăței, Băilești (tab. 1). În toate aceste foraje s-au întlnit între adîncimile de 30—250 m strate acvifere cu caracter artezian sau ascensional și cu debite cuprinse între 1,5—5,4 l/sec.

Depozitele pliocen-superioare — pleistocen-inferioare, prin constituția lor litologică (nisipuri și pietrișuri intercalate în argile) sunt capabile să acumuleze strate acvifere. Forajele săpate la Terpezița, Poiana Plenița, Oprișor, Dârvari, Plenița, Vîrtopu, Orodel, Trochești, au interceptat între adîncimile de 25—60 m mai multe strate acvifere de adîn-



cime, cu debite relativ slabe (tab. 1). Sursa de alimentare a acestor strate acvifere de adâncime constituie precipitațiile atmosferice și apele de suprafață ale Desnățuiului, Terpeziții, Drincea etc.

B) Strate acvifere freatice

A doua mare grupă de ape subterane din regiune o constituie stratele acvifere freatice (tab. 2). Am separat pe hartă strate acvifere freatice localizat în depozitele pleistocen-inferioare și în aluviuurile teraselor și luncilor (pl.).

Stratul acvifer freatic din depozitele pleistocen-inferioare

Acest strat acvifer este acumulat în depozitele radio-arenitice atribuite Pleistocenului inferior dezvoltat numai în cadrul zonei cîmpului înalt, de la nord de linia ce ar trece prin comunele Castrele Traian, Plenița, Corlățel, Mîrza.

Pachetul de argile din partea superioară a stratelor pliocen-superioare — pleistocen-inferioare constituie patul impermeabil al acestor depozite. Apele subterane localizate în stratele pleistocen-inferioare apar la zi în partea nordică a regiunii cercetate, pe văile mai adânci care le drenază (Drincea, Garbovului, Terpezița, Desnățui, Babalos); în rest ele se întâlnesc în foraje, la adâncimi variind între 10—30 m, cu un nivel hidrostatic cuprins între 10—25 m. Direcția curentului subteran, care circulă prin aceste strate este consecventă cu linia de cea mai mare pantă a reliefului, orientată N-S, sens în care cotele hidroizohipselor scad de la 200 m la 120 m.

Capacitatea de debitare a stratelor pleistocen-inferioare este relativ importantă — 0,7—4,6 l/sec. (tab. 1) constituind pentru sectorul nordic sursa principală de alimentare cu apă. Debitele izvoarelor măsurate în diferite puncte pe văile menționate mai înainte arată valori de 0,3—0,5 l/sec. Alimentarea acestor strate acvifere se efectuează din precipitațiile atmosferice.

Stratele acvifere freatice din depozitele de terasă și luncă

Din descrierea formațiunilor cuaternare din regiune s-a putut observa că depozitele fluviatile ocupă suprafețele cele mai întinse. Această cuvertură de depozite rudito-arenitice constituie sub raport hidrogeologic cele mai importante depozite magazin în care se acumulează rezerve uriașe de ape subterane.

Din punct de vedere litologic, stratele acvifere din acumulările aluvionare de terasă, prezintă o variație granulometrică pe verticală, fiind alcătuite în partea inferioară din bolovănișuri și pietrișuri iar la partea superioară din nisipuri. Remarcăm de asemenea că stratele purtătoare de ape freatice sunt unitare fără intercalății de argile.



Culcușul stratelor acvifere freatiche este constituit din argilele și marnele pliocene iar acoperișul din depozitele loessoide și eoliene. Grosimea stratelor acvifere din depozitele de terasă, captate, au în general valori cuprinse între 3—15 m iar pentru cele din luncă de 6—20 m.

1. Stratul acvifer freatic din depozitele terasei de 85—100 m

În aluviunile grosiere ale acestui nivel de terasă se constată prezența unui strat acvifer pus în evidență de numeroase foraje și puțuri. În ceea ce privește adâncimea nivelului hidrostatic în această terasă, menționăm că se situează între 10—22 m. Capacitatea de debitare măsurată în foraje a arătat valori cuprinse între 0,8—3,6 l/sec. (tab. 2).

2. Stratul acvifer freatic din terasa de 50—62 m

Stratul acvifer din depozitele terasei de 50—62 m este remarcat printr-o serie de izvoare cu debite importante, dintre care menționăm pe cele de la nord de Cetate 1—2,5 l/sec. De asemenea forajele săpate pe această unitate morfologică și în care s-au executat pompări experimentale, au arătat debite de 1,9—8,3 l/sec. (tab. 2). Adâncimea nivellei hidrostatic este cuprinsă în general între 10—15 m iar pe zone mai restrânse (Dobridor, Unirea, Izvoare) de 5—10 m.

3. Stratul acvifer din terasa de 27—42 m

Eroziunea puternică a Dunării din timpul formării luncii, efectuată pe sectorul Cetate-Calafat, a scos la zi aluviunile grosiere ale terasei de 27—42 m, din care apar numeroase izvoare cu debite specifice foarte mari care pot ajunge pînă la 50 l/sec. (Maglavit).

Forajele executate la Moțătei, Galicea Mare, Trochești etc., au obținut debite ce variază între 4—28 l/sec. Nivelul hidrostatic se află situat de cele mai multe ori la adâncimi de 5—10 m. În sectorul Golentî, Maglavit, Cetate, adâncimea apei este mai mare, înregistrînd valori de 15—20 m.

Ca și în cazul terasei precedente, debitul ridicat al stratului acvifer din depozitele terasei de 27—42 m, trebuie pus în bună măsură pe seama unui aport de apă provenit din drenarea stratelor acvifere freatiche de pe treptele morfologice superioare.

4. Stratul acvifer freatic din terasa de 15—22 m

Acest strat acvifer are o extensiune mare. În zona Boureni-Băilești-Balasan, adâncimea apei este cuprinsă în jurul valorii de 5 m. Excepție de la această adâncime o constituie zona Calafat-Basarabi unde se înregistrează valori de 15—20 m datorită drenajului Dunării.

Din depozitele terasei de 15—22 m apar izvoare în dreptul localității Calafat cu debite de 0,5—1 l/sec. Capacitatea de debitare a acestui strat a fost determinată prin pompări experimentale arătînd valori de 1,0—12,5 l/sec. (tab. 2).



TABELUL 2

Stratele acvifere freaticice întâlnite în forajele săpate în regiune

Unitatea morfologică	Amplasament	Cota forajului	Strat freatic		Debit l/sec.	Denivelare m
			Adincime m	NH m		
1	2	3	4	5	6	7
Zona colinară	Terpezița	135	8,7–10,8	7,20	4,6–11,09	1,9–4,5
" "	Orodel	210	11–14,8	13,3	0,2	5,9
" "	Plenița	148	11,5–14,00	—	0,35–1,20	3,7–8,3
" "	Oprisor	226	22–31,00	29,00	0,050	—
" "	Vîrtopu	190	22–24,60	20,00	0,82–1,61	1,1–2,5
" "	Teiu	207	13,5–20,5	12,80	2,1–2,7	1,2–1,7
" "	Verbița	224	18,5–25	18,80	0,9–1,1	0,9–2,3
" "	Caraula	187	20–25	19,5	1,5–1,7	2,5–4
" "	Vîrtopu	158	12,5–18,5	17,5	0,3	0,6
" "	"	152	16–27,8	27	0,7	2,4
" "	Vela	198	15–19,2	16,2	0,2	0,5
Terasa 85–100 m	Perișorul	110	15,2–23	22	1,15	—
85–100 "	Castrele Traian	158	23,4–29,5	27,8	0,2	0,9
" 85–100 "	Giubega	135	15–21	16	0,8–1,0	1,5–2,7
" 85–100 "	"	121	8–19,5	13	1,7–3,6	0,3–1,0
" 85–100 "	Rudari	141,7	17–19,3	18,3	2,5	0,4
Terasa 50–62 m	Cetățuia	103	26,2–29,3	12,8	4,1	1,4
" 50–62 "	Cetate N	90	6,5–13	9,20	5,6–7,3	0,5–1,4
" 50–62 "	"	90	6,5–13	9,20	5,6–7,3	0,5–1,4
" 50–62 "	Dîrvari N	110	20,5–27,4	20,5	1,9–4,0	0,8–1,9
" 50–62 "	Cetate W	82	10,4–16	13	—	—
" 50–62 "	Unirea	107	24–36	13,20	5,5–6,2	1,5–1,8
" 50–62 "	Gemeni	95,7	9,2–14,2	11	2,3–3,1	0,6–1,2
" 50–62 "	Cetate E	85	4,8–18	9,6	2,4–5,4	0,7–2,8
" 50–62 "	Dobridor	79	16,5–29,5	8,8	4,1–8,3	0,5–1,0
Terasa 27–42 m	Trochești	80	4–10	9,17	0,7	1,8
" 27–42 "	Maglavit	68	11,7–27,4	17,20	1,25	1,7
" 27–42 "	Moreni	78	18,5–27,5	21,4	0,7–1,5	0,7–1,9
" 27–41 "	Motăței	65	14,8–28	11,7	3,3–6,6	0,7–1,9
" 27–41 "	Hunia	67	14,8–28	14,4	0,5–1,7	0,6–1,7
" 27–42 "	Motăței	72,5	13–19	5,6	3,9–8	0,7–2,3
" 27–41 "	Galicea Mare	71	12,5–27	6,2	2–5,3	0,7–1,9
" 27–41 "	Cioroiu N	63	23–26,7	4,4	7,4–8,4	4,3–5,2
" 27–42 "	Motăței SMA	70	21–29,2	10,9	10,2	—
" 27–42 "	Motăței	72	6,4–10	6,4	5,4–8,7	1,6–3,6
Terasa 15–22 m	Ciupercenii Noi	58	9,4–16,3	11,2	1,5–1,6	0,6–1,04
" 15–22 "	Calafat	67	9,4–16,3	11,0	1,4–1,5	0,5–1,0
" 15–22 "	Băilești	57,60	13,4–18	6,0	2,1–5,0	1,9–4,2
" 15–22 "	Calafat	60	15,8–26,9	23,8	0,5	1
" 15–22 "	Poiana Mare	50,5	10,3–25,5	7,7	11	2,3
" 15–22 "	Calafat	54	19–26,8	23,5	20	—
" 15–22 "	Satu Nou	64	14,9–15,3	4,8	1,0–3,4	0,6–2,0
" 15–22 "	Balasan	60	16,6–21	6,2	8,8	1,7
" 15–22 "	Maglavit S	62	16,3–29	10,30	8,4	0,7
" 15–22 "	Boureni	55	24,5–28,3	4,5	5,2–12,5	1,2–3,5
" 15–22 "	Basarabi	60	13,7–26,8	17,8	0,9–3,3	0,2–0,6
" 15–22 "	Băilești	60	18,6–28,5	3,5	3,0–7,1	1,4–2,6
" 15–22 "	"	53	18,5–21,5	8,7	2,1–5,0	1,9–4,2
" 15–22 "	Afumați	49	12,2–16,0	4,5	4,4–5,1	5,6–7,8
" 15–22 "	Balasan	62	21–40	21,60	3,6	—
" 15–22 "	Băilești	55	18–23	3,5	11	—
" 15–22 "	Balasan	63	9,5–27,5	6,4	3,8–8,3	1,1–2,4

(continuare tabelul 2)

1	2	3	4	5	6	7	
Terasa	5—10 m	Bistrețu Nou	41	10,5—15,5	5,00	8—10	1,4—2,3
"	5—10 "	Dessa	45	14,0—28,0	3,15	1,6—12	2,7—12,2
"	5—10 "	Ciupercenii Noi	36	4,5—20,3	4,1	7,3—9,5	0,5—0,8
"	5—10 "	" "	40	12,0—19,4	3,8	7,5—8,8	1,3—1,8
"	5—10 "	" "	40	9,2—20,0	6,5	5,0—9,1	0,3—0,7
"	5—10 "	Catanele	47	11,2—16,2	3,7	8,4—8,8	1,2—2,15
"	5—10 "	Calafat	42	12,0—20,0	6,5	5,0—9,1	0,3—0,7
"	5—10 "	Catanele Noi	42	15,5—19,3	3,17	5—11	0,7—2,0
"	5—10 "	Ghidiciu	35	10,3—15,5	5,6	5—6,8	0,6—1,0
"	5—10 "	" "	36	12—14,6	3,5	5,9	1,0
"	5—10 "	" "	36	7,2—22,1	1,7	7,3—14,0	1,2—2,4
"	5—10 "	Catanele	37	10—15	7	7,7	3
"	5—10 "	Tunarii Noi	48	12,5—22,4	6,0	8,8—10	1,3—1,6
"	5—10 "	Bistrețu	41	8,0—15,0	3,6	10,0—15,4	1,4—2,4
"	5—10 "	Poiana Mare	42,5	12,2—27,4	7,3	5,2—10	0,7—1,9
"	5—10 "	Seaca de Cimp	46	9,7—19,5	8,7	3,3—5,0	1,0—1,6
"	5—10 "	Ciupercenii Vechi	40	3—20,0	5,1	7,2	0,9
"	5—10 "	Tunarii Noi	48	8,3—22	6,0	10	1,6
"	5—10 "	Tunarii Vechi	45	12,8—21	4,5	12,6	3,2
"	5—10 "	Seaca de Cimp	50	10—13,0	2,3	8,8	0,6
"	5—10 "	Rastu	41	8,3—10	2,00	32	5,6
"	5—10 "	Negoiu	38	10,5—16	4,9	7,3	2,2
"	5—10 "	Coveiu	46	8—14,5	1,6	8,8	3,9
"	5—10 "	Catane Noi	40	16,5—19,5	3,1	5—11,1	0,7—2,0
"	5—10 "	Poiana Mare	48	11—15,2	8,3	10	
"	5—10 "	Tunarii Noi	43	11,1—20	4,8	3,1—9,00	1,3—3,7
Luncă		Dessa	34	7,6—19,2	9,4	2,6—8,0	0,2—0,6
"		"	29	11,2—22,6	4,2	2,8—8,0	0,2—0,7
"		"	34	9,5—19,5	3,0	3—8	0,2—0,6
"		"	34	8,5—20,4	2,5	3,3—8	0,08—0,3
"		"	42	12,8—19,00	6,10	2,2—5,4	0,2—0,7
"		Ciupercenii Noi	30	4—13,00	2,2	11	0,8
"		" "	35	5,0—19,5	0,5	9,1—14,6	0,5—1,9
"		" "	35	6,0—18,0	4,0	7,6—12,6	1,7—3,4
"		" "	35	10,2—20,0	5,3	8,8—10,0	0,3—0,7
"		Catanele "	27	4,3—20,1	4,0	2,9—10	0,3—1,1
"		"	30	3,8—11,0	3,3	4—10	0,1—0,5
"		"	32	10,6—14,4	2,2	3,2—11,1	0,5—1,7
"		"	31	9,0—14	4,4	3,0—3,6	2,7—3,0
"		"	32	12,9—16,7	4,6	2,6—5,0	0,9—2,7
"		Ghidiciu	32	15—22,2	3,8	8,5—9,5	4,4—5,2
"		"	32	13,0—23,5	2,6	5—5,2	5,8—7,5
"		"	42	12,5—14,2	5,2	4,7—5,4	2,2—3,2
"		Maglavit	35	1,8—24,4	6,2	5—8	0,0—0,8
"		"	35	6,4—26,6	6,5	4,4—8	0,1—0,3
"		"	35	11,7—27,4	6,4	5—8,1	0,1—0,1

5. Stratul acvifer freatic din terasa de 5—10 m

Stratul acvifer menționat prezintă un nivel hidrostatic situat la adâncimi de 2—5 m; exceptând zona Piscu, Seaca, Coveiu unde valorile coboară la 2 m și chiar mai mici.

Cele mai mari debite, obținute prin pompări, au arătat valori de 8,0—15,4 l/sec.



TABELA

*Analizele chimice ale probelor de
Poiana Mare*

Nr. crt.	Localizare	Miner- aliza- ția totală mg/l	Cl ⁻			SO ₄ ²⁻			HCO ₃ ⁻			CO ₃			NO ₃ ⁻		
			mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me
1	Motăieci (6,50—41m)	893,0	35,5	1,00	7,8	96,0	2,00	15,6	518,6	8,50	66,2	38,4	1,28	10,0	—	—	—
2	Nădejdea Balasan 43 m	714,1	35,5	1,00	10,1	24,0	0,50	5,0	481,9	7,90	79,9	15,0	0,50	5,0	3,0	0,05	—
3	Tunarii Noi (20—82 m)	886,2	39,0	1,10	8,5	81,6	1,70	13,2	549,0	9,00	69,8	30,0	1,00	7,7	6,1	0,10	0,8
4	Orodelu (52,50— —59,50 m)	889,0	35,5	1,00	7,4	96,0	2,00	14,8	457,5	7,50	55,6	84,0	2,80	20,8	6,1	0,10	0,7
A	(24,60— 35 m)	1471,4	81,6	2,30	10,2	288,0	6,00	26,7	640,5	10,50	46,8	99,0	3,30	14,7	16,3	0,26	1,2
5	Terpezița																
B	(15,50— —21,8 m)	1407,1	99,3	2,80	13,8	268,0	6,00	29,5	671,0	11,00	54,2	—	—	—	18,3	0,30	1,5

TABELA

Analizele chimice

Nr. crt.	Unitatea morphologică	Localitatea	Minera- liza- ția totală	Cl ⁻			SO ₄ ²⁻			HCO ₃ ⁻		
				mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me
1	2	3	4	5	6	7						
1	Cimp	Oprisor	738,6	67,0	1,89	18,8	34,1	0,71	7,1	375,1	6,15	61,1
2	„	Plenița	1378,5	83,3	2,35	12,4	42,3	0,88	4,6	850,9	13,5	73,5
3	„	Verbita H.	428,2	47,8	0,38	6,8	12,0	0,25	4,5	280,6	4,60	82,6
4	„	Verbicioara	721,1	47,8	1,35	14,1	17,7	0,37	3,9	405,6	6,65	69,6
5	„	Prisăceaua	943,8	32,6	0,92	7,6	30,3	0,63	5,2	594,7	9,75	80,7
6	„	Orodel	806,6	16,7	0,97	4,6	21,2	1,44	4,3	536,8	8,80	86,2
7	„	Cornu	1166,2	84,4	2,38	15,1	29,3	0,61	3,9	637,4	10,45	66,4
8	„	Vîrtop	1820,3	247,1	6,97	28,8	12,5	0,26	1,1	497,1	8,15	33,6
9	„	Caraula	919,6	7,8	0,22	1,8	16,3	0,34	2,8	689,3	11,30	93,2
10	„	Plopșor	427,7	40,0	1,13	20,6	30,3	0,63	11,5	137,2	2,25	41,1
11	„	Mirza W	742,3	9,6	0,27	2,8	56,5	1,18	12,3	454,4	7,45	77,4
12	„	Teiu S	866,1	7,1	0,20	1,8	13,4	0,28	2,4	655,7	10,75	94,8
13	„	Teiu	557,1	10,3	0,29	4,0	19,2	0,40	5,5	369,0	6,05	83,5
14	„	Gubanca	598,4	31,9	0,90	11,3	14,4	0,30	3,7	411,7	6,75	84,4
15	„	Geblești	485,2	8,1	0,23	3,6	18,7	0,39	6,2	335,5	5,50	86,6
16	„	Caraula N	814,2	37,2	1,05	9,9	28,7	0,60	5,7	539,8	8,85	83,9
17	„	Tencănu	588,9	44,7	1,26	16,7	9,6	0,20	2,6	286,7	4,70	62,3
18	„	Terpezița W	685,8	64,5	1,82	19,5	21,7	0,45	4,8	384,3	6,30	67,4
19	„	Căciulata	1510,2	262,3	7,40	36,3	41,3	0,86	4,2	433,1	7,10	34,9
20	„	Ștubei	957,3	220,5	6,22	44,9	27,4	0,57	4,1	167,7	2,75	19,8
21	„	Călugărei	813,2	48,2	1,36	12,7	39,9	0,83	7,7	369,1	6,05	56,5
22	Terasa 85-100	Castrele Traiane	815,2	32,6	0,92	8,9	15,8	0,33	3,2	539,8	8,85	85,5
23	„	Plenița S	530,1	18,1	0,51	7,4	13,4	0,28	4,1	350,7	5,52	83,7
24	„	Giubega	1330,9	108,5	9,06	16,9	15,8	0,33	1,8	634,4	10,40	57,6
25	„	Perișoru	1225,3	80,1	2,26	13,6	11,0	0,23	1,4	625,2	10,25	61,8
26	„	Izvoarele	1651,0	143,9	4,06	18,1	15,3	0,32	1,4	756,4	12,40	55,2
27	„	Galicea Mare	427,2	20,6	0,58	10,1	13,4	0,28	4,9	283,6	4,65	81,2
28	„	Mirza	822,0	12,0	0,34	3,2	36,9	0,77	7,2	542,9	8,90	83,3
29	Terasa 50-62	Gemeni	811,3	11,0	0,31	2,9	15,3	0,32	3,0	594,7	9,75	91,8



LUL 3

împă din forajele de adincime

— Plenita

NO ₂			Na ⁺			K ⁺			Ca ⁺⁺			Mg ⁺⁺			Duri- totală	
mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	germ	
—	—	—	4,5	0,20	1,6	—	—	—	112,0	5,58	43,6	85,1	7,00	54,8	35,2	Dacian
—	—	—	16,9	0,73	7,5	—	—	—	80,0	3,99	41,0	60,8	5,00	51,5	25,2	Dacian
—	—	—	6,9	0,30	2,3	4,0	0,10	0,8	48,0	2,39	18,7	121,6	10,00	18,2	34,7	Dacian
4,1	0,09	0,7	4,6	0,20	1,5	—	—	—	104,0	5,19	38,8	97,2	8,00	59,7	36,9	Pleist.sup. -Pleist. inf.
4,2	0,09	0,4	27,6	1,20	5,4	—	—	—	144,0	7,16	32,1	170,2	14,00	62,5	59,3	Pleist. sup.- Pleist. inf.
9,2	0,20	1,0	27,6	1,20	5,9	—	—	—	160,0	7,98	39,6	133,8	11,00	54,5	53,2	Pleist. sup.- Pleist. inf.

LUL 4

ale apelor freatică

NO ₂			Na ⁺			K ⁺			Ca ⁺⁺			Mg ⁺⁺			Duri- tate totală	pH
mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	me/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me	mg/l	me/l	% me		
8	9	10	11	12	13	14										
81,2	1,31	13,0	65,6	2,85	25,7	2,2	0,06	0,5	34,8	1,74	15,7	78,6	6,46	58,1	22,9	8,25
111,6	1,80	9,5	40,0	1,74	8,5	0,6	0,02	0,1	55,8	2,78	13,6	194,0	15,96	77,8	52,4	7,95
21,0	0,34	6,1	14,2	0,62	10,0	0,9	0,02	0,3	46,0	2,29	36,8	40,0	3,29	52,9	15,6	7,50
73,6	1,19	12,4	17,0	0,74	6,5	1,0	0,03	0,3	71,8	3,58	31,2	86,6	7,12	62,0	30,0	7,00
49,2	0,79	6,5	25,6	1,11	8,3	1,2	0,03	0,2	154,8	7,72	57,5	55,4	4,56	34,0	34,4	7,30
31,0	0,50	4,9	34,2	1,49	12,7	1,6	0,04	0,3	105,2	5,25	44,9	59,9	4,93	42,1	28,5	6,40
142,0	2,29	14,6	40,0	1,74	9,8	0,9	0,02	0,1	98,0	4,89	27,7	134,2	11,04	62,4	44,6	6,70
548,0	8,84	36,5	31,4	1,36	4,1	5,4	0,14	0,4	235,2	11,74	35,3	243,6	20,04	60,2	88,9	7,20
17,0	0,27	2,2	38,4	1,67	13,7	1,2	0,03	0,2	56,4	2,81	23,1	93,2	7,67	63,0	29,3	7,50
91,2	1,47	26,8	17,0	0,74	10,4	4,0	0,10	1,4	80,0	3,99	56,0	28,0	2,30	32,2	17,6	7,60
44,4	0,72	7,5	66,5	2,89	30,0	—	—	—	73,9	3,69	38,4	37,0	3,04	31,6	18,8	7,50
6,8	0,11	1,0	56,3	2,45	21,6	—	—	—	47,7	2,38	21,0	79,1	6,51	57,4	24,9	7,75
31,6	0,51	7,0	37,9	1,65	22,7	—	—	—	53,4	2,66	36,7	35,7	2,94	40,5	15,7	7,75
3,2	0,05	0,6	32,0	1,39	17,4	—	—	—	63,1	3,15	39,4	42,1	3,46	43,2	18,5	7,55
14,4	0,23	3,6	20,0	0,87	13,7	—	—	—	55,4	2,76	43,5	33,1	2,72	42,8	15,4	7,90
3,0	0,05	0,5	116,6	5,07	48,1	—	—	—	56,4	2,81	26,6	32,5	2,67	25,3	15,4	7,95
86,0	1,39	18,4	24,2	1,05	10,4	5,5	0,14	1,4	60,4	3,01	29,8	71,8	5,91	58,4	25,0	6,50
48,6	0,78	8,3	34,2	1,49	15,1	3,7	0,09	0,9	71,8	3,58	36,3	57,0	4,69	47,7	23,2	6,55
310,0	5,00	24,6	92,8	4,04	15,2	1,5	0,04	0,1	242,6	12,10	45,5	126,6	10,41	39,2	63,1	6,70
268,0	4,32	31,2	25,6	1,11	6,3	0,9	0,02	0,1	120,0	5,99	34,1	127,2	10,46	59,5	46,0	6,90
153,0	2,47	23,1	34,2	1,49	11,7	2,8	0,07	0,5	76,0	3,79	29,7	90,0	7,40	58,1	31,3	6,90
15,8	0,25	2,4	100,4	4,37	38,5	2,2	0,06	0,5	61,4	3,06	26,9	47,2	3,88	34,1	19,4	7,30
20,4	0,33	4,8	37,0	1,61	21,3	1,9	0,05	0,7	42,6	2,12	28,0	46,0	3,78	50,0	16,5	8,10
266,0	4,29	23,7	54,2	2,36	11,7	1,4	0,03	0,1	89,2	4,45	22,2	161,4	13,28	66,0	49,6	7,80
238,0	3,84	23,2	34,2	1,49	8,3	1,0	0,02	0,1	90,6	4,52	25,2	145,2	11,94	66,4	46,1	7,25
352,0	5,68	25,3	70,0	3,04	11,7	2,0	0,05	0,2	86,6	4,32	16,7	22,48	18,49	71,4	63,2	7,70
13,6	0,22	3,8	14,7	0,64	11,2	—	—	—	49,3	2,46	42,9	34,0	2,63	45,9	82,4	7'70
41,8	0,67	6,3	45,1	1,96	18,4	—	—	—	94,5	4,71	44,1	48,8	4,01	37,5	14,3	7,55
14,6	0,24	2,3	57,0	2,48	22,9	1,7	0,04	0,4	40,0	2,00	18,4	77,0	6,33	58,3	23,3	7,50



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
30	"	Unirea	732,4	64,9	1,83	19,5	29,3	0,61	6,5	353,8	5,80	61,7
31	"	Cetate NW	797,8	20,9	0,59	5,6	16,8	0,35	3,3	573,4	9,40	88,7
32	"	Dîrvari	1025,1	48,9	1,38	10,1	33,0	0,69	5,1	579,5	9,50	69,6
33	Terasa 27—											
	— 42	Moțătei	982,3	56,7	1,60	12,8	9,1	0,19	1,5	210,4	3,45	27,6
34	"	Cetate	986,5	78,0	2,20	16,0	76,8	1,60	11,7	420,9	6,90	50,4
35	"	Hunia	637,5	12,7	0,36	4,3	15,8	0,33	4,0	427,0	7,00	84,4
36	"	Moțătei gară	849,2	9,9	0,28	2,6	11,0	0,23	2,1	582,5	9,55	87,8
37	"	Maglavit SE	1184,9	61,3	1,73	10,8	25,5	0,53	3,3	728,9	11,95	74,9
38	"	Cetate	783,4	39,3	1,11	11,1	17,7	0,37	3,7	378,2	6,20	62,2
39	"	Maglavit	661,9	20,2	0,57	6,7	15,3	0,32	3,8	442,2	7,25	85,4
40	"	Galicea										
		Mare	1018,6	23,0	0,65	5,8	13,9	0,29	2,6	625,2	10,25	91,1
41	"	Galicea										
		Mare SE	744,1	18,8	0,53	5,3	20,7	0,43	4,3	481,9	7,90	79,1
42	"	Trochești	1091,8	33,3	0,94	6,6	16,4	0,34	2,4	570,3	9,35	66,2
43	"	Băilești W	947,6	21,3	0,60	4,8	19,2	0,40	3,2	524,6	8,60	69,5
44	"	Balasan	962,1	22,7	0,64	5,2	16,3	0,34	2,7	643,5	10,55	84,9
45	"	Băilești W	1099,2	51,7	1,46	9,6	15,3	0,32	2,1	701,5	11,50	75,2
46	"	Galicea										
		Mare S	942,8	28,4	0,80	6,7	21,6	0,45	3,8	649,6	10,65	89,0
47	"	Moțătei NW	1025,1	48,9	1,38	10,1	33,0	0,69	5,1	579,5	9,50	69,6
48	Terasa 15—											
	— 22	Basarabi	756,3	18,4	0,52	5,2	9,1	0,19	1,9	536,8	8,80	88,6
49	"	Afumați	1840,5	148,9	4,20	17,9	54,2	1,13	4,8	975,3	14,35	61,3
50	"	Băilești	1353,0	97,5	2,75	16,0	16,8	0,35	2,0	689,3	11,30	65,8
51	"	Poiana Mare										
		NW	1002,9	31,2	0,88	6,7	12,5	0,26	2,0	683,2	11,20	85,6
52	"	Calafat S.E	177,0	18,4	0,52	20,5	24,1	0,50	19,7	76,3	1,25	49,2
53	"	Poiana Mare										
		N	814,2	24,8	0,70	6,4	33,2	0,69	6,3	558,2	9,15	83,9
54	"	Calafat I. G. O.	947,5	76,2	2,15	18,7	50,0	1,04	9,1	250,1	4,10	35,7
55	"	Coveiu	1663,1	153,1	4,32	19,7	53,3	1,11	5,0	783,8	12,85	58,5
56	"	Băilești S	1009,7	35,4	1,00	7,8	16,3	0,34	2,7	671,0	11,00	86,0
57	"	Băilești SW	1112,0	26,2	0,74	5,6	12,9	0,27	2,0	725,0	11,90	89,7
58	"	Seaca de										
		Cimp N	947,4	32,6	0,92	7,5	17,7	0,37	3,0	640,5	10,50	85,8
59	"	Piscu Nou N	391,9	19,8	0,56	11,0	8,1	0,17	3,3	265,3	4,35	85,7
60	Terasa 5—10	Smirdan	797,2	73,4	2,07	19,8	22,6	4,47	4,5	283,6	4,65	44,5
61	"	Poiana Mare W	773,0	60,6	1,71	16,1	52,9	1,10	10,4	362,9	5,95	56,1
62	"	Poiana Mare	682,1	32,6	0,92	10,1	23,1	0,48	5,3	414,8	6,80	74,8
63	"	Tunarli Vechi	1027,6	52,6	1,49	10,7	41,3	0,86	6,2	579,5	9,50	68,2
64	"	Piscu Vechi	1404,6	67,0	1,89	10,6	33,1	0,69	3,8	899,7	14,75	82,4
65	"	Ghidiciu	1204,7	99,6	2,81	17,8	38,4	0,80	5,1	671,0	11,00	69,8
66	"	Ghidiciu N	1245,5	60,3	1,70	10,5	99,0	2,06	12,7	759,4	12,45	76,8
67	"	Seaca de cimp	1344,7	76,2	2,15	12,6	46,6	0,97	5,7	817,4	13,40	78,9
68	"	Piscu Nou	1492,3	20,6	0,58	3,1	71,1	1,48	7,9	957,7	15,70	84,0
69	"	Tunarii Noi	1077,1	14,5	0,41	2,9	30,8	0,64	4,5	754,4	12,40	88,1
70	"	Ciupercenii Noi	1011,6	273,7	7,72	51,5	73,0	1,52	10,1	79,3	1,30	8,7
71	"	Ciupercenii										
		Vechi E	401,5	18,4	0,52	9,6	23,6	0,49	9,0	244,0	4,00	74,0
72	"	Ciupercenii										
		Vechi	491,3	57,4	1,62	22,8	109,5	2,28	32,1	91,5	1,50	21,1
73	"	Rastu	1082,8	51,0	1,44	10,6	13,4	0,28	2,1	722,8	11,85	87,3
74	"	Negoiu	1449,0	191,4	5,40	27,5	83,6	1,74	8,9	448,3	7,35	37,4
75	"	Bistrețu										
		Nou	1901,0	148,2	4,18	17,7	31,2	0,65	2,7	915,0	15,00	63,4
76	"	Catanele Noi	2407,8	149,9	4,23	37,3	35,6	0,74	5,5	118,3	19,35	37,3
77	"	Nebuna N	569,8	54,6	1,54	22,5	15,3	0,32	4,7	222,6	3,65	53,4
78	"	Rastu N	1645,3	70,2	1,98	10,2	33,6	0,70	3,6	966,8	15,85	81,5
79	"	Dessa	1518,2	198,5	5,60	27,9	49,5	1,03	5,1	649,7	10,65	52,9
80	"	Bistrețu Nou	496,6	23,4	0,66	10,0	21,2	0,41	6,7	329,4	5,40	82,1
81	"	Nebuna	1446,8	136,8	3,86	20,5	41,8	0,87	4,6	683,2	11,20	59,6
82	"	Cetate	764,1	70,9	2,00	21,6	51,9	1,08	11,7	369,1	6,05	65,3



tabelul 4)

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
72,0	1,16	12,3	54,0	2,35	19,9	27,6	0,71	6,0	62,2	3,10	26,3	68,6	5,64	47,8	24,5	8,20
15,4	0,25	2,4	48,4	2,10	19,5	2,3	0,06	0,6	40,0	2,00	18,5	80,6	6,63	61,4	24,1	7,70
129,0	2,08	15,2	90,2	3,92	28,7	—	—	—	66,7	3,33	24,4	77,8	6,40	46,9	27,2	7,55
450,0	7,26	58,1	28,6	1,24	7,6	0,9	0,02	0,1	109,2	5,45	33,3	117,4	9,66	59,0	42,3	7,90
186,0	3,00	21,9	42,8	1,86	12,4	1,6	0,04	0,3	53,2	2,65	17,6	127,2	10,46	69,7	36,7	8,15
37,6	0,61	7,3	45,6	1,98	22,6	1,6	0,04	0,4	38,6	1,93	22,0	58,6	4,82	55,0	18,9	8,10
50,8	0,82	7,5	100,0	4,35	37,1	3,0	0,08	0,7	8,0	0,40	3,4	84,0	6,91	58,8	20,4	6,60
109,4	1,76	11,0	65,6	2,85	16,7	1,6	0,04	0,2	52,6	2,62	15,4	148,0	11,52	6,77	39,5	7,35
142,0	2,29	23,0	57,2	2,49	19,6	1,6	0,04	0,3	59,4	2,96	23,2	88,0	7,24	26,9	28,6	6,60
21,4	0,35	4,1	77,0	3,35	35,2	1,8	0,05	0,5	24,0	1,20	12,6	60,0	4,93	51,7	17,2	7,80
4,0	0,06	0,5	46,0	2,00	9,7	2,5	0,06	0,3	200,0	9,98	48,5	104,0	8,55	41,5	51,9	7,50
70,4	1,13	11,3	25,0	1,09	10,8	1,3	0,03	0,3	44,0	2,20	21,9	82,0	6,74	67,0	25,0	7,55
217,0	3,50	24,8	74,2	3,23	20,3	1,4	0,03	0,2	64,0	3,19	20,0	115,2	9,48	59,5	35,4	7,70
173,0	2,79	22,5	69,2	3,01	24,3	—	—	—	66,7	3,33	26,9	73,6	6,05	48,8	26,3	7,80
55,2	0,89	7,2	124,2	5,40	43,5	—	—	—	38,0	1,90	15,3	62,2	5,12	41,2	19,6	7,55
124,0	2,00	13,1	22,8	0,99	6,5	—	—	—	26,1	1,31	8,6	157,8	12,98	84,9	39,9	8,30
3,8	0,06	0,5	166,1	7,22	60,4	—	—	—	40,1	2,00	16,7	33,2	2,74	22,9	13,2	8,15
129,0	2,08	15,2	90,2	3,92	28,7	—	—	—	66,7	3,33	24,2	77,8	6,40	46,9	27,2	7,55
26,4	0,43	4,3	48,6	2,11	19,9	1,8	0,05	0,5	31,2	1,55	14,6	84,0	6,91	65,0	23,7	8,30
232,0	3,74	16,0	362,8	4,20	26,2	5,5	0,14	0,9	50,6	2,52	15,7	111,2	9,15	57,2	32,6	7,90
173,0	2,79	16,2	245,6	10,68	50,3	0,6	0,02	0,1	6,0	0,30	1,4	124,2	10,22	48,2	29,4	8,40
46,8	0,75	5,7	100,0	4,34	30,4	2,8	0,07	0,5	16,0	0,80	5,6	110,4	9,08	63,5	27,6	8,05
17,0	0,27	10,6	20,0	0,87	34,2	1,2	0,03	1,2	—	—	—	20,0	1,64	64,6	4,6	10,20
22,8	0,37	3,4	68,0	2,96	28,1	3,6	0,09	0,8	32,0	1,60	15,2	71,6	5,89	55,9	20,9	7,70
260,0	4,19	36,5	22,0	0,96	4,7	1,4	0,04	0,2	134,6	6,72	33,1	153,2	12,60	62,0	54,1	8,30
228,0	3,68	16,8	205,6	8,94	32,1	6,7	0,17	0,6	13,2	0,66	2,4	219,4	18,05	64,9	52,3	8,20
27,8	0,45	3,5	177,0	7,70	55,1	0,8	0,02	0,1	13,4	0,67	48,0	68,0	5,59	40,0	17,5	7,75
22,4	0,36	2,7	234,2	10,19	63,2	1,2	0,03	0,2	44,0	2,20	13,6	45,2	3,72	23,0	16,5	7,70
27,6	0,45	3,7	157,0	6,83	53,9	1,4	0,04	0,3	—	—	—	70,6	5,81	45,8	16,2	8,60
—	—	—	17,0	0,74	12,7	1,5	0,04	0,7	48,0	2,40	41,2	32,2	2,65	45,4	14,1	7,90
202,0	3,26	31,2	74,0	3,22	23,2	3,2	0,08	0,6	25,2	1,26	9,1	113,2	9,31	67,1	29,6	8,20
115,0	1,85	17,4	68,0	2,96	25,1	1,0	0,03	0,3	14,6	0,73	6,2	98,0	8,06	68,4	24,6	8,20
55,2	0,89	9,8	64,0	2,78	28,8	2,6	0,07	0,7	18,6	0,93	9,7	71,2	5,86	60,8	19,0	7,95
129,0	2,08	14,9	110,0	4,78	35,4	2,4	0,06	0,4	18,0	0,90	6,7	94,6	7,78	57,5	24,3	7,90
35,6	0,57	3,2	106,0	4,61	23,8	104,6	2,68	13,9	30,6	1,53	7,9	128,0	10,53	54,4	33,7	8,05
71,6	1,15	7,3	198,0	8,61	49,9	10,1	0,26	1,5	36,0	1,80	10,4	80,0	6,58	38,2	23,4	8,00
—	—	—	230,0	10,00	56,1	2,2	0,06	0,3	—	—	—	94,6	7,78	43,6	21,7	9,50
29,6	0,48	2,8	326,0	14,18	78,5	2,3	0,06	0,3	—	—	—	46,6	3,83	21,2	10,7	9,15
57,2	0,92	5,0	318,0	13,83	75,4	7,1	0,18	1,0	20,0	1,00	5,4	40,6	3,34	18,2	12,1	7,45
38,8	0,63	4,5	138,0	6,00	42,7	1,2	0,03	0,2	—	—	—	97,4	8,01	57,1	22,4	9,50
276,0	4,45	29,7	92,0	4,00	19,3	4,4	0,11	0,5	29,2	1,46	7,0	184,0	15,14	73,2	46,4	8,10
25,0	0,40	7,4	18,0	0,78	13,2	1,1	0,03	0,5	24,0	1,20	20,3	47,4	3,90	66,0	14,3	8,10
105,6	1,70	24,0	24,0	1,04	12,2	0,9	0,02	0,2	29,2	1,46	17,1	73,2	6,02	70,5	20,9	9,60
—	—	—	211,4	0,96	59,6	1,4	0,03	0,3	18,6	0,94	6,0	64,0	5,26	34,1	17,3	8,65
320,0	5,16	26,2	10,9	9,13	36,9	2,5	0,06	0,2	10,0	0,50	2,0	183,2	15,07	60,9	43,5	8,50
238,0	3,84	16,9	24,0	21,49	78,3	0,6	0,02	—	4,0	0,20	0,7	70,0	5,76	21,0	16,7	8,50
268,0	4,32	31,9	49,6	30,69	85,7	1,2	0,03	0,1	14,0	0,70	2,0	53,2	4,38	12,2	14,2	8,50
82,4	1,33	19,7	0,50	1,74	16,4	1,7	0,04	0,4	116,6	5,82	54,8	36,6	3,01	28,4	24,7	7,45
57,2	0,92	4,7	440,6	19,38	81,4	3,7	0,09	0,4	39,6	1,98	8,3	88,6	2,35	9,9	12,1	7,50
176,0	2,84	14,1	745,0	10,96	43,8	2,8	0,07	0,3	50,0	2,49	9,9	140,0	11,52	46,0	39,2	7,30
5,2	0,08	1,4	252,0	1,17	17,4	2,4	0,06	0,9	53,2	2,65	39,3	34,8	2,86	42,4	15,4	7,90
178,0	2,87	15,2	17,0	9,44	40,2	8,2	0,21	0,9	35,2	1,76	7,5	146,6	12,06	51,4	38,6	7,40
8,0	0,13	1,4	97,2	4,23	28,6	9,0	0,23	1,6	82,0	4,09	27,6	76,0	6,26	42,2	29,0	8,00



6. Stratul acvifer freatic din lunca Dunării

Acest strat are o dezvoltare importantă, mai ales pe sectorul Calafat-Desa-Rast-Ghidiciu-Bistrețu, unde nivelul hidrostatic variază între 0,5—2,0 m.

Menționăm faptul că nivelul hidrostatic al acestui strat acvifer este permanent influențat de fluctuațiile etajului Dunării. În perioada de creștere a nivelului apelor superficiale, infiltratiile din acestea în stratul freatic cresc, pe cind în perioada de scădere a apelor superficiale, din contră apele subterane alimentează rîul pînă la stabilirea echilibrului hidrodinamic.

Capacitatea de debitare, măsurată în foraje, a arătat valori de 3,2—14,6 l/sec.

Alimentarea tuturor stratelor acvifere localizate în depozitele de terasă din regiune se realizează prin precipitațiile atmosferice și subordonat din drenajul pe care fiecare strat îl efectuează asupra acelora din unitățile morfologice superioare, la care se adaugă, în anumite condiții și infiltratiile ascensionale din stratele de adîncime.

Ca urmare a drenajului general efectuat de stratul acvifer din luncă asupra celor din terase, direcția currentului subteran, în cadrul teraselor Dunării, este orientată nord-sud (pl.).

CARACTERIZAREA HIDROCHIMICĂ A STRATELOR ACVIFERE

În vederea caracterizării chimice a apelor din regiune s-au prelevat 87 probe de apă, ale căror rezultate sunt sintetizate în tabelele 3 și 4.

Clasificarea chimică a apelor s-a făcut cu ajutorul diagramei întocmite de Florea (1960), considerindu-se însă atât suma procentelor miliechivalenților anionilor cât și cationilor egal cu 100 (fig. 2, 3).

Apele de adîncime provenite din Dacian au o mineralizație totală cuprinsă între 714 și 893 mg/l și sunt de tipul bicarbonatic magnezo-calcic.

În stratele aparținând intervalului Pliocen superior-Pleistocen inferior apele au o mineralizație totală mai ridicată (889—1471 mg/l) și se încadrează în tipul bicarbonato-sulfatic, magnezo-calcic.

Apele freatiche localizate în depozitele pleistocen-inferioare, depozitele de terasă și de luncă au o mineralizație totală ce variază între 177 și 2400 mg/l (fig. 4, 5, 6).

Dopezitele pleistocen-inferioare cantonează ape cu o mineralizație totală cuprinsă între 427 și 1820 mg/l. Ioni predominanți în aceste ape sunt HCO_3^- (33—94%) și Mg^{++} (31—77%). Remarcăm că apele din extremitatea nord-estică a regiunii studiate (Plopșor, Cuciulata, Mîrza, Tencănu, Terpezița) localizate în aceleși depozite, au o compoziție chimică diferită fiind caracteristice tipurilor cloruro-bicarbonatic, calco-magneziene și calco-natron-magnezic.



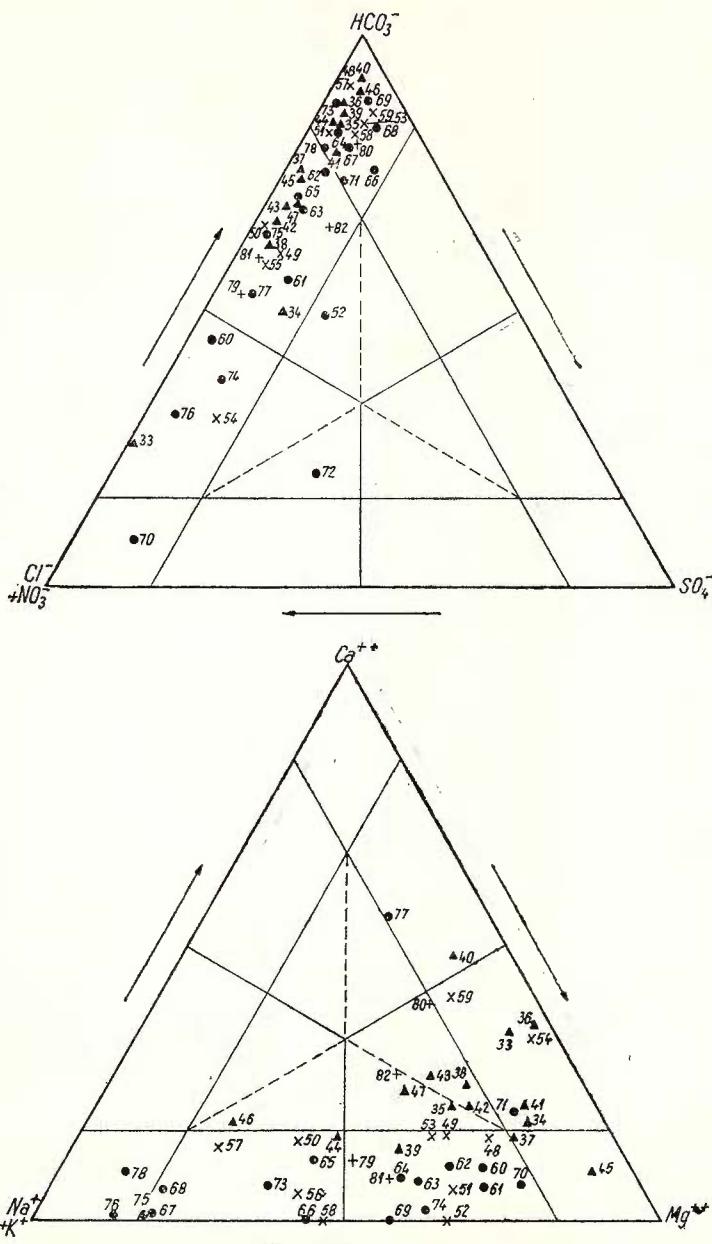


Fig. 2. — Reprezentarea compoziției chimice a apelor freatiche din : terasa 27—42 m ; terasa 15—22 m ; terasa 5—10 m.

Représentation de la composition chimique des eaux phréatiques de : terrasse 27—42 m ; terrasse 15—22 m ; terrasse 5—10 m.

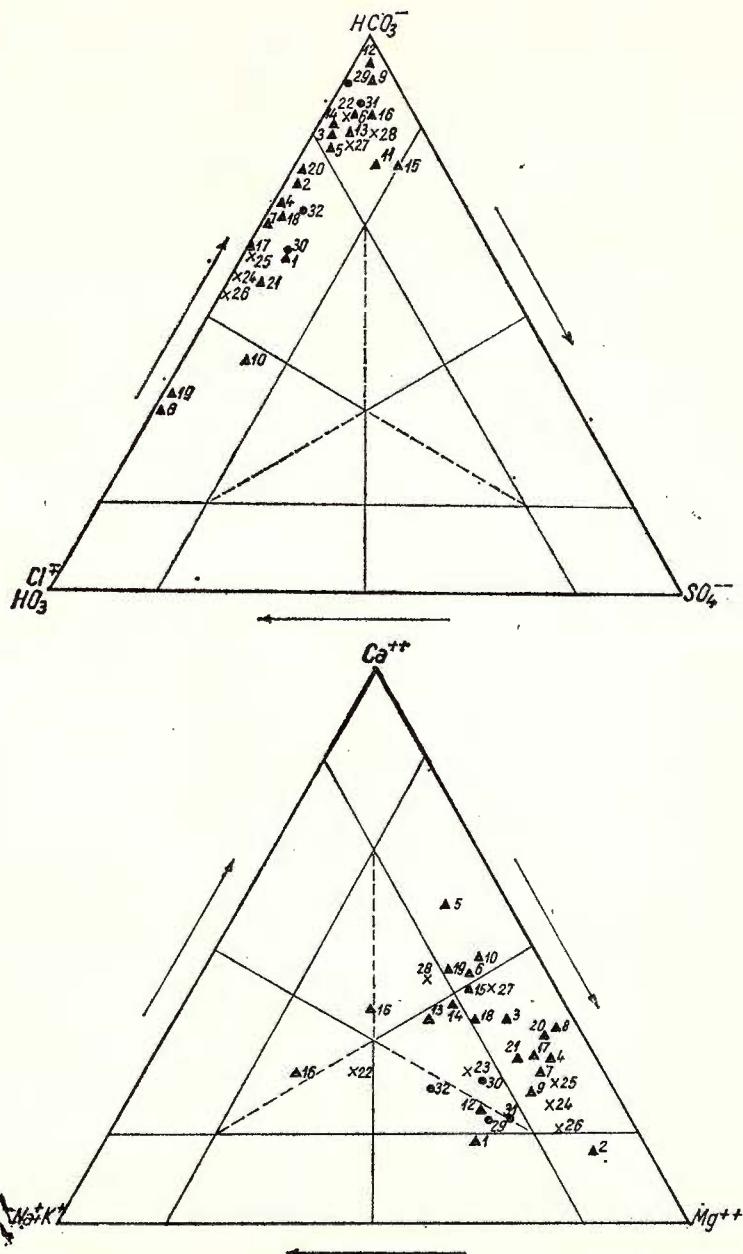


Fig. 3. — Reprezentarea compoziției chimice a apelor freatiche din zonele: cîmpului; terasa 85—100 m; terasa 50—62 m.
 Représentation de la composition chimique des eaux phréatiques des zones : du champ ; terrasse 85—100 m ; terrasse 50—62 m.

Apele provenite din depozitele terasei de 85—100 m au o mineralizare totală ce variază între 427—1651 mg/l. Ionul HCO_3^- este prezent în proporție de 55—91%, Mg^{++} între 34—71%, Ca^{++} între 16—44% și sunt ape de tipul bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-calcic.

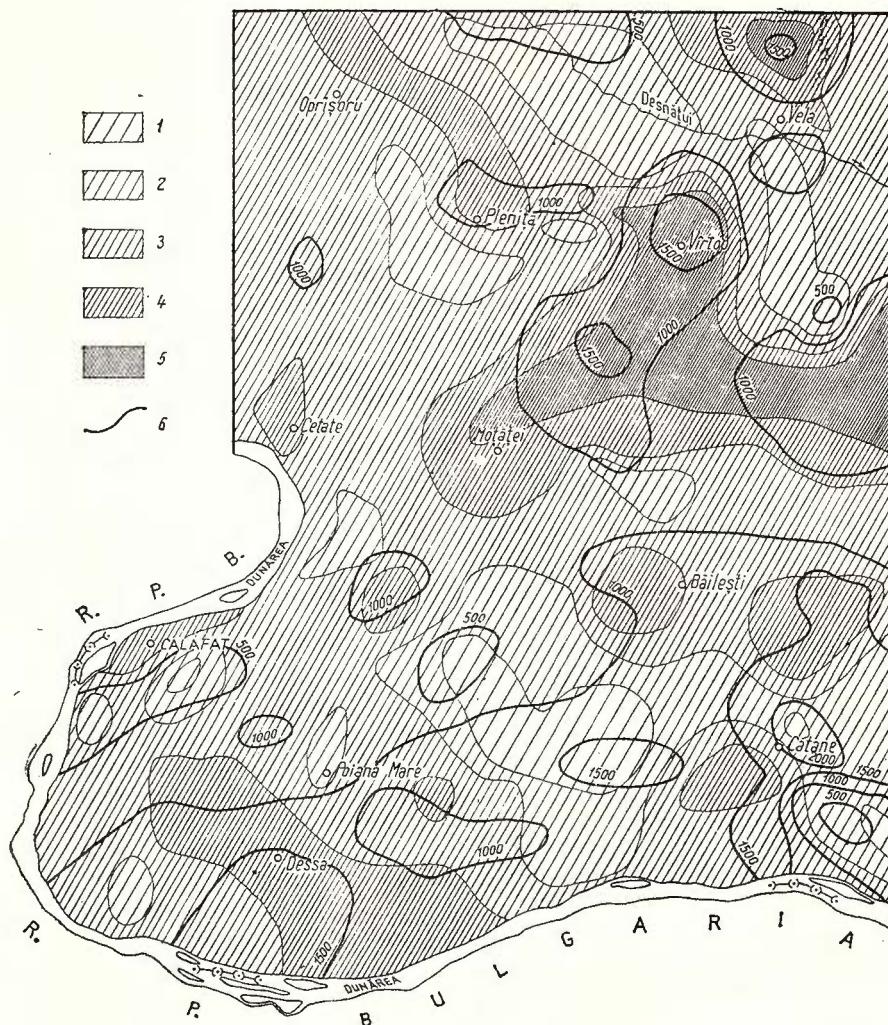


Fig. 4. — Duritatea totală (în grade hidrotimetice). 1, pînă la 15° ; 2, între $15-20^{\circ}$; 3, între $20-30^{\circ}$; 4, între $30-40^{\circ}$; 5, pînă la 40° ; 6, mineralizarea totală (în mg/litru) 1000.

Dureté totale (en degrés hydrotimétiques). 1, jusqu'à 15°; 2, entre 15—20°; 3, entre 20—30°; 4, entre 30—40°; 5, jusqu'à 40°; 6, minéralisation totale (en mg/l) 1000.

În depozitele terasei de 50—62 m sunt localizate ape cu o mineralizație totală care variază între 732—1025 mg/l. Ionii predominanți sunt HCO_3^- (61—91%), Mg^{++} (46—61%), Ca^{++} (18—26%) și Na^+ (19—28%). Apele din aceste depozite sunt caracteristice tipului hidrochimic bicar-



Fig. 5. — Distribuția ionului Na^+ în apele freatiche (mg/l). 1, pînă la 50 ; 2, între 50—100 ; 3, între 100—250 ; 4, pînă la 250 ; 5, distribuția ionului Cl^- în apele freatiche (mg/l) 50.

Distribution de l'ion Na dans les eaux phréatiques (mg/l). 1, jusqu'à 50 ; 2, entre 50—100 ; 3, entre 100—250 ; 4, jusqu'à 250 ; 5, distribution de l'ion Cl dans les eaux phréatiques (mg/l) 50.

bonatic, bicarbonatic-cloruric, magnezo-natrocalcic și magnezo-calco-natric.

Apele recolțate din depozitele terasei de 27—42 m au o mineralizare totală cuprinsă între 637—1184 mg/l (la toate probele, procentele

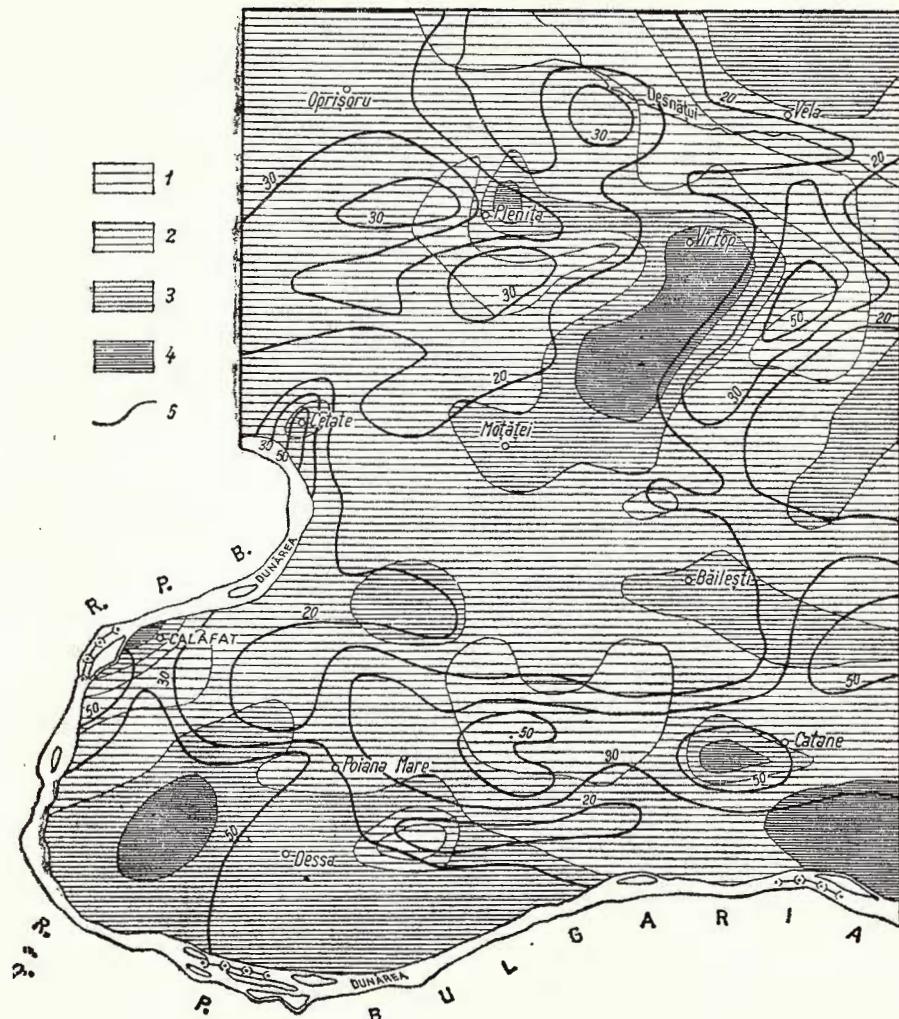


Fig. 6. — Distribuția ionului Mg în apele freaticice (mg/l). 1, pînă la 50 ; 2, între 50—100 ; 3, între 100—150 ; 4, pînă la 250 ; 5, distribuția ionului SO₄ în apele freaticice (mg/l) 30.

Distribution de l'ion Mg dans les eaux phréatiques (mg/l). 1, jusqu'à 50 ; 2, entre 50—100 ; 3, entre 100—150 ; 4, jusqu'à 250 ; 5, distribution de l'ion SO₄ dans les eaux phréatiques (mg/l) 30.

cele mai mari le are anionul HCO_3^- (50—91%), iar dintre cationi, Mg^{++} (41—84%) și Ca^{++} (23—48%). Înțind cont de încadrarea anionilor și cationilor în diagrama lui Florea (1960) din figurile 2, 3, apele sunt de tipul bicarbonato-natric, magnezo-calcic. Excepție de la această reparație o constituie probele de la Cetate, Hunia, Maglavit, Băilești, Trochești, care sunt din punct de vedere al cationilor de tipul magnezo-calcico-natric și magnezo-natric.

Depozitele terasei de 15—22 m cantonează ape cu o mineralizație totală ce variază între 756—1840 mg/l. Excepție fac probele de la Calafat (177 mg/l) și Piscul Nou (391 mg/l). Aceste probe sunt singurele care se caracterizează ca ape de tipul bicarbonato-cloruric, magnezo-calcic. Restul probelor au ca ioni predominanți HCO_3^- (61—89%), Mg^{++} (23—65%) și Na^+ (20—55%) încadrîndu-se în tipurile bicarbonatic, magnezo-natric, natro-magnezic.

Probele prelevate din apele localizate în depozitele terasei de 5—10 m au o mineralizație totală cuprinsă între 401—2400 mg/l. La acestea, cele mai ridicate valori le au ionul de HCO_3^- (37—88%), Cl^- (10—27%), Mg^{++} (10—73%) și Na^+ (12—78%), caracterizîndu-se ca ape de tipul bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-natric și natro-magnezic. Excepția o constituie proba de la Ciupercenii Noi care este de tipul cloruric, magnezo-calcic.

Probele de apă recoltate din depozitele de luncă au o mineralizație totală cuprinsă între 496—1518 mg/l și se încadrează în tipul bicarbonato-cloruric, magnezo-natric.

Sintetizînd cele arătate mai înainte prezentăm în continuare tipurile hidrochimice ale apelor freatici din zona cercetată :

Unitatea morfologică	Mineralizația totală (mg/l)	Tipurile hidrochimice, anionice și cationice
Cimp (depozite pleistocene-inferioare)	427—1820	Bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-calcic.
Terasa de 85—100 m	427—1651	Bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-calcic
Terasa de 50—62 m	732—1025	Bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-natrocalcic, magnezo-calco-natric.
Terasa de 27—42 m	637—1184	Bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-calcic, magnezo-calco-natric.
Terasa de 15—22 m	756—1840	Bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-natric, natro-magnezic.
Terasa de 5—10 m	402—2400 496—1518	Bicarbonatic, bicarbonato-cloruric, magnezo-natric, natro-magnezic. Bicarbonato-cloruric, magnezo-natric.



În profilul din diagramă (fig. 7, 8) s-a prezentat chimismul apelor freatiche funcție de unitățile morfo-stratigrafice. Din examinarea acestor diagrame se pot observa în general următoarele :

— O creștere a mineralizației de la apele din cele mai vechi depozite (Pleistocen inferior-cimp) la cele mai recente (Holocen-luncă) ;

— O scădere, în același sens, o are conținutul de HCO_3^- (de la 70% la 56%) și o creștere Cl^- (de la 14% la 20%) și Na^+ (de la 6% la 40%) ;

— În depozitele de luncă apar ape cu un conținut ridicat de Cl^- și Na^+ datorită, probabil, drenării apelor din depozitele de terasă ;

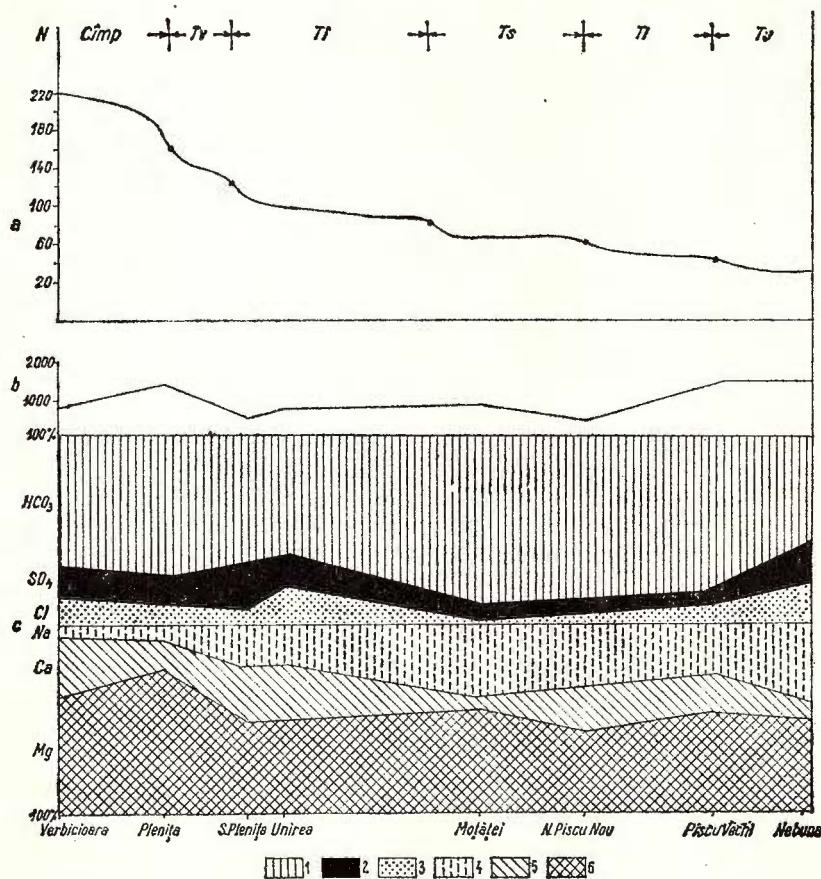


Fig. 7. — a. profil morfologic ; b. diagrama mineralizației totale ; c. diagrama caracterului mineralizației după ioni dominanți.

1, HCO_3^- ; 2, SO_4^{2-} ; 3, Cl^- ; 4, Na^+ ; 5, Ca^{++} ; 6, Mg^{++} .

a. coupe morphologique ; b. diagramme de la minéralisation totale ; c. diagramme du caractère de la minéralisation à partir des ions dominants.

1, HCO_3^- ; 2, SO_4^{2-} ; 3, Cl^- ; 4, Na^+ ; 5, Ca^{++} ; 6, Mg^{++} .

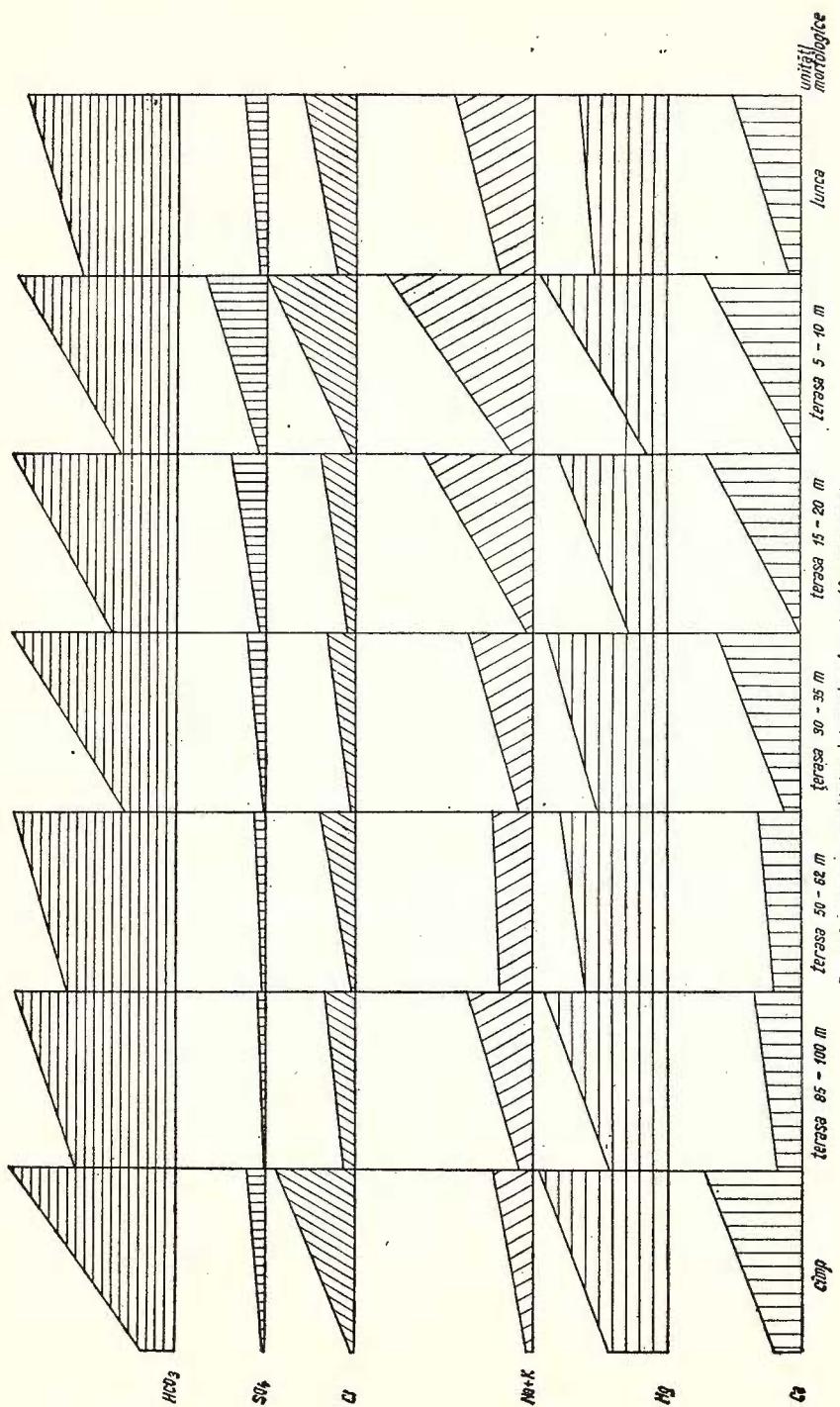


Fig. 8 - Reprezentarea chimismului apelor freatici (% me cationi si anioni in functie de unitatile morfologice),
Reprezentarea chimismului apelor phreatiques (% me
cations et anions en fonction des unités morphologiques).

- Proporția de Mg^{++} și Ca^{++} scade pe aceeași direcție nord-sud;
- Conținutul de Na^+ și K^+ crește foarte mult la apele localizate în depozitele teraselor inferioare;
- Procentele cele mai ridicate de Cl^- și SO_4^{2-} le găsim la apele din depozitele mai tinere.

Din examinarea acestei diagrame și a tabelului sintetic, p. 86, putem conchide că pe măsură ce trecem de la ape din formațiuni mai vechi, la ape din formațiuni mai tinere, se schimbă caracterul hidrochimic de la bicarbonat magnezo-calcic la bicarbonato-cloruric, magnezo-natric.

În regiunea cercetată, în apropierea localității Desa, se află lacul Balta Neagră. Analiza chimică a apei din acest lac efectuată de I.B.F. în anul 1963 caracterizează această apă drept feruginoasă, bicarbonată-sodică, hipotonă, hipotermală, cu $161,5 \text{ mg}/\text{kg}$ acizi humici. Pentru acest conținut, lacul era recomandat spre a fi utilizat în cura externă sub formă de băi, în afecțiunile reumatice, boli ale sistemului nervos periferic, afecțiuni ginecologice, boli de piele, stări alergice, sechele după tromboflebite.

Analiza chimică a unei probe de apă recoltată din lacul Balta Neagră, în vara anului 1977, arată o modificare esențială a acesteia față de cea din anul 1963 (tab. 5). Astfel, mineralizația totală aproape că s-a dublat, crescind de la $1213,8 \text{ mg/l}$ la $2393,00 \text{ mg/l}$.

TABELUL 5

Analiza chimică a lacului Balta Neagră-Desa

I.B.F. anul 1963
pH = 7,64

I.G.G. anul 1977
pH = 8,65

anioni cationi	mg/l	ml/l	%mc	mg/l	ml/l	%mc
Cl	24,5	0,69	4,6	93,7	2,37	8,3
I Br	absent	—	—	a b s e n t	a b s e n t	0,5
NO_3^-	5,2	0,08	0,5	8,8	0,14	0,5
SO_4^{2-}	87,7	1,83	12,1	53,7	1,12	3,9
HCO_3^-	756,4	12,54	82,8	1512,9	24,80	87,3
K	—	—	—	15,0	0,38	1,3
Na	296,6	12,90	85,2	687,0	25,87	91,9
Ca	12,6	0,63	4,1	22,0	1,20	3,9
Mg	6,7	0,55	3,6	10,0	0,82	2,9
Fe	29,8	1,02	7,1	a b s e n t	—	—
Total	1210,8	30,29	100,0	2393,0	56,59	100,00

De asemenea, cantitatea de Cl^- s-a triplat ($83,7 \text{ mg/l}$ față de $24,5 \text{ mg/l}$), cele de HCO_3^- și Na^+ s-au dublat ($152,8 \text{ mg/l}$ față de $756,4 \text{ mg/l}$ și respectiv $687,00 \text{ mg/l}$ față de $296,6 \text{ mg/l}$). În același timp pH-ul a crescut de la 7,64 la 8,65, modificare ce indică o creștere a alcalinității lacului.

Considerăm că această concentrare de elemente chimice se datorează procesului intens de evaporare. Tipul hidrochimic căruia îi apar-



ține această apă, bicarbonatic-natric a rămas același ca și în anul 1963. Creșterea mineralizației totale și a componentelor chimice ale lacului, contribuie la ridicarea valorii terapeutice a acestuia.

Concluzii

În această lucrare aducem o contribuție la cunoașterea Cuaternarului și apelor subterane localizate în aceste formațiuni. Din punct de vedere hidrogeologic am prezentat parametrii principali ai stratelor acvifere freatiche și de adâncime, precum și chimismul lor.

BIBLIOGRAFIE

- Coteț P. (1957) Cîmpia Olteniei. Ed. șt., București.
 — (1976) Cîmpia română. Ed. Ceres, București.
- Crăciun Fl., Popescu F. (1963) Pămînturile macroporice în R.P.R., raionarea și proprietăți geotehnice. Com. Stat al Apelor, I.S.P., București.
- Dumitrescu A. (1911) Die untere Donau zwischen Tr. Severin und Brăila. Berlin.
- Florean N. (1960) Metoda de prelucrare a datelor analizei chimice a apelor freatiche în vederea clarificării și interpretării lor din punct de vedere pedologic. *St. tehn. ec., seria C*, nr. 16, București.
- Ghenea C., Mihăilă N., Ghenea Ana (1963) Cercetări geologice între valea Topolnița și valea Desnățui. *St. tehn. ec., seria E*, 6, București.
- Grigoraș N. (1961) Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Ed. tehn., București.
- Ionescu A. (1918) Pliocenul din Oltenia, cu privire specială asupra tectonicii Depresiunii Getice. *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, București.
 — , Murgoci Gh., Protopopescu P. (1923) Cuaternarul din Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI, București.
- Ionescu B. (1923) Les dunes de l'Oltenie, Paris.
- Liteanu E. (1953) Limita superioară a Terțiarului din aria de dezvoltare a lacului pliocen din Cîmpia română. *St. tehn. ec., seria E*, nr. 2, București.
 — (1960) Problema limitei Cuaternar/Terțiar în depresiunea valahă. *St. tehn. ec., ser. E*, nr. 5, București.
 — , Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România. *St. tehn. ec., ser. H*, 1, București.
- Mihăilescu V. (1956) România. București.
- Mihăilă N., Patrulius D. (1967) Notă explicativă la foaia geologică sc. 1 : 200.000 Calafat-Bechet. Inst. Geol., București.



- , Patrulius D., Giurgea P. (1968) Notă explicativă la foaia geologică sc. 1 : 200.000 Craiova. Inst. Geol., București.
- (1969) Romanianul, termen stratigrafic final al Neogenului și stratigrafia sa din sectorul Rm. Vilcea-Văsănești. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIV/3 (1966—1967), București.
- (1971) Stratigrafia depozitelor pliocene și cuaternare dintre valea Oltului și valea Vărsanului. *St. tehn. ec.*, ser. J, nr. 7, București.

Murgoci Gh. (1908) Terțiarul Olteniei. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București.

Paraschiv D. (1975) Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. *St. tehn. ec.*, ser. A, 10, *Inst. geol. geof.*, București.

Patrulius D. (1960) Le Mésozoïque du massif moesian dans le cadre de la Plaine Roumaine et de la Dobrogea centrale et méridionale. *An. Inst. Geol.*, Publ. hungarici, XLIX/1, Budapest.

- (1961) Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoïques și paleozoïques traversate de forajul de la Cetate. *D. S. Com. Geol.*, XLIX (1962—1963), București.

Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. (1961) Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice. *Rev. Petrol-Gaze*, XII/11, București.

Schooverth Ecaterina, Feru M., Șerbănescu Venera, Todor Rodica (1963) Observații asupra Villafranchianului din bazinul mijlociu al Jiului. *St. tehn. ec.*, ser. E/6, București.

Stefănescu S. (1896) Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et levantines. *Mem. Soc. Géol. de France*, nr. 15, Paris.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES ET HYDROCHIMIQUES DANS LE SECTEUR DANUBIEN SITUÉ ENTRE LES LOCALITÉS CETATE-PLENÎTA-BAILEŞTI

(Résumé)

Les recherches menées dans le secteur Calafat-Plenița-Băilești nous ont permis de réaliser quelques contributions d'ordre morphologique et de lancer quelques hypothèses sur la stratigraphie des dépôts pliocène-supérieurs et quaternaires. Ainsi, l'analyse de détail de la faune de mollusques et mammifères met en évidence avec certitude seulement la présence de l'horizon basal du Pliocène supérieur et l'absence des horizons faunistiques de la partie terminale de l'intervalle.

Le lever hydrogéologique et les données de forage ont permis la séparation de deux catégories de couches aquifères : de profondeur et phréatiques.

Les couches aquifères de profondeur sont situées dans les dépôts dacien et pliocène-supérieur — pléistocène-inférieurs et portent des eaux du type bicarbonate magnéso-calcique.



Les couches aquifères phréatiques sont cantonnées dans les dépôts pléistocène-inférieurs, les dépôts de terrasse et de haute-plaine : on obtient le potentiel aquifère le plus élevé des dépôts de terrasse à débits plus grands que 50 l/sec. (Maglavit).

Au point de vue hydrochimique, les couches aquifères phréatiques s'avèrent être des eaux du type bicarbonatique, bicarbonato-chlorurique, magnéso-calcaire, magnéso-natrique.

La carte hydrogéologique dressée offre des données sur la distribution — dans différents secteurs — des sources d'exploitation des eaux potables les plus convenables, tout en indiquant les formations qui les abritent. A ce point de vue, cette carte a une valeur pratique pour toutes les unités de profil intéressées en problèmes d'alimentation à l'eau.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte hydrogéologique de la zone de Calafat-Băileşti-Plenița.

A. Eléments géologiques. 1, graviers et sables aquifères participant à la constitution des plaines alluviales (Holocène) ; 2, dépôts loessoïdes (a) et éoliens, parfois à accumulations locales d'eau (b), du toit des graviers de terrasse (Pléistocène-Holocène) ; 3, graviers et sables aquifères participant à la constitution des terrasses inférieures (Pléistocène supérieur) ; 4, graviers et sables aquifères participant à la constitution des terrasses supérieures (Pléistocène moyen) ; 5, graviers, roche roulée et sables aquifères (Pléistocène inférieur), couverts d'argiles jaune rougeâtre. A la base, formations pliocène-supérieures à accumulations réduites d'eaux souterraines ; 6, marnes (Pontien) ; 7, limite d'extension des dépôts pléistocène-inférieurs (aquifères) vers le sud ; 8, limite d'extension des formations daciques vers le nord ; 9, limite de formation géologique ; 10, limite morphologique.

B. Eléments hydrographiques. 11, cours d'eau permanent ; 12, lac d'eau douce ; 13, marais et terrains inondables.

C. Signes pour les eaux souterraines. 14, hydroïsophyses de la couche aquifère phréatique des dépôts alluvionnaires des terrasses et plaines alluviales (lever NH effectué en 1975—1977) ; 15, hydroïsophyses de la couche aquifère phréatique des formations pléistocène-inférieures ; 16, isopahites de la couche aquifère phréatique ; 17, hydroïsobates de la couche aquifère phréatique ; 18, isobates du toit de la première couche aquifère de profondeur des formations daciques ; 19, direction d'écoulement de la couche aquifère phréatique.

D. Points d'eau : 20, source ; 21, ligne de sources ; 22, forage interceptant la couche phréatique ; 23, forage interceptant la couche phréatique et la couche de profondeur ; 24, forage par lequel a été observée la variation moyenne mensuelle du NH de la couche aquifère phréatique ; 25, forage de grande profondeur ; 26, station pluviométrique.



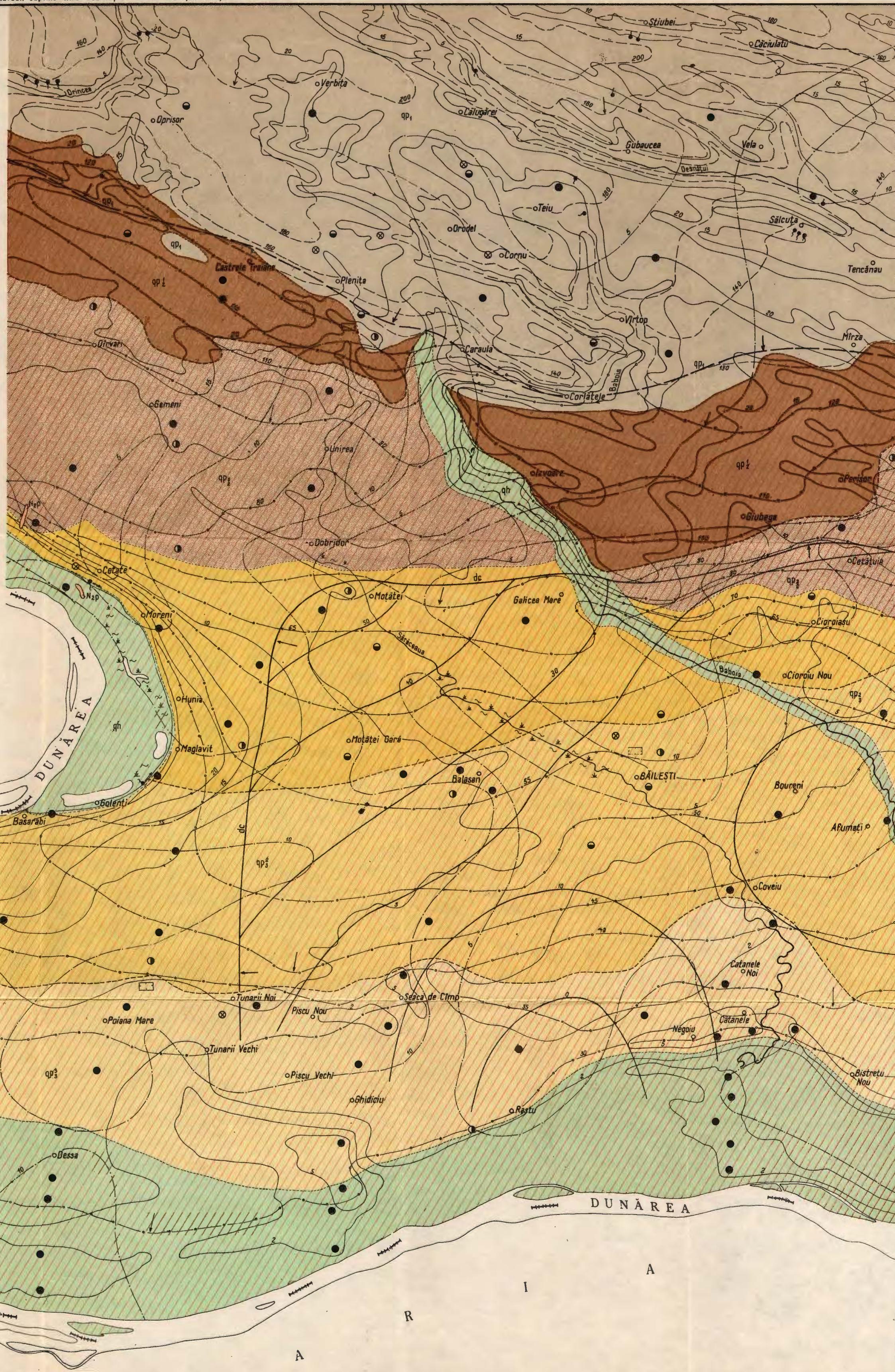
N. MIHĂILĂ, P. GIURGEA
HARTA HIDROGEOLOGICĂ
A ZONEI
CALAFAT - BĂILEȘTI - PLENIȚA

0 1 2 3 km

LEGENDA

- A. Elemente geologice**
- 1 qh Pietrișuri și nisipuri acifere din alcătuirea luncilor (Holocen)
 - 2 qp₁ Depozite loessoide și soliene, usori cu acumulații locale de apă din acoperișul pietrișurilor de terasă (Pleistocen-Holocen)
 - 3 qp₃ Pietrișuri și nisipuri acifere din alcătuirea teraselor superioare (Pleistocen superior)
 - 4 qp₂ Pietrișuri și nisipuri acifere din alcătuirea teraselor superioare (Pleistocen mediu)
 - 5 qp₁ Pietrișuri, bolovanișuri rulate și nisipuri acifere (Pleistocen inferior), acoperite de argile galbui-roșcate, în bază formătuni plicen-superioare cu acumulații reduse de ape subterane
 - 6 N₂P Mâne (Pontian)
 - 7 — Limită de extensie a depozitelor pleistocen inferioare (acifere) spre sud
 - 8 — dc Limită de extensie a formațiunilor daciene spre nord
 - 9 - - - - Limita de formație geologică
 - 10 - - - - Limita morfologică
- B. Elemente hidrografice**
- 11 — Curs de apă permanent
 - 12 — Lac cu apă dulce
 - 13 ~~~~ Mlaștini și terenuri inundabile
- C. Semne referitoare la apele subterane**
- 14 — Hidroscopisale stratului acifere freatice din depozitele olivionare ale teraselor și luncilor (cartarea NH, efectuată în anii 1975-1977)
 - 15 — Hidroscopisale stratului acifere freatice din formațiunile pleistocen inferioare
 - 16 — Izohipale stratului acifere freatice
 - 17 — Hidrocobatele stratului acifere freatice
 - 18 — Izobote la acoperișul primului strat acifere de adințime din formațiunile daciene
 - 19 — Direcția de curgere a stratului acifere freatice

- D. Puncte de apă**
- 20 ● Izvor
 - 21 — Linie de izvoare
 - 22 ● 5,7-6-10,5 Foraj care a interceptat stratul freatic
 - 22 ● 1,6-2,8-0,5-1,3 Foraj care a interceptat stratul freatic și stratul de adințime
 - 23 ● Foraj care a interceptat stratul freatic și stratul de adințime
 - 24 ● Foraj în care s-a urmărit variația medie lunată a NH-lui stratului acifere freatice
 - 25 ● Foraje de mare adințime
 - 26 ■■■ Stație pluviometrică



5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

NEW IMAGES REGARDING THE ALPINE OVERTHRUSTS FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS¹

BY

SERGIU NĂSTĂSEANU²

Overthrust nappe. Alpine tectonics. The Laramic phase. The South Carpathians. The Danubian domain. Crystalline. The Retezat Mountains. Petreanu-Muntele Mic.

Sommaire

Nouveaux aspects dans les charriages alpins des Carpates Méridionales centrales. Dans cette étude on signale la présence de la nappe de Petreanu-Muntele Mic et on argumente l'existence de la nappe de Severin dans les monts Vilcan et Parîng. Les deux unités sont le résultat de l'orogenèse alpine, phase laramienne.

La nappe de Petreanu-Muntele Mic est mise en évidence par la fenêtre Poiana Mărului et la demi-fenêtre Olteana, dont les dépôts paléozoïques et mésozoïques apparaissent d'au-dessous les métamorphites des séries précambrien-cambriennes du domaine danubien.

La nappe de Severin est constituée d'ophiolites, couches d'Azuga et couches de Simaia, d'âge tithonique-néocomien, qui couvrent la formation de Wildflysch néo-crétacée et supportent les schistes cristallins (précambriens) de la nappe géétique.

The alpine overthrusts played a determining role in the present structural aspect of the Southern Carpathians. The Getic Nappe (Murgoci, 1905), the Urdele Nappe (Popescu-Voîtesti, 1923), the Supragnetic Nappe (Cantunari, 1930; Streckeisen, 1934; Codarcea et al., 1967), the Severin and the Cerna Nappes (Codarcea, 1935, 1940), the Sasca-Gorniak Nappe (Sandulescu, 1975) as well as the Reșița Nappe (Năstăseanu, 1977) represent the already

¹ Received 27 November 1977, accepted for publication 27 November 1977, presented at the Meeting of 28 November 1977.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



known tectonic units which support the above assertion. By corroborating our field data with those from different papers (Gherasi, 1937; Manolescu, 1940; Pavelescu, Pavelescu, 1966, 1970; Gherasi et al., 1968; Morariu, 1972; Stănoiu, 1973; Savu, Schuster, 1975; Solomon et al., 1976) we obtained a number of arguments which allow to speak of:

- the presence of the Petreanu-Muntele Mic Nappe within the Danubian domain;
- the existence of the Severin Nappe in the region of the Parang and Vilcan Mountains.

1. The Petreanu-Muntele Mic Nappe

In the basins of the Bistra Valley and of the Riu Mare, the metamorphites of the Danubian series (Precambrian-Cambrian) together with the formations of the anchimetamorphic series (Ordovician-Silurian) form the body of an overthrust nappe which we call the Petreanu-Muntele Mic nappe. This nappe overthrusts, from West to East, the metamorphites of the Lainici-Păiuști and Drăgășani (Precambrian-Cambrian) series which are covered in their turn by prewestphalian anchimetamorphic formations and pre-Laramic sedimentary deposits.

This interpretation is supported by the presence of a tectonic window on the Bistra Valley, at Poiana Mărului, of a semi-window on the Olteana Valley and by the existence of the overthrust plane on the Riu Ses Valley (Fig. 1).

1.1. The Poiana Mărului Window

On the Bistra Valley, at the locality called Poiana Mărului, and especially on its right bank between the Valea Mare and the Valea Roșie valleys, there crops out from under the crystalline formations — represented by the Barnița series (Zeicani ?) and the Măgura-Marga series (Gherasi et al., 1968) — the slightly metamorphosed deposits of the Vidra formation, assigned to the Devonian (Gherasi et al., 1975), and presenting great lithofacial affinities with the Oslea formation (Năstăseanu, 1973). In the following pages the term of the Oslea formation will be used instead of that of the Vidra series, because we consider the first to have a lithostratigraphic content more clearly defined, corresponding to the succession of the deposits within the window as well.

It is rather difficult to establish a stratigraphic succession within the deposits of the Oslea formation on the profile offered by the Valea Mare valley. Probably, they represent the upper horizon of this formation because there appear only black graphitous schists with intercalations of metasandstones and metamicroconglomerates tightly micro-folded and laminated. However, it is interesting to note that near the origin of this valley, one can see how the graphitous schists dip by 5—10° to the East-North-East, under the silvery quartz-sericite schists belonging to the Barnița (= Zeicani ?) series. The Barnița series is



present on a length of 200—300 m, with the same slight eastward inclinations and then discordantly covered by a largely laminated metaconglomerate resembling the Retezat conglomerates (Năstăseanu, 1976a).

Having in view the well-established fact according to which there is a tectonic contact between the crystalline and the Oslea formation

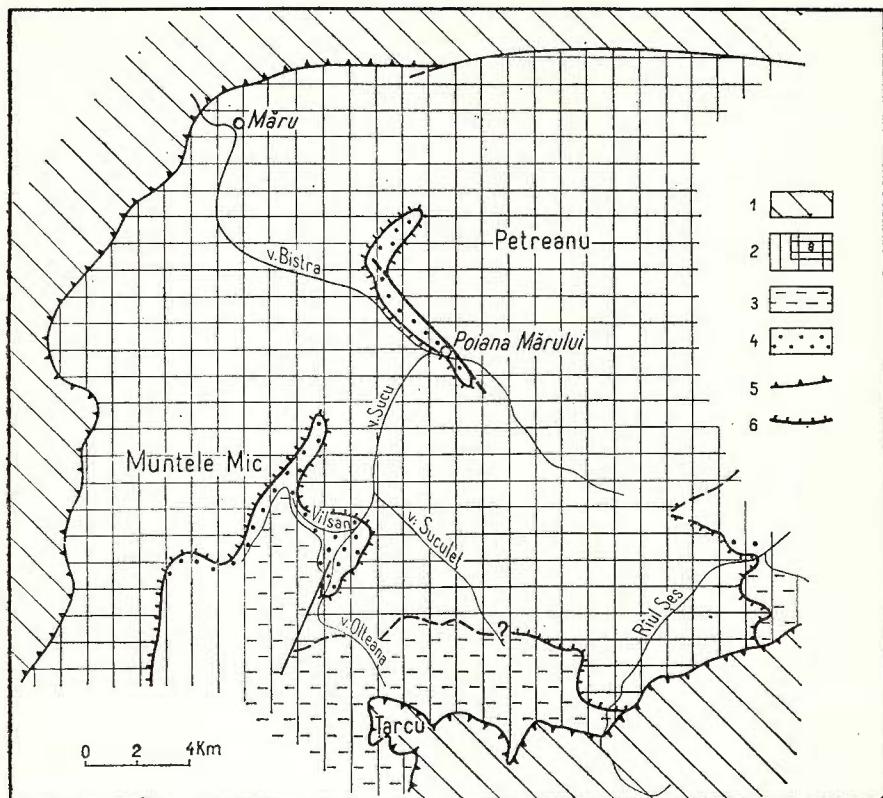


Fig. 1. — Tectonic Sketch of the Bistra Valley Basin.

1, the Getic nappe ; 2, the Danubian autochthon, a—the Petreanu nappe — Muntele Mic Mountain ; 3, Mesozoic formations ; 4, the Oslea formation (Devonian ? or Lower Carboniferous) ; 5, overthrust plane of the Getic nappe ; 6, overthrust plane of the Petreanu-Muntele Mic nappe.

both on the lower and on the upper part of the valley (Gherasi et al., 1968), the existence of a window here is quite obvious. Mention should also be made of the fact that neither on the Vidra Valley, nor on the Valea Roșie valley, the laminated conglomerates of the Retezat type do not appear within the window but outside it, that is they belong to the nappe. We met the same type of metaconglomerate under

the form of blocks, on many other valleys: Riuł Ses, Valea Olteana, Riuł Lung, Riuł Alb, Riuł Rece, etc. This fact points to the initial great extension of this formation, probably of Silurian age, which was eroded to its largest part.

On the Valea Roșie valley and on another smaller valley situated to the West, we found within the window the sparry limestones present in the lower horizon of the Oslea formation. No doubt they represent the upper part of the Oslea limestones, because we noted only the progressive transition to the graphitinous schists, there being no trace of quartzitic and arkosian sandstones from the basis of the Oslea formation.

From what has been said so far, we may conclude that the erosion within the deposits from the Poiana Mărului window has not yet uncovered the basis of the Oslea formation, and it is less probable that the laminated metaconglomerates of the Retezat type, stratigraphically inferior to this formation, should be put into evidence. As a direct consequence of the observations made on the Vidra valley — at the stratotype — we arrived at the conclusion that the Vidra formation (Gherasi et al., 1968) is synonymous with the Tulișa series (Pavelescu, 1953), from which the Devonian? Lower Carboniferous Oslea formation (Năstăseanu, 1973) and the possibly Silurian Retezat conglomerates (Năstăseanu, 1976a) are derived. Therefore, the deposits belonging to the Poiana Mărului window should be of the same age as the Oslea formation, namely Devonian? or Lower Carboniferous. This age is also supported by the fact that the same graphitinous argillites, superior to the limestones, have offered Devonian spores from the Vidra formation (Gherasi et al., 1975), and Carboniferous spores from the Tulișa series (Solomon et al., 1976). These associations seem to be widely spread in time and they present the same frequency (of appearance) in Devonian as well as in Carboniferous. In this case, we take for valid only the indication offered by the macrofauna found in the Vidra phyllites which indicated the Paleozoic age (Gherasi et al., 1975).

1.2. The Olteana Semi-window

In the basin of the Olteana Valley, above its confluence with the Vilsan Valley, and on this latter valley, there appear from under the Zeicani series the graphitinous phyllites of the Oslea formation (Fig. 1).

On the right bank of the Vilsan Valley, north of the touristic path leading to Muntele Mic, there appear the sparry limestones from the lower horizon of the Oslea formation. The limestones are represented by a number of lenses which pass progressively to the graphitinous phyllites and they are transgressively covered by the Mesozoic deposits. The Oslea formation from the Vilsan Valley develops up the valley near to Muntele Mic where it forms a northward inlet and is covered by the metabasites of the Zeicani series.

The Mesozoic formations cover the Oslea formation transgressively. They are represented by conglomerates in the basis, then they pass



progressively to black clays which contain toward the upper part, thin intercalations (5—20 cm) of tuffaceous rocks (the Jigoarei top — Saroni). These deposits could be of Lower Jurassic and probably Middle Jurassic age if we have in view the fact that the presence of the tuffites indicates the beginning of the volcano-sedimentary series of the Dogger under the Feneş facies (Năstăseanu, 1976a).

On the Olteana Valley above its confluence with the Vilsan Valley the graphitous phyllites are present just to the second big affluent on the right, which flows from under the height of the 1860 m (the Brusturul Peak). At the mouth of this river one can see silvery quartz-sericite schists, identical with those on the Valea Mare valley (the Poiana Mărului window) lying over the graphitous schists and supporting the Ordovician-Silurian series (Gheras et al., 1973). These quartz-sericite schists pass the Olteana Valley and on its left bank they cover the Oslea formation enclosing to the south the outcropping zone of the graphitous phyllites. Following to the west the quartz-sericite metamorphites, one can see how they disappear suddenly and their place is taken by black clays of the Mesozoic type. The over-thrust plane is probably affected by a tectonic accident posterior to the emplacement of the nappe. The Oslea formation from the Olteana Valley and a small part of that one from the Vilsan Valley was considered by N. Gheras et al. (1975)³ as belonging to the Vidra formation, without mentioning the presence of the limestones from the Vilsan Valley; in exchange, they presented laminated metaconglomerates in the basis of the phyllites.

The map on the scale of 1 : 200,000 indicates east and south of Muntele Mic a reverse fault bordered by the Zeicani series which does not appear in the Craiului Valley. On a more recent map on a scale of 1 : 50,000 (Gheras et al., 1975)⁴ the reverse fault is replaced by an undefined fault which extends to the south, beyond the Craiului Valley. In our opinion, the lines marked on the two maps represent in fact the trace of the overthrust plane at the intersection with the relief and they mark the western enclosing of the Olteana semi-window. We mention also that on the Craiului Valley at its confluence with the Măloasa Valley (above the cable railway station) the Zeicani series, lies over the graphitous phyllites of the Oslea type, that is the Mesozoic formations from the Olteana semi-window depict a syncline oriented north-southward which is suspended on the watershed between the Vilsan and the Craiului Valleys and covers a certain surface at the origin of the two valleys.

1.3. The Rîul Ses Overthrust Plane

On the Rîul Mare, Rîul Ses and Branul Valleys, Gheras et al. (1975)⁵ draws the attention to a great number of reverse faults.

³ I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

⁴ Op. cit. pct. 3.

⁵ Op. cit. pct. 3.



Among these we mention the one from the Rîul Ses where the metamorphites of the Zeicani series with thin intercalations of marble-like limestones overthrust the grey-greenish, desidous clays in our opinion of the Wildflysch type.

From the Rîul Ses Valley the overthrust plane passes north of the Merila Valley to the Bran Valley where found the Zeicani series overthrusting the deposits formed of desidous clays, sandstones and microconglomerates resembling the Wildflysch facies of the Neocretaceous from the Danubian domain.

The deposits of the Wildflysch type cover discordantly the detritic formation with limy intercalations considered to be of Jurassic age (Gherasici, 1937; Gherasici et al., 1973). These Mesozoic formations cover transgressively the Slăvei formation (Năstăseanu, 1975) which in fact is synonymous with the Oslea formation.

In the upper basin of the Bran Valley and at the Schei Saddle, Morariu (unpublished data) noted the presence of an overthrust line between the Zeicani series and the Mesozoic formations. That is, in the place where the previous maps (Gherasici, 1937, the map on the scale of 1 : 200,000) reported the Mesozoic deposits lying transgressively over the Zeicani series. In the Schei Saddle we noticed the slightly inclined (5—10°) position of the overthrust plane between the Baicu conglomerates and the subjacent deposits.

Thus, we may say that the Rîul Ses overthrust plane with inclinations of 5—35 degrees, represents under its present form (Fig. 1) part of the head of the Petreanu-Muntele Mic nappe and according to this we estimate the nappe's width of at least 20 km.

2. The Severin Nappe from the Parâng and Vilcan Mountains

2.1. Commentary on the Evolution of Ideas

Many years ago Popescu-Voitești (1923) pointed out the Urdele nappe in the Southern Carpathians. He was the first who considered that under the Getic nappe there is another one in which the Sinaia beds and the ophiolitic formation have an allochthonous position. Latter on, Codarcea (1935) established the Upper Cretaceous age of the Vîrciorova sandstones and gave a detailed explanation of the tectonic relations between these and the older Azuga and Sinaia overlying beds defining thus the Severin nappe. This nappe was well defined only in the Mehedinți Plateau, in the Cerna Mountains (Codarcea, 1940) and at Polovragi (Codarcea, Drăghici, 1966). On the West Jiu Valley the Sinaia beds and the ophiolites have been noticed in the succession of the "infragetic" Mesozoic complex (Manolescu, 1940) and later on they were re-studied and presented as belonging to the autochthonous Mesozoic (Pavilescu, Pavilescu, 1964, 1970) without mentioning their appartenance to the Severin nappe. Manolescu (1940) speaks of the presence in the same region of Upper Cretaceous deposits (sandstones, red marls, wooden schists). But these



were later on included in the Tulișa series (Pavelescu, Pavelescu, 1964).

The Severin nappe was represented on the geological map of Romania on the scale of 1 : 200,000 (in 1968) and on the tectonic map on the scale of 1 : 1,000,000 (in 1970), but the Wildflysch (Neocretaceous) formation was also included in the nappe's unit. A similar case of noticing the Severin nappe by having in view the deposits corresponding to the Azuga beds, at which Permian deposits were added as well, is the one known in the north-eastern part of the Godeanu outlier (Stănoiu, 1963).

In the Parîng Mountains, only the Mesozoic ophiolites from the Jieț series were known (Paluic, 1937). Later on, Pavelescu and Pavelescu (1970) signaled within the Jieț graben a few outliers of Mesozoic limestones, while the rest of the Jieț series was attributed to the Tulișa series (Paleozoic) in which they considered as intruded, that is in autochthonous position, two levels of ophiolites. A Lower Paleozoic level and another Upper one younger than the Upper Carboniferous.

On the map on the scale of 1 : 50,000, the Voineasa sheet (Savu, Schuster, 1975), the serpentinites of the Severin nappe from Parîng were assigned in their majority to the Paleozoic, while those from under the overthrust plane of the Getic were framed to a large, undetermined "Mesozoic or Paleozoic" stratigraphic time interval.

From what has been said so far, we may conclude that besides Popescu-Voitești (1923) no other author has spoken so far of the presence of allochthonous formations under the Getic nappe.

The necessity of making the Severin nappe topical again appeared also as a result of the fact that a recent paper (Solomon et al., 1976) treats the problem of the tectonic slices, with ophiolites and of the Tithonic-Neocomian deposits from the West Jiu Valley in such a way, that it is quite impossible to recognize the Severin nappe out the image of the map added at the paper. This is due to the fact that the authors (Solomon et al., 1976) took part of the ophiolites of the Severin nappe for post-Turonian gabbors and represented them as belonging to the Getic nappe; the other part of the same ophiolites were considered to be Liassic gabbros and were distributed to the Paroșeni formation of Upper Triassic-Lower Jurassic age. The presence of the Triassic within some deposits from the Danubian space, made Săndulescu (see discussions at Solomon et al., 1976) assign the Paroșeni formation to a more internal zone and affirm it has been brought to the nappe or probably belongs to the Severin nappe.

2.2. Argumentation of the Severin Nappe

I arrived at recognizing the Severin nappe by means of lithostratigraphic marks and of marks indicating the structural and spatial arrangement. In order to present these marks, I am going to describe a number of illustrative profiles that comprise the (Neocretaceous)



Wildflysch formation as a new and defining element for drawing the overthrust line of the Severin nappe.

2.2.1. Profile on the Vulcan-Vulcan Pass Road

Starting from north to south I recognized the following formations (Fig. 2) : a) the Oligocene molasse ; b) the metamorphites of the Getic

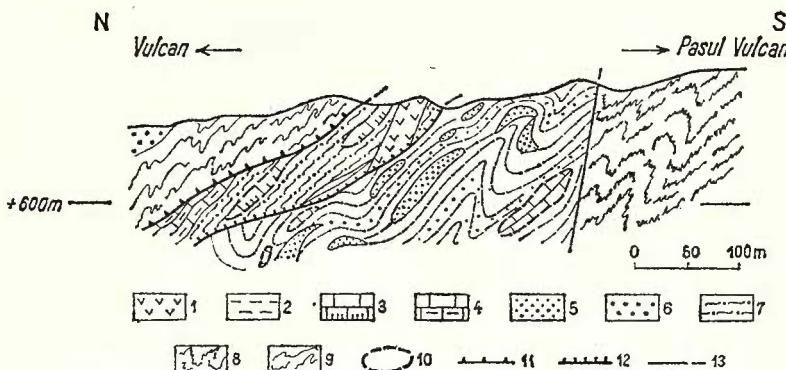


Fig. 2. — Geological Section on the Road to the Vulcan Pass.

1, ophiolites ; 2, clays ; 3, silicilate limestones ; 4, limestones and marno-limestones ; 5, sandstones ; 6, detritic rocks ; 7, laminated detritic rocks ; 8, graphitous phyllites ; 9, metamorphic rocks ; 10, olistolith contour ; 11, the Getic nappe plane ; 12, the Severin nappe plane ; 13, fault.

nappe ; c) the Azuga beds (Upper Jurassic) of the Severin nappe ; d) the Wildflysch formation (Neocretaceous) ; e) the Oslea formation (Lower Carboniferous).

Starting from the town of Vulcan to the south, on a distance of about 2 km on a straight line, one can see only the detritic deposits of the post-tectonic cover from the Petroșani basin. They are followed, on a distance of 200 m, by the metamorphites of the Getic nappe which support discordantly the deposits mentioned above and overthrust those situated in the south.

The overthrust plane appears on an outcrop on the left (eastern) side of the road. Here, the micaschists of the Getic nappe, mylonitized on the last 50 cm, lie over the Azuga beds, which in this outcrop are represented by slightly metamorphosed detritic deposits. Farther along the profile (about 50 m) the relief is covered, but there appear frequently rests of the same laminated detritic rocks.

Externally to the profile, on the eastern slope toward the Merișoara Valley, there appear from place to place blocks of yellowish, hard limestones which present siliceous accidents. The blocks are highly tectonized, present traces of sliding and have a rugged aspect due to the silica which became prominent as a result of the erosion of the

carbonate mass. I met the same blocks in the basis of the Godeanu outlier, on the Topenia valley, a righthand affluent of the Cerna valley, and I considered them olistoliths of the Wildflysch formation, resulted from the destruction of the Severin nappe (Năstăseanu, 1976b).

Next to the low and covered relief we mentioned above, on the right (western) side of the road one can see a mamelon formed of green basic rocks. They crop out on a distance of 5—6 m, which according to the remnants is supported to continue for the next 25 m; farther on, they are followed by a few meters of detritic highly laminated rocks and then the Wildflysch formation crops out on the left side of the road.

We attributed the rocks from under the overthrust plane of the Getic nappe, to the Azuga beds of the Severin nappe, because we found the same succession (series) of rocks placed in the same tectonic position — under the Getic nappe and over the Neocretaceous Wildflysch formation — on the Cerna valley (Topleț) and on the Mehedinți Plateau as well. That is, in the place where the Azuga beds were first recognized proving thus the existence of the Severin nappe (Codărcea, 1940).

The Wildflysch formation on the profile we are speaking about, is represented by fine, grey-greenish, desidous clays and lenses of fine micaceous to microconglomerate sandstones. The Wildflysch formation crops out, under this aspect, on a distance of 10—15 m, and then the ground is covered. From the remnants found on the ground we could remark the presence of the same formation on a distance of some other 150 m. Then, the relief is getting contour due to the presence of the Oslea formation, represented by graphitous phyllites with fine, gritty intercalations. The contact between the two formations is linear, which indicates the presence of a tectonic accident between them.

From the previous papers it results that this profile offered a number of data to other researchers as well, but they arrived at quite different conclusions.

Pavelescu and Pavelescu (1970) consider that under the overthrust plane of the Getic nappe there is only a body of Mesozoic ophiolites, covered by a lense of limestones (Malm-Urgonian) and one of clay-marly schists of the type of the Sinaia beds, placed one after another. The basement appears normally from under this, and is represented by the Tulișa series.

In a more recent interpretation (Solomon et al., 1976) the overthrust plane of the Getic nappe — so clearly marked in Fig. 2 — is replaced by a fault younger than this one, while the rest of the deposits besides the Oslea formation are included in a sole transgressive formation, the "Paroșeni" formation. Thus, the authors signal the presence from place to place of quartzitic-sericite phyllites which represent in fact the laminated detritic series of the Azuga beds. In the basis of the formation graphitous quartzites are mentioned, but we cannot know for sure if they represent the sandstones of the Wildflysch formation or a succession of the Oslea formation. We mention that the ophiolites



(gabbros) were well mapped, but they were interpreted as a Liassic lense in the Upper Triassic-Eojurassic formation.

In our opinion, the Paroșeni formation comprises two different, well defined formations (the Azuga beds and the Wildflysch formation) which belong to different tectonic units, as could be seen from the presentation of the profile (Fig. 2).

2.2.2. Other Profiles on the Affluents of the West Jiu

The Căprișoara Valley offers new elements for completing the lithostratigraphic successions and for correlating the tectonic units mentioned on the previous profile.

Starting from the bifurcation upward the lefthand affluent, one can see the contact between the Getic nappe and the Severin nappe. On this profile, the Azuga beds are represented only by laminated detritic deposits having a schistous aspect and a greenish or reddish colour. The reddish successions resemble very much the coarse detritic rocks, also highly laminated, which may be found under the outlier of the Getic crystalline from the Cerna graben (at Șapte Izvoare Reci) and which are considered to be either outliers belonging to the Azuga beds (Codarcea, 1940) or olistoliths coming from the Severin nappe and being embedded in the Wildflysch formation of the Upper Cretaceous (Năstăseanu, 1976b). Farther along the profile on the Căprișoara Valley there appear, on a few meters, rocks of white saccharoid limestones followed by Wildflysch deposits. We noticed a sectioned caprotine mould on the surface of the eroded limestones which indicates their Barremian-Aptian age. We cannot say for sure if these limestones represent the old relief on which the Wildflysch formation was deposited or if it is an olistolith. The second hypothesis seems more plausible, because the Wildflysch formation was found in a fallen tectonic compartment as can be seen from what follows.

The fact that the Wildflysch formation, which appears south of the limestones, ends immediately and comes into contact with the Oslea formation, on a linear direction as well, in the same way as on the road to the Vulcan Pass, represents an additional argument for pointing out a large tectonic contact between these two formations.

The profile on the Baleia Valley presents a reduced number of outcrops, but in spite of this we could establish the position in the nappe of the Getic crystalline over some white massive limestones of Urgonian type south of which we recognized the Wildflysch formation.

On the right (eastern) bank of the valley, one can see over the Wildflysch deposits a block of yellowish limestones with siliceous accidents belonging to the Azuga beds, because as far as the facies and the tectonization are concerned it is identical with the blocks mentioned east of the road to the Vulcan Pass. This type of limestones have offered corals on the basis of which it was drawn the conclusion that the Paroșeni formation belongs to Upper Triassic-Lower Jurassic (Solomon et al., 1976). As far as this age is concerned, I think it is a



little bit forced, because the authors mention that the forms are not well preserved and more than that, they are largely spread on the stratigraphic scale (Triassic-Cretaceous). Having in view these remarks and till more convincing arguments are obtained, I consider it proper to maintain the Upper Jurassic age of the Azuga beds. All the more that the palynological data have also indicated forms which are known in the same stratigraphic interval as the one indicated by the macrofauna.

The limestone block on the Baleia Valley presents a reduced dimension (3—4 m) while the relief around it is covered; it is up the valley that the clays of the Wildflysch type appear and come into tectonic contact with the Oslea formation. Therefore, the dimensions of the Severin nappe cannot be appreciated on this profile.

On the Ungurul Valley the Getic nappe is well represented, while the Severin nappe is strongly laminated. The Azuga beds are present on a distance of only 5—10 m, but are represented by the same greenish laminated rocks. Under this blade of the Azuga beds there appear at first sandstones and microconglomerates of the Arjana beds type and then, to the south, there appear the desiduous clays typical of the Wildflysch. The latter contain also a (Mesozoic) limestone olistolith of a few cube meters. Next comes the tectonic contact between the Wildflysch formation and the Oslea formation. On the right bank of the valley, in a small ravine one can see the graphitous, highly breccified phyllites lying over a bed (1—1,50 m) of banded limestones (of the Oslea type) straightened almost vertically, while north of them the clays of the Wildflysch formation, previously mentioned, are developing. It is in this ravine that we also saw how the banded limestones feather out on a distance of less than 15 m. The presence and the feathering out of the limestones along the contact between the Wildflysch formation and the Oslea formation constitute the best argument for drawing the conclusion according to which this is the place of the major tectonic accident "the Jiu fault" which marks to the south the boundaries of "the Petroșani graben". The Jiu fault continues to West-South-West to the interception with the eastern line of the Cerna graben, while to the East-North-East it joins — after being feathered out for several times — the northern fault of the Jieș graben mentioned by Pavelescu and Pavelescu (1966).

The Chiciurii Valley (east of the Ungurul Valley) has a lefthand affluent very important for us due to the presence of the Sinaia beds. The basis of the Getic nappe crops out on the valley, while immediately under the mylonitized micaschists one can see grey-blackish marls with intercalations of marno-limestones and black limestones in plates, crossed by a dense network of white dioclase characteristic of the Sinaia beds all over the Balkan-Carpathian space. The Sinaia beds present this specific aspect on a distance of 50 m, then from under them there appear the laminated detritic rocks of greenish colour of the Azuga beds. These ones appear on a distance of about 25 m, while the following 300 m to the next outcrop present the same marno-limestones



and limestones in plates, with white diacalase characteristic of the Sinaia beds. Farther along the profile the relief covers again, but its altitude decreases abruptly and the detritus contains many elements of desidous grey-greenish clays of the Wildflysch type. These are present on a distance of about 200 m, then the relief gets accentuated all of a sudden and there appear blocks of coarse sandstones and graphitinous clays belonging to the Oslea formation.

On this valley too, the contact between the Wildflysch formation and the Oslea formation takes place along a straight line oriented from east to west, constituting thus an extra proof for the continuation of the Jiu fault eastwards.

Following the Jiu fault eastwards, we noticed that the Oslea formation is represented by a level of graphitinous phyllites which from the morphological point of view no longer put into relief the fault's direction. However, we noticed the presence of a number of talc-schists vertically oriented, north of which crop out the greenish desidous clays of the Wildflysch formation. To the east, the ground gets covered and the Jiu fault can hardly be recognized; but, in the gardens of the last houses from Jiu-Coroësti, at a few hundred meters before the bridge over the Jiu, on the main road, we found the same talc-schists and north of them the remnants of clays of the Wildflysch type. These data are enough for drawing on the Jiu fault, north of the above mentioned bridge, to the other bank of the Jiu, east of the rocks of limestones of the Urgonian type which are guarding the right bank of the major valley. The rocks of the Urgonian limestones are surrounded by desidous and gritty clays and sandstones belonging to the Wildflysch formation. At a thorough examination of these limestones we noticed there is no connection among them, therefore we consider them as insedimented blocks. Over the calcareous olistoliths as well as over the desidous clays we found blocks of greenish, detritic, laminated rocks and blocks of ophiolites belonging to the Azuga beds from the Severin nappe, probably eroded in its greatest part. South of the rocks of limestones there is an east-westward ravine on whose left bank one can notice the graphitinous schists characteristic of the Oslea formation, this time breccified; on its right bank the gritty clays of the Wildflysch formation can be found. Thus, we can say that along this ravine the Jiu fault prolongs to the southern fault of the Jieș graben.

After having presented the profiles on the West Jiu Valley we consider it appropriate to mention that the identification of the real Sinaia beds (the Chiciurii Valley) and especially of the Wildflysch formation represents the most important argument which allows us to account for the presence of the Severin nappe on the West Jiu Valley.

2.2.3. Profiles on the Jieș and Măneleasa Valleys

On the left bank of the Jieș at about 500 m before entering the gorges, on the border of the road, there is an outcrop in which the deposits of the Wildflysch formation can be seen very well. The pre-



sence of the calcareous olistoliths of variable dimensions and clearly included in the predominantly argillaceous mass, catch the eye from the distance. The Wildflysch formation which has this aspect, forms a continuous band to the north and passes on the right bank of the valley before the road enters the gorges. There, over the Wildflysch deposits there appear along the water course, green ophiolites and detritic, laminated rocks of greenish and red colour. Up the stream, on the river's bank there is a block of yellowish limestones with bands of silica of a few centimeters. It represents the biggest block of limestones which we found together with the ophiolitic formation of the Azuga beds from the Paring-Vilcan regions. The whole ensemble of rocks belongs to the Severin nappe, because up on the slope to the north, there appear the Getic nappe metamorphites.

The Cibani Valley is a big affluent on the right of the Jieț Valley, just above the place where the Jieț changes its flow right to the south. On this valley we could easily identify the Severin nappe due to a number of openings on the way of access to the galleries of the water channels for the lake on the Lotru. The galleries are dug at the limit between the Getic nappe and the Azuga beds, so that the dump heaps present a lot of ophiolitic and detritic laminated rocks. On the road on the right bank of the valley, one can see the detritic, laminated deposits of greenish or red colour of the Azuga beds, lying over the desiduous, greenish clays of the Wildflysch formation and supporting the Getic nappe. The Oslea formation is represented by its upper horizon (graphitinous schists and conglomerates), but its relationship with the Wildflysch formation cannot be noticed because of the glacial deposits.

The ophiolites from the Jieț Valley were considered (Paliuc, 1937; Pavelescu, Pavelescu, 1966) as belonging to the normal stratigraphic series of the autochthon. As far as the Cibani region is concerned, it was considered as a raised zone lacking in Mesozoic deposits (Pavelescu, Pavelescu, 1966). The profile on the Cibani Valley shows the continuation of the Jieț graben in this region as well, by the presence of the Mesozoic formations (the Azuga beds and the Wildflysch formation) in the tectonic compartment situated north of the Jiu fault and which is fallen at least to this valley.

On the Lotru Valley, on the right bank of the accumulation lake, at about 1 km above the Vidruța Valley, there appear from under the Getic crystalline the same rocks characteristic of the Azuga beds represented by green ophiolites and detritic laminated rocks.

On the right bank of the Vidruța Valley, at a few hundred meters up the road leading to the Măneileasa Valley, one can see the contact between the Getic nappe and the Azuga beds, represented by rests of green ophiolites and grus of detritic, laminated rocks, from under which there appear the desiduous, grey-greenish clays of the type of those present in the Wildflysch. Consequently, the Severin nappe is present here as well, so that we have to mention that at least part of the Vidruța formation can hardly belong to the Paleozoic as it is indicated on the map on the scale of 1 : 50,000, the Voineasa sheet (Savu,



Schuster, 1975) or as it is considered by Stănoiu (1976) who equilibrates the Vidruța formation to the Tulișa series (Pavelescu, Pavelescu, 1966). Besides, on the Fratoșteanu peak and on the Rădăreasa Valley (Ciungel), the Wildflysch formation is transgressive, according to us, on the Mesozoic limestones, but they are all attributed to the Vidruța and Latorița formations (Ordovician-Carboniferous).

The profile on the Mănăileasa Valley represents the final point of our discussion regarding the existence of the Severin nappe in the Parâng Mountains. We are referring to the presence of the masses of ophiolites under the Getic nappe which are mentioned on the Voineasa map, as "Mesozoic or Paleozoic serpentinites". These also belong to the Azuga beds, because under the serpentinites of the source of the Mănăileasa Valley we recognized the deposits of the Wildflysch facies.

If this is the last profile we made, it does not mean there are not some others on which we can recognize the deposits of the Severin nappe. It seems probable that under all the outliers of Getic crystalline on the Voineasa map there must be the remnants of the Severin nappe as well. Mention should be made of the fact that we cannot expect the deposits of the Severin nappe to appear on large surfaces, because, as we mentioned above, the erosion removed a great quantity from them. The degree of crushing contributed to their slight disintegration and to their transport to the zones of present accumulation.

REFERENCES

- Cantuniari St. (1930) Contribuții la cunoașterea geologiei Banatului. I. Studii geologice în regiunea Cîlnic-Lupac-Vodnic (Jud. Caraș-Banat). D. S. Inst. Geol. (1928), p. 72—62, București.
- Codarcea A.I. (1935) Considérations géologiques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vîrciorova). Extrait des C. R. Inst. Géol. Roum., XXII (1934), București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. An. Inst. Geol. Rom., XX (1936), p. 1—74, București.
 - , Drăghici C. (1966) Observații geologice în regiunea Polovragi. Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol. Seria Geol., nr. 2, p. 297—310, București.
 - , Lupu M., Codarcea-Dessila Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragedetică în Carpații Meridionali. Acad. R.S.R. Cerc. Geol., 12/2, p. 387—342, București.
- Gherasi N. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Tarcu. Ann. Inst. Geol., XVIII, p. 3—78, București.
- , Zimmermann Voichița, Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de N a Munților Tarcu (Banatul de est). D. S. Com. Stat Geol., LIV/1 (1967), p. 55—80, București.



- , Visarion Adina, Zimmermann P. (1973) Considerații asupra vîrstei unor șisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a Munților Godeanu (Carpații Meridionali). *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol.*, 18/2, p. 303—310, București.
- , Visarion Adina, Zimmermann P., Iordan Magdalena (1975) Asupra vîrstei paleozoice (Devonian) a formațiunii de Vidra, din partea de Nord a Munților Tarcu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI (1974), p. 3—9, București.

Manolescu Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie). *Ann. Inst. Geol.*, XVIII, p. 79—172, București.

- (1940) Observations géologiques dans le bassin supérieur des vallées de la Cerna et du Jiul Românesc. *Inst. Geol. C. R.*, XXIV (1936), p. 34—37, București.

Morariu D. (1972) Paleozoicul inferior din valea Lăpușnicului Mare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII/4 (1971), p. 11—21, București.

Murgoci G. M. (1905) Contribution à la tectonique des Carpates Méridionales. *C. R. Acad. Paris; Bul. Soc. St.*, 1907, XVI, p. 47—49, București.

Năstăseanu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LIX/5 (1972), p. 71—81, București.

- (1975) General Outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochthon (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVI (1973), p. 191—218, București.
- (1976a) Conglomeratele de Retezat, un reper stratigrafic în corelarea formațiunilor paleozoice din estul Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1975), p. 105—121, București.
- (1976b) Geologia munților Cernei cu privire specială asupra substanțelor minerale utile (rezumat). Univ. Buc., Fac. Geol., Geograf., p. 1—25, București.
- (1977) Considerații preliminare asupra existenței unui sistem de pînze alpine în zona Rețita, la Lupac (Banat). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/5, București.

Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Monts Cimpii (Carpates Méridionales, Roumanie). *Ann. Inst. Géol.*, XVIII, p. 173—280, București.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 119—211, București.

- , Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 45—85, București.
- , Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului Transilvănean și al Jiețului. *Acad. R.S.R., St. Cerc.*, II/1, p. 151—169, București.



- , Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (Munții Vulcan-Părâng). *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 181—222, București.
- Popescu-Voitești I. (1923) Discuții asupra comunicării prezentate de Gh. Murgoci și Fr. Nopcsa (Date noi asupra tectonicii Carpaților Banatului). *D. S. Inst. Geol.*, VI (1914—1915), p. 207—214, București.
- Savu H., Schuster A. (1975) Harta geologică a R.S. România, scara 1 : 50.000 — foaia Voineasa. *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpates. *B. S. G. F.* (7), XVII, nr. 3, p. 299—359, Paris.
- Solomon I., Visarion Adina, Iordan Magdalena (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vulcan și munții Retezat (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1976), p. 195—217, București.
- Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat o unitate paleogeografică și tectonică bine distinctă în cadrul autohtonului danubian. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/4, București.
- (1976) Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vilcan (Carpații Meridionali) cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5 (1975), p. 219—256, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol.*, XVI (1931), p. 327—417, București.
- Harta geologică a R.S. România, scara 1 : 200.000.
- Harta tectonică a R.S. România, scara 1 : 1.000.000.

QUESTIONS

N. Gherase: "Will you specify if you made any profile within the Vidra formation in the Tomeasa Mountain to the Șaua Iepii? Have you mapped the Mesozoic deposits on the Rîul Șes?"

Answer: "I have made profiles only at Tomeasa, leaving aside the Șaua Iepii. On the Rîul Șes I saw the contact between the Zeicani series and the (Neocretaceous) Wildflysch formation and I mentioned in my paper that it represents an overthrust contact. I mapped Valea Merilor, Rîul Șes and Lăpușnicul Mare."

M. Trifulescu: 1. "What about the Jieț series? Why do you use the notions of Tulișa series and Vidruța series?"

2. "Can you speak of the Severin nappe in the absence of a justified sedimentary?"



3. "Do the serpentinites stand for magmatic beds or rocks with different petrogenetic and structural implications?"

4. "Which are the internal structure and trend of the Muntele Mic nappe and of its autochthon?"

Answer: 1. "The term of Jieț series (Paliuc, 1937) has been out of use for a long time. Ulterior authors (Pavelescu, Pavelescu, 1966, 1970; Savu, Schuster, 1975 — Voineasa sheet) made several other separations which should have been known by now."

2. "We mentioned in the paper the fact that the Severin nappe has its own sedimentary (the Azuga beds, the Sinaia beds)."

3. "The serpentinites represent the magmatic ocean floor rocks of the Severin fosse (Codarcea, 1940)."

4. "The Petreanu-Muntele Mic nappe presents an eastern trend, while the structure of the units is characteristic for each of them."

I. Stănoiu: 1. "Which is the age of the Petreanu-Muntele Mic nappe?"

2. "Will you give a brief presentation of the stratigraphic columns from the Petreanu-Muntele Mic nappe and from the autochthon?"

3. "Which is the place of the Petreanu-Muntele Mic nappe within the tectonic structure of the Southern Carpathians? Which is the direction of the overthrust for the Petreanu-Muntele Mic nappe?"

Answer: 1. "The nappe is of Laramic age."

2. "The sequence within the nappe is the following: Precambrian-Cambrian metamorphites (in the basis) supporting the Ordovician-Silurian anchimetamorphic deposits. The sequence within the autochthon is the following: the Oslea limestones, a gradual transition to graphitous phyllites and then to sandstones and microconglomerates (Devonian? — Lower Carboniferous), discordantly followed by conglomerates, sandstones, argillaceous schists which pass progressively to clays with tuffite centimetric intercalations (Mesozoic — Lower Jurassic + Middle Jurassic)."

3. "The Petreanu-Muntele Mic nappe represents a unit of the Danubian domain that involves the crystalline basement and has an eastern trend."

DISCUSSIONS

N. Gherase: "Without contesting the presence of the Olteana semi-window, I think that the extension of the overthrust line to the Rîul Ses is not justified, because on the northern side of the Căleanu Mountain the Ordovician deposits (the Brustur formation) are supported by the crystalline schists of the Zeicani series instead of being overthrust by the latter."

Answer: "In the paper I mentioned that the Brustur series together with the Zeicani series (under the former) overthrust the Oslea formation from the Olteana Valley."

M. Trifulescu: "The deposits from the Parâng Mountains attributed by the author to the Mesozoic, are in fact crystalline schists, while the limestones from Ciungel are crystalline, marble-like limestones. The serpentinites from the Parâng belong to several ages (Paleozoic and Mesozoic). The latter appear at



a great depth and were formed on the dislocations between the tectonic blocks regenerated during the Cretaceous. They give contact phenomena within the sediments and the metamorphites as for example in the Mehedinți Mountains where they form contact slates. I think that a detailed presentation of the internal structure of the formations within the nappe and the autochthon, as well as of the shifting direction and extent, would be appropriate. The author should (probably) have in view these arguments as well for a future paper."

Answer: "The Alpine metamorphism is already pointed out (see Paliuc, 1937; Manolescu, 1937). Thus the presence of the crystalline limestones and of the Mesozoic sericite-quartzitic phyllites has no inconvenience. The presence of two generations of serpentinites is known from Paliuc (1937), Pavelescu (1966) who have also mentioned that they appeared on tectonic lines. We have also pointed out the existence of the Paleozoic serpentinites (for example, at Coasta lui Rusu — Năstăseanu, 1976), while now we mention the presence of the Mesozoic serpentinites which belong to the Severin nappe. We have mentioned that, on the basis of the stratigraphic successions known by those who have studied thoroughly the geology of the Southern Carpathians, namely the Wildflysch formation — present in the Vîlcăni and Parâng Mountains —, the existence of the Severin (= Urdele) nappe in this region can no longer be ignored.

I. Stănoiu: "On the occasion of the discussions I led a few years ago, at the communication held by I. Solomon et al., I mentioned that on the Vulcan-Pasul Vulcan road, under the Getic nappe and over the Paleozoic rocks there appear the sandstones characteristic of the Upper Cretaceous from the Mehedinți-Retezat unit which are followed in their turn by the satinized serpentinites and argillites of the type present within the Severin unit.

The Paroșeni formation seems to be formed, in its largest part, of a number of deposits belonging to the Upper Cretaceous under the Wildflysch facies which contains blocks from different formations. Mention should be made of the fact that as far as the Mehedinți Plateau is concerned, the greatest part of the red and green argillites associated with the basic rocks (dolerite — basalts, serpentinites, serpentinized peridotites, etc) do not belong to the Azuga beds but to another formation which I call the Obîrșia complex."

Answer: "The discussions published at the paper by Solomon et al. (1976), do not point out the presence of any Upper Cretaceous deposits.

The Upper Cretaceous from the West Jiu Valley is known from Manolescu (1940). My personal contribution consists in making it actual and attributing it to the Wildflysch formation which surely contains some olistoliths from the deposits of the Severin nappe. We have demonstrated without any doubt, that the Paroșeni formation contains two different successions (1. the deposits of the Severin nappe and 2. the Wildflysch formation). The novelty of my paper consists in pointing out the (Neocretaceous) Wildflysch formation on the Jiu and Jieț Valleys and in the Parâng Mountains, in the place in which only the Paleozoic formations (Latorița and Vidruța, Schuster, 1975) are had in view; these ones are considered equivalent to the Gîrbovu formation (Stănoiu, 1976) which is of Paleozoic age as well.



The Azuga beds from the Vilcan and Parîng Mountains present the same facies as on the Mehedinți Plateau, no matter their denomination."

D. Morariu: "This new structural image of the Petreanu-Muntele Mic massifs represents an important step in the study of the general tectonics of this domain, and at the same time offers a solution to a number of problems raised by several researches of the Southern Carpathians. We wholly agree with the author's opinion, as the Vîndra and Olteana tectonic windows were presented to us in September 1978 on which occasion we could establish the veracity of the structure presented at this session. The overthrust plane on the Mesozoic fields (in the Rîul Ses middle basin) and on Paleozoic and Mesozoic rocks (in the Bran basin) has been outlined since 1975 on our maps in manuscript state on a distance of 20 km (between the Schei Saddle and the Bran and Lăpușnicul Mare slopes) — fact which was presented by the author as unpublished data. This overthrust plane which then appeared as an isolated tectonic element, is now included in a unitary structural outlook. We consider that in the lower basin of the Rîul Ses as well as in the Bran-Lăpușnicul Mare basin, the deposits affected by the overthrust plane are represented both by Paleozoic and Mesozoic rocks, due to the uncommon structural complications from this perimeter which involve the tectonic shifting of huge blocks of different ages on lamination planes within an unaffin character movement (megafoliation), during an Alpine dislocation metamorphic process. These movements presenting the characteristics of subhorizontal shifting which form a rectangular system on the direction NNE-SSE, are considered to be synchronous to the emplacement of the nappe. The deposits both from the nappe and from the autochthon are involved in these movements, fact which makes the pursuit of the overthrust plane in this perimeter very difficult. The field data detained by us enable us to point out that the basic metatuffs cropping out at the confluence of the Paltina Valley with the Lăpușnicul Mare Valley could represent a small outlier while on the Scorila Valley and SW of the Mătania Peak there appear other two small windows."

Answer: "As far as the age of the deposits from under the head of the Petreanu-Muntele Mic nappe is concerned, in 1973 I suggested to my colleague D. Morariu the possible existence of the deposits under the Wildflysch facies (Upper Cretaceous) under the Zeicani series from the Rîul Ses and Bran Valley. In the case of the head of this nappe, we must mention that it underwent tectonic modifications posterior to its emplacement.

The presence of a number of windows on different valleys from the Bistra Mărului basin is no doubt possible. Otherwise, we mentioned only the main elements which lead us to give the nappe interpretation of the structure of the formations belonging to the Petreanu-Muntele Mic region. There are other elements as well which plead for the presence of other nappes in the autochthon and which should be studied; I mean for example the cropping out of the Liassic deposits from under the Ordovician-Silurian ones, in a small window on the Rîul Alb, south of its confluence with the Larga Mică Valley."





Institutul Geologic al României

5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

LITOSTRATIGRAFIA ȘI TECTONICA FORMAȚIUNILOR CRISTALINE
DIN REGIUNEA CIRLIBABA-MĂGURA (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

LIVIU NEDELCU²

Stratigraphy of the crystalline formations. Tectonics. Metamorphic facies. The East Carpathians. The Crystalline-Mesozoic zone. The Bistrița Mountains.

Abstract

The Lithostratigraphy and Tectonics of the Chrystalline Formations in the Cîrlibaba-Măgura Region (the East Carpathians). Crystalline formations belonging to the Rebra Series (the median, Rb₂ and upper, Rb₃ complexes), the Tulgheș Series (the lower, Tg₁ and median, Tg₂ complexes) and the Tibău Series (the lower Tb₁ and upper, Tb₂ complexes) were identified in the Cîrlibaba-Măgura region. These formations have been metamorphosed under various facies conditions: the Rebra Series in the almandine amphibolite facies and the Tulgheș and Tibău Series in the greenschist facies, the biotite isograds and the chlorite isograds respectively. The brecciations, laminations and filonitizations found at the contact between the formations belonging to the Tulgheș and Tibău Series on the one hand and the formations belonging to the Rebra Series (Fietrosu porphyroids, metatuffs of the Nichitaș type, amphibolites) on the other hand attest the extension throughout the region of the overthrust plane between the Mestecăniș Unit and the subjacent units (the Iacobeni and/or the Pietrosu Bistriței Unit), in conformity with the ideas recently expressed by the author (Nedelcu, 1978).

1. INTRODUCERE

Lucrarea de față reprezintă sinteza cercetărilor de teren pe care le-am efectuat în perioada 1976—1977, în regiunea Cîrlibaba-Măgura. Teritoriul pe care s-au desfășurat aceste cercetări este cuprins între muntele Măgura, la nord, și rîul Bistrița, la sud, și este tributar

¹ Predată la 2 mai 1978, acceptată la 11 mai 1978, comunicată în ședința din 26 mai 1978.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



din punct de vedere hidrografic, cursurilor medii și inferioare ale văilor Cîrlibaba și Tibăului.

Datele privind istoricul cercetărilor din regiune au fost consemnate deja în lucrarea privind tectonica zonei Cîrlibaba-Tibău (Nedelcu, 1978), aşa încât în prezentă lucrare nu vom mai face apel la acestea.

Cadrul geologic al regiunii este caracterizat de participarea formațiunilor cristaline aparținând seriilor de Rebra, Tulgheș și Tibău, care suportă, în bazinul văii Tibăului, o cuvertură post-austriacă, constituită din depozite cretacic-superioare și paleogene.

Recent am arătat (Nedelcu, 1978) că formațiuni aparținând seriilor de Tulgheș și Tibău stau, în partea sud-estică a regiunii (zona Cîrlibaba-Tibău), în poziție tectonică peste porfiroidele de Pietrosu, aparținând seriei de Rebra (Balintoni și Gheuca, 1977).

Totodată am emis și ipoteza că în zona respectivă unitatea de Mestecăniș, alcătuită din formațiuni ale seriilor de Tulgheș și Tibău, stă la partea superioară a eșafodajului tectonic constituit din unitatea de Iacobeni și/sau unitatea de Pietrosu Bistriței, alcătuite din formațiuni ale seriei de Rebra.

Extinderea cercetărilor spre nord și spre vest, în regiune, aduc o seamă de date noi, care vin să completeze litostratigrafia formațiunilor cristaline și să confirme continuitatea elementelor structurale și tectonice depistate anterior de autor (Nedelcu, 1978).

2. STRATIGRAFIA ȘI PETROGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

Formațiunile cristaline din regiune aparțin seriilor de Rebra, Tulgheș și Tibău (fig. 1).

2.1. Seria de Rebra (Rb)

Formațiunile cristaline, pe care le-am atribuit acestei serii, au fost recunoscute atât în versantul drept al pîrîului Cîrlibaba, între pîrîul Iedu și pîrîul Țapu, cât și pe pîrîul Tibăuaș, pîrîul Lelici și pîrîul Dîrmoxa, unde apar în fereastrele tectonice cu același nume. Aceste apariții, cu excepția celor de pe pîrîul Lelici și pîrîul Cîrlibaba, sunt consemnate și pe harta geologică a cristalinului Carpaților Orientali, scara 1 : 50.000, elaborată de I. Rădulescu et al. (1965)³. Astfel, aparițările de pe pîrîul Tibăuaș sunt atribuite de acești autori complexului inferior al seriei mezometamorfe din unitatea central-vestică (amfibolite cu biotit, amfibolite cu epidot, micașisturi, cuarțite biotitice), iar cele de pe pîrîul Dîrmoxa, complexului superior al aceleiași serii (amfibolite șistoase, sisturi cuarțito-biotitice).

Întrucît în cadrul regiunii Cîrlibaba-Măgura, aparițările de roci cristaline, aparținând seriei de Rebra, sunt discontinui și reprezintă secvențe reduse și disparate din succesiunea stratigrafică, atribuirea acestora unor nivele și complexe stratigrafice s-a făcut pe baza similitudi-

³ Arh. I.G.G., București.



nilor petrografice cu formațiuni echivalente aflate în regiunile învecinate. De asemenea, s-au avut în vedere și caracterele de metamorfism ale seriei de Rebra, căreia i s-au atribuit sevențele respective. O caracterizare petrografică și petrochimică detaliată, precum și o litostrati-

Fig. 1. — Coloana litostratigrafică sintetică a formațiunilor cristaline din regiunea Cîrlibaba-

Măgura.

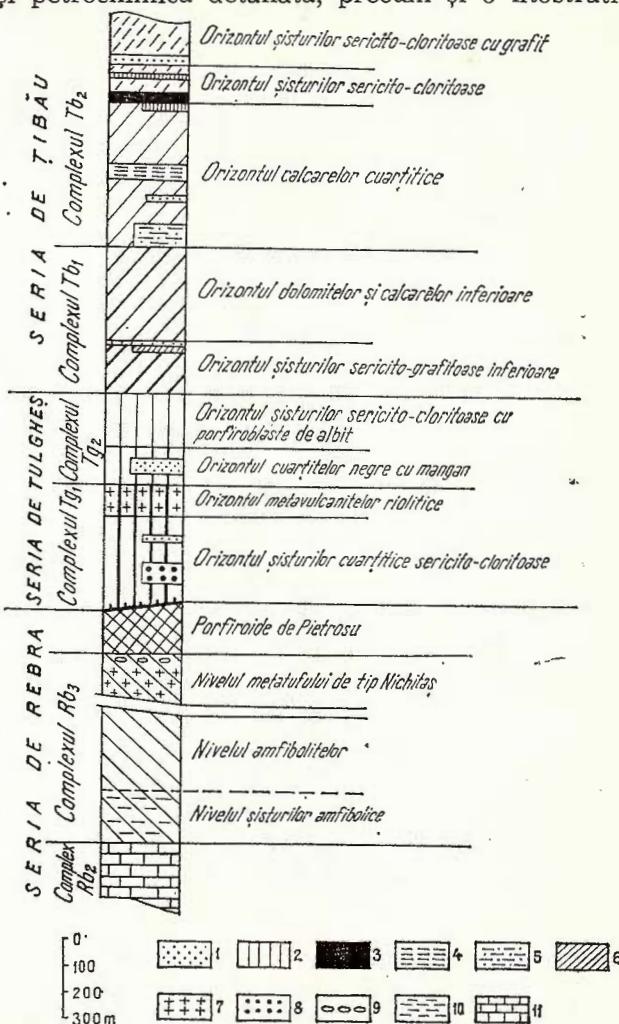
- 1, cuarțite negre ; 2, calcar silicioase și zaharoide ; 3, sisturi sericito-cloritoase cu magnetit ; 4, cuarțite albe ; 5, sisturi grafito-biotitice ; 6, sisturi talcoase ; 7, metavulcanite acide ; 8, cuarțite biotitice ; 9, gneise oculare ; 10, sisturi amfibolice ; 11, calcare dolomitice.

Colonne lithostratigraphique synthétique des formations cristallines de la région de Cîrlibaba-Măgura.

- 1, quartzites noires ; 2, calcaires siliceux et saccharoïdes ; 3, schistes séricito-chloriteux à magnétite ; 4, quartzites blanches ; 5, schistes graphito-biotitiques ; 6, schistes à talc ; 7, métavolcanites acides ; 8, quartzites biotitiques ; 9, gneiss oculaires ; 10, schistes amphiboliques ; 11, calcaires dolomítiques.

grafie comprehensivă, la nivel regional, a seriei de Rebra, a fost făcută de către I. Bercia et al. (1971)⁴. În acord cu ultimele idei exprimate (Bercia et al., 1976), seria de Rebra este un ansamblu de roci terigene și carbonatice cu intercalări magmatogene de amfibolite. Această serie a suferit un metamorfism regional barrovian, în faciesul

⁴ Arh. I.G.G., București.



amfibolitelor cu almandin, cu treceri locale spre faciesul șisturilor verzi. Asupra relațiilor dintre această serie și seria de Tulgheș au fost emise, pînă în prezent, două ipoteze :

a) Ideea unei sedimentări continue între seria de Rebra și seria de Tulgheș și a unui metamorfism sincron al celor două serii, a fost susținută de către Streckeisen (1968), Mureșan (1968), Mureșan și Mureșan (1972), pe baza interpretării unor secțiuni deschise în partea sudică a zonei cristalino-mezozoice (zona Voșlobeni).

b) Ipoteza unei discontinuități stratigrafice și de metamorfism între cele două serii a fost susținută de H. Savu (1955)⁵ și Kräutner (1972). Aceasta a fost recent confirmată de către cercetarea efectuată asupra condițiilor de presiune din cursul cristalizării micii în ambele serii (Kräutner et al., 1975), precum și de noile date geocronologice înregistrate (Kräutner et al., 1976). Pe baza acestor date, coroborate cu dovezile palinologice, seria de Rebra a fost atribuită Precambrianului superior.

În cadrul seriei au fost recunoscute trei complexe litostratigrafice (I. Bercia et al., 1971⁶, 1976) :

1. Complexul inferior (Rb_1), alcătuit în principal dintr-o secvență terigenă (paragnaise și micașisturi) cu nivele locale de ortoamfibolite la care se asociază sporadic calcare.

2. Complexul median (Rb_2) este preponderent carbonatic, cu intercalații subordonate de roci terigene și magmatogene bazice.

3. Complexul superior (Rb_3) este predominant terigen cu intercalații bazice și carbonatice.

În cadrul regiunii Cîrlibaba-Măgura secvențele de metamorfite pe care le atribuim seriei de Rebra, se pot încadra complexelor median (Rb_2) și superior (Rb_3) ale acestei serii.

2.1.1. Complexul median (Rb_2)

Apare reprezentat doar într-un singur punct, respectiv la confluența pîrîului Tibău cu rîul Bistrița, în botul de deal din versantul său drept. Aici aflorează calcar dolomitice albe-cenușii, stratificate, uneori vag rubanate, cu muscovit dispus pe planele de stratificatie. Aceste calcare le-am atribuit complexului Rb_2 , atît pe baza similitudinii petrografice cu un nivel caracteristic de calcar dolomitice, aparținînd acestui complex și care are o dezvoltare deosebită la vest de regiunea noastră, pe cursul superior al văii Bila (afluent drept al rîului Bistrița), cît și pe baza faptului că, în punctul menționat, calcarele suportă o stivă de amfibolite și șisturi amfibolice cu magnetit caracteristice părții inferioare a complexului Rb_3 .

2.1.2. Complexul superior (Rb_3)

Acestui complex i-am atribuit secvență de amfibolite și șisturi amfibolice din perimetruul Tibăuaș, șisturile amfibolice de pe pîrîul

⁵ Arh. I.G.G., București.

⁶ Op. cit., pct. 4.



Lelici, amfibolitele de pe pîrîul Dîrmoxa, precum și secvența de gnaise oculare, metatufite acide și metapelite, din perimetru Iedu, secvență corelabilă petrografic cu nivelul metatufului de Nichitaș, din partea de est a munților Rodnei (Kräutner, 1968; I. Bercia et al., 1971)⁷.

a) Nivelul șisturilor amfibolice este reprezentat printr-o secvență de șisturi cuarțitice biotito-amfibolice (\pm epidot, calcit, magnetit) cu intercalații de șisturi cuarțitice, biotito-muscovitice cu magnetit. Această secvență a fost întîlnită în versantul stîng al pîrîului Tibăuș și pe pîrîul Lelici.

— Șisturile cuarțitice biotito-amfibolice prezintă următoarea parageneză minerală: cuarț + biotit (clorit) + hornblendă + epidot + carbonați + apatit + magnetit + ilmenit.

Sub microscop, pe un fond bogat în cuarț, biotit și epidot se remarcă porfiroblaste de hornblendă, divers orientate în planul șistozitatii. Hornblenda este o varietate de culoare relativ deschisă (Ng-verde-albăstrui, Np-verde deschis-gălbui). Biotitul se prezintă în cristale fine sau mari; cristalele mari fiind dispuse, frecvent, transversal pe șistozitate și însotind amfibolul. Uneori, biotitul trece în clorit (pennin). Epidotul (pistacit) și magnetitul se asociază benzilor de biotit și amfibol.

Atât prin parageneză cât și prin caracterele petrografice, aceste roci se apropie foarte mult de amfibolitele graben semnalate de Bercia și Bercia (1970) și I. Bercia et al. (1971)⁸ în cadrul complexului Rb₃.

— Șisturile cuarțitice biotito-muscovitice cu magnetit prezintă următoarea parageneză: cuarț + biotit + muscovit + albit + apatit + magnetit.

De remarcat și la aceste șisturi, dezvoltarea unui biotit transversal pe șistozitate.

b) Nivelul amfibolitelor este definit de o succesiune de amfibolite masive, uneori rubanate, cu magnetit diseminat, în care apar intercalații de șisturi biotitice și muscovito-biotitice cu magnetit. Acest nivel apare atît în versantul stîng al pîrîului Tibăuș, peste nivelul șisturilor amfibolice, unde prezintă cea mai completă succesiune litostratigrafică, cât și pe pîrîul Dîrmoxa, în zona de confluență cu pîrîul Muncel.

— Amfibolitele prezintă următoarea parageneză minerală: hornblendă + epidot + biotit (clorit) + carbonați + (plagioclaz) + cuarț + apatit + magnetit + ilmenit.

Se caracterizează, uneori, printr-o microrubanare determinată de alternanță de benzi formate din hornblendă, epidot, biotit (clorit), cu benzi constituuite din carbonați, cuarț și albit. Alteori se individualizează benzi constituuite din epidot și clorit. Hornblenda este reprezentată printr-o varietate verde-albastră (Ng-verde-albastru, Np-verde deschis-gălbui). Uneori este dispusă transversal pe șistozitate, alteori se prezintă sub formă de cristale aciculare dispuse în fascicule sau benzi. Biotitul, asociat frecvent benzilor amfibolice, poate prezenta stadii avansate de

⁷ Op. cit., pct. 4.

⁸ Op. cit., pct. 4.

cloritizare. Mai rar, cloritizarea poate afecta parțial și hornblenda. Epidotul este un pistacit. Magnetitul și ilmenitul sunt minerale opace omniprezente în aceste roci, asociindu-se cu predilecție benzilor biotito-amfibolice. Plagioclazul, atunci cînd apare, prezintă o compoziție variabilă, între un oligoclaz acid și un andezin.

— Sisturile biotitice și muscovito-biotitice cu magnetit, formează intercalații subțiri în masa amfibolitelor. Ele prezintă parageneza: biotit + muscovit \pm epidot \pm plagioclaz + carbonați + cuart + magnetit.

Biotitul apare frecvent asociat cu epidotul și uneori cu plagioclazul (oligoclaz acid) porfiroblastic. Muscovitul, în paieți mici, se asociază de regulă biotitului. Carbonații se dezvoltă în general pe zonele de cataclază, sub formă de porfiroblaste. Magnetitul impregnează aproape uniform toată masa rocii.

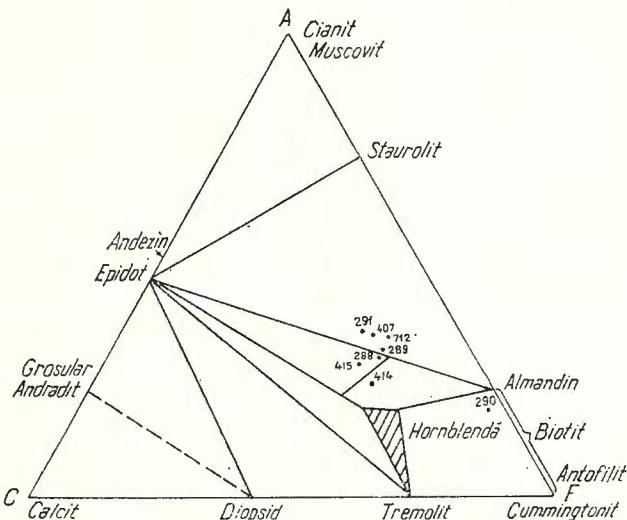


Fig. 2. — Diagrama ACF corespunzătoare faciesului amfibolitelor cu almandin, cu proiecția rocilor amfibolice din reședința Cîrlibaba-Măgura.

Diagramme ACF correspondant au faciès des amphibolites à almandin avec la projection des roches amphiboliques de la région de Cîrlibaba-Măgura.

În diagrama ACF (fig. 2), corespunzătoare faciesului amfibolitelor cu almandin, rocile amfibolice din regiunea Cîrlibaba-Măgura se proiectează atât în cîmpul epidot-hornblendă-almandin, cît și în cîmpul epidot-almandin-staurolit, însă foarte aproape de linia epidot-almandin. La baza întocmirii acestei diagrame au stat analizele efectuate de Maria Dumitrescu, precum și calculele petrochimice executate de P. Andăr, la calculatorul electronic I.C.L. 1905 al Direcției centrale de sta-

tistică, pe un program întocmit de Al. Dimitriu și Alexandrina Medeșan.

Atât din diagrama ACF, cât și din compoziția plagioclazului, care poate ajunge la un andezin, rezultă că aceste roci au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin. Acest fapt argumentează și pe această cale apartenența rocilor amfibolice din regiunea noastră la seria de Rebra, în conformitate cu ideea exprimată de Bercia et al. (1976) privind condițiile de metamorfism ale acestei serii. De asemenea, dovezile de retromorfism (cloritizarea avansată a biotitului și uneori a amfibolului) înscriu aceste roci în contextul general polimetamorf al seriei de Rebra.

c) Nivelul metatufului de tip Nichitaș apare în versantul drept al pîriului Cîrlibaba, între pîriul Iedu și pîrul Ciorni. Aici este deschisă o secvență de metatufuri acide cu intercalatii de metapelite, în care, spre partea superioară se individualizează un nivel de gnais oculare.

— Metatufurile acide sunt roci de culoare albă, verzuie, cu o stratificație primară evidentă, intersectată frecvent de o șistozitate nouă, de forfecare. Prezintă în general o parageneză minerală constantă : cuarț + plagioclaz + biotit (clorit) + clorit + muscovit + epidot.

Cuarțul, mineralul cu frecvența cea mai mare, formează benzi subțiri cu structură granulară fină, sau răspîndit cu preferință în păturile feldspatice ale rocii. Plagioclazul, a cărui compoziție variază între un albit și un oligoclaz, formează porfiroblaste mari cu aspect ocular, uneori rotite sau antrenate pe planele șistozității de forfecare. Biotitul este frecvent cloritizat. În afara cloritului rezultat din transformarea biotitului, mai apare un clorit asociat cu epidotul. Muscovitul apare în paieți alungite, uneori transversale, sau dezvoltate pe planele șistozității de forfecare (postcinematic ?). Epidotul este răspîndit sub formă de granule, în benzile cloritice din jurul porfiroblastelor de plagioclaz.

— Gnaisele oculare, îmbracă aproape aceeași tentă coloristică cu a metatufului ; uneori însă, datorită participării mai largi a cloritului devin mai verzu. Parageneza lor minerală este asemănătoare cu cea a metatufurilor, diferențe sesizabile fiind doar în ceea ce privește structura rocii. Astfel, plagioclazul formează porfiroblaste mari, oculare, frecvent cataclazate sau rotite pe planele unei noi șistozități. Frecvent roca apare intens laminată.

Reconstituind coloana litostratigrafică a complexului superior Rb_3 din regiune, constatăm că, între nivelul amfibolitelor și nivelul metatufului de tip Nichitaș, lipsește stiva de aproximativ 4000 m de metamorfe (micașisturi), cunoscută în estul munților Rodnei. Acest lucru să ar putea explica, fie prin reducerea substanțială a grosimii acestiei în regiunea noastră, fie datorită unei scufundări tectonice, ante-șariaj, a părții estice a regiunii. În această din urmă ipoteză, ar rezulta că stiva respectivă ar putea fi regăsită, în estul regiunii, sub metatuful de tip Nichitaș, pe cind în vestul său, unde a avut loc o ridicare tectonică, aceasta a fost îndepărtată, parțial sau total, prin eroziune, apărînd la zi doar partea inferioară a complexului Rb_3 (nivelul amfibolitelor).



2.1.3. Porfiroidele de Pietrosu

În cursul anului 1977 am semnalat noi apariții ale porfiroidelor de Pietrosu, situate în versantul drept al pîrîului Cîrlibaba, în continuarea aparițiilor pe care le-am consemnat anterior (Nedelcu, 1978). Astfel, în această parte a regiunii, porfiroidele constituie o bandă aproape continuă, orientată NW-SE, cu o extindere pe direcție de circa 2 km, între pîrîul Iedu și pîrîul Tapu. O deschidere aproape continuă prin aceste roci poate fi văzută pe pîrîul Ciorni, începînd din zona de confluență a acestuia cu un torrent drept, pe circa 300 m în amonte. Aici pîrîul taie transversal porfiroidele, formînd abrupturi în ambii versanți. Succesiunea începe prin porfiroide masive cu ochiuri mari de cuarț fumuriu care, spre partea superioară, trec în porfiroide șistoase, retromorfe. Parageneza minerală este aceeași ca și la porfiroidele de Pietrosu semnalate anterior în zonă (Nedelcu, 1978) : cuarț + plagioclaz + feldspat potasic + biotit (clorit) + apatit + epidot ± sagenit ± zircon ± oxizi de titan.

În cadrul porfiroidelor șistoase, puternic laminate, se semnalează prezența unor porfiroblaste mari, cataclazate de microclin. De asemenea, ca o caracteristică a porfiroidelor de Pietrosu, amintim concentrarea radiară a cristalelor de rutil, sub formă de glomerule, în jurul unor simburi de ilmenit. Corespondența de facies metamorf a rocilor porfiroide cu rocile seriei de Rebra a fost arătată deja în lucrarea anterioară (Nedelcu, 1978).

2.2. Seria de Tulgheș (Tg)

Formațiunile cristaline atribuite acestei serii se dezvoltă atât în axele structurilor anticlinale Fluturica, Tătarca-Iedu, Canal, cât și în zonele elevate tectonic de la sud de falia Dragoș și de la est de falia Cîrlibabei, unde sunt reprezentate prin secvențe stratigrafice aparținînd complexelor inferior (Tg_1) și median (Tg_2).

2.2.1. Complexul inferior (Tg_1)

Acest complex apare la zi în formațiunile mai elevate ale structurii. În cadrul său am separat două orizonturi stratigrafice cu caractere petrogenetice distințe :

1. Orizontul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase ± grafit ;
2. Orizontul metavulcanitelor riolitice.

1. Orizontul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase ± grafit, este cunoscut, pînă în prezent, pe o grosime de aproximativ 350 m. Orizontul este constituit în principal dintr-o succesiune de șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, șisturi sericito-cloritoase cu grafit și șisturi grafitoase în care, la partea inferioară se individualizează un nivel de cuarțite cu biotit. Peste acesta, la o distanță stratigrafică de 50—100 m, apare un nivel subțire și discontinuu de cuarțite negre.



2. Orizontul metavulcanitelor riolitice (50—150 m), cuprinde o suita de roci cuarțo-feldspatice (metavulcanite riolitice, cuarțite feldspatice) care își menține identitatea petrografică pe distanțe mari. În cadrul său se individualizează un nivel de cuarțite albe sericitoase de 10—30 m grosime.

— Metavulcanitele riolitice prezintă următoarea parageneză minerală : cuarț + plagioclaz \pm feldspat potasic + muscovit (sericit) \pm clorit \pm epidot \pm apatit \pm zircon \pm titanit.

Feldspatul potasic, adesea un microclin, cît și plagioclazul, un oligoclaz acid cu 13% An, apar frecvent sub formă de porfiroblaste mari. Porfiroblastele de feldspat, uneori cu aspect ocular pot fi deseori prinse într-o masă microclastică, laminată și/sau filonitzată, constituită din cuarț și feldspat. De asemenea, procesele de cataclază se mai traduc fie prin maclarea mecanică a porfiroblastelor de feldspat, fie prin microclinizarea feldspatului potasic pe zonele de maclă mecanică sau pe zonele de zdrobire. Rotirea porfiroblastelor de feldspat apare ca un fenomen general la aceste roci. Acest fapt ar putea fi pus pe seamă dezvoltării unor clivaje de forfecare cu înclinare mică față de șistoziția de stratificare (de Sitter, 1969), deci a unor plane S_2 . După cum am arătat anterior (Nedelcu, 1978), acest orizont se coreleză pe plan regional cu orizontul metavulcanitelor de Obcina Mestecăniș (Bercia et al., 1975 ; Kräutner et al., 1975), căpătind în acest fel atritivele unui nivel reper, util în orizontarea seriei de Tulgheș.

2.2.2. Complexul median (Tg_2)

Acest complex are dezvoltarea cea mai mare în partea nord-estică a zonei, unde grosimea sa vizibilă poate atinge 300 m. În celelalte zone de apariție : Lițu, Tibăuaș, Canal, grosimea complexului se reduce substanțial. În cadrul său au fost separate două orizonturi stratigrafice :

1. Orizontul cuarțitelor negre \pm mangan ;
2. Orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit.

1. Orizontul cuarțitelor negre \pm mangan (50—250 m) se dezvoltă în special în partea nord-estică a zonei, precum și în partea sud-vestică, pe pîrîul Tibăuaș. Este reprezentat printr-o secvență de șisturi cuarțitice sericito-grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, în cadrul căruia se individualizează un nivel de cuarțite negre (50—100 m grosime) care pe pîrîul Tibăuaș sănt mineralizate cu mangan (silicați, carbonați și oxizi de mangan).

2. Orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit (60—250 m) prezintă o ubiquitate remarcabilă și o constanță semnificativă a caracterelor petrografice. Orizontul este constituit în principal din șisturi sericito-cloritoase (\pm biotit \pm granat) cu porfiroblaste de albit. Observațiile microscopice relevă parageneza : clorit \pm muscovit \pm cuarț \pm albit \pm biotit \pm granat \pm rutil \rightarrow brookit \pm turmalină \pm apatit \pm zircon.

Deosebit de caracteristică pentru această parageneză este prezența generală a albitului porfioblastic și a asociației rutil \rightarrow brookit+turmalină+apatit. Albitul, a cărui compoziție variază spre un oligoclaz acid, se dezvoltă sub formă de porfioblaste mari, orientate frecvent pe planele unei sistozități de laminare, caz în care poate conține incluziuni de rutil \rightarrow brookit și/sau turmalină, zircon. Cloritul, omniprezent, este asociat cu muscovitul în păturile filitice. Provine în general pe seama biotitului, care se mai păstrează uneori relict în cristalele de clorit (pennin). Cloritzarea generală a biotitului, cît și dezvoltarea în aceste roci a unei sistozități noi, de forfecare, S_2 , pe care frecvent sunt antrenate mineralele paramorfozei rutil \rightarrow brookit, reflectă amprenta pe care efectele metamorfismului hercinic, regresiv în acest caz, au lăsat-o asupra formațiunilor seriei de Tulgheș. Aceleași procese de retromorfism sunt evidențiate și în cazul unor faciesuri care conțin granat (spessartin?). Astfel, granatul apare frecvent biotitizat și cloritizat. Întrucât în acest granat a fost întâlnit numai în sisturile care stau peste orizontul cuarțitelor negre cu mangan, l-am considerat ca fiind spessartin.

2.3. Seria de Tibău (Tb)

După cum am arătat anterior (Nedelcu, 1978), formațiunile aparținând seriei de Tibău au dezvoltarea cea mai mare în cadrul regiunii noastre. Aceste formațiuni ocupă întregul interfluviu Fluturica-Măgura, precum și bazinul de recepție al Tibăului, începînd de la pîriul Măgura Mare pînă la confluenta cu rîul Bistrița. La sud de falia Dragoș, formează două aliniamente înguste, situate pe flancurile estic și vestic ale anticinalului Fluturica. Observațiile de teren din cursul anului 1977 au adus date suplimentare, care au contribuit la orizontarea mai precisă a formațiunilor din cadrul seriei. Astfel, au fost deosebite două complexe stratigrafice :

1. Complexul inferior, carbonatic (Tb_1) ;
2. Complexul superior, terigen (Tb_2).

2.3.1. Complexul inferior (Tb_1)

Complexul inferior prezintă dezvoltarea cea mai mare în cadrul seriei, apărînd pe suprafețe întinse în bazinul pîriului Tibău și ocupînd întreg interfluviul Tapu-Măgura pînă în valea Cîrlibaba. Complexul se detașează de restul formațiunilor prin caracterul său pregnant carbonatic. În cadrul său au fost deosebite trei orizonturi cu caracter petrografice distincte :

1. Orizontul sisturilor sericito-grafitoase inferioare ;
2. Orizontul dolomitelor și calcarelor inferioare ;
3. Orizontul calcarelor cuarțitice.

1. Orizontul sisturilor sericito-grafitoase inferioare (30—250 m), se prezintă sub forma unei stive, cu grosimi variabile, constituită dintr-o



succesiune de șisturi grafitoase și sericito-grafitoase, cu intercalații de șisturi biotitice și calcare cristaline. Orizontul se încheie la partea superioară printr-un nivel constant de cuarțite negre. Sporadic, pe pîriul Lițu și pîriul Fluturica, la partea inferioară a cuarțitelor negre apare un nivel subțire de șisturi talcoase ± grafit și carbonați. Orizontul prezintă dezvoltarea cea mai completă în nord-vestul regiunii, în special pe interfluviul Preluca Ulmului. Uneori, la partea inferioară, șisturile sunt puternic laminate și filonitizate.

2. Orizontul dolomitelor și calcarelor inferioare (100—350 m) începe în bază printr-un nivel discontinuu de calcare cuartitice, cu dezvoltare mai importantă în bazinul Tibăului (pîriul Dîrmoxa, pîriul Canal), pe care urmează apoi un nivel de dolomite rubanate și în plăci, cu o grosime cuprinsă între 50—300 m. Acest nivel, datorită poziției sale stratigrafice precise, cît și datorită extensiei sale în regiune, poate fi considerat nivel reper în orizontarea părții inferioare a seriei de Tibău.

3. Orizontul calcarelor cuartitice (200—600 m) este, prin poziția sa elevată, poate cel mai bine deschis orizont stratigrafic din regiune. Conține de altfel și cîteva nivele caracteristice. Astfel, în bază, apare un nivel de șisturi grafito-biotitice (40—100 m), care local pot conține intercalații și bancuri subțiri de calcare albe zaharoide. Spre partea mediană poate apărea un nivel subțire (10—12 m) și discontinuu de cuarțite negre în plăci, care se poate asocia uneori cu șisturi sericito-grafitoase. Aproximativ la partea mediană a orizontului se detașează un nivel caracteristic de cuarțite albe (20—80 m grosime), uneori rubanate, cu benzi subțiri de oxizi cărămizii. Acest nivel își păstrează o constanță remarcabilă pe întreaga arie cercetată, așa încît l-am considerat nivel reper. Succesiunea se încheie printr-un nivel discontinuu de calcare albe zaharoide (10—50 m).

2.3.2. Complexul superior (Tb_2)

Acest complex este cunoscut numai în jumătatea sudică a regiunii, în compartimentul tectonic cel mai coborât, cuprins între falia Dragoș și falia Dîrmoxa-Iedu. Aici este constituit din două orizonturi stratigrafice :

1. Orizontul șisturilor sericito-cloritoase ;
2. Orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu grafit.

1. Orizontul șisturilor sericito-cloritoase (60—150 m) este constituit dintr-o secvență de șisturi sericito-cloritoase în cadrul căreia se diferențiază, începînd din bază, următoarele nivele stratigrafice :

- Nivelul șisturilor sericito-cloritoase cu magnetit ;
- Nivelul calcarelor cuartitice superioare.

De asemenea, sporadic, la partea mediană a orizontului pot apărea intercalații subțiri de metavulcanite acide.

2. Orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu grafit încheie succesiunea seriei de Tibău cunoscută în regiune. În constituția acestui ori-



zont intră o secvență de sisturi sericito-cloritoase cu grafit și sisturi sericitoase biotitice, care conțin la partea inferioară un nivel caracteristic de cuartite negre, în plăci, bogate în grafit pulverulent, situat pe suprafetele de separație.

3. STRUCTURA ȘI TECTONICA

Structura geologică a regiunii Cîrlibaba-Măgura este determinată de cîteva elemente structurale majore: anticlinalul Fluturica, la vest, cu formațiuni ale seriei de Tulgheș în ax, sinclinalul Pleta-Țapu, în partea centrală a regiunii și anticlinalul Tătarca-Iedu, la est. Continuitatea elementelor structurale, remarcate anterior în zona Cîrlibaba-Țibău, este dovedită și de faptul că axele structurilor își mențin orientarea NNW-SSE, conformă cu direcția generală a structurii geologice majore. De asemenea, pozițiile elementelor lineare ale cutelor indică afundarea structurii spre nord.

Acest context structural major este însă controlat de șariajul unității de Mestecăniș peste unitatea de Iacobeni și/sau unitatea de Pietrosu Bistriței, în conformitate cu opinia pe care am exprimat-o anterior (Nedelcu, 1978). Această opinie a fost confirmată recent (L. Nedelcu, 1978)⁹ de rezultatele cercetărilor pe care le-am întreprins în regiune. Faptele de observație le-am grupat, după caracterul lor, în argumente de ordin tectonic și argumente de metamorfism.

A) Argumente de ordin tectonic

a₁) Planul de șariaj dintre unitatea de Mestecăniș și unitatea de Iacobeni și/sau unitatea de Pietrosu Bistriței, este pus în evidență în continuare, atât în nordul cît și în vestul regiunii, printr-o serie de brecieri, laminări și filonitzări, în ambele unități aflate în contact. Astfel, breciile se dezvoltă atât la contactul dintre porfiroidul de Pietrosu și formațiuni aparținând complexului median al seriei de Tulgheș, pe pîrîul Ciorni și pîrîul Tapu, cît și la contactul dintre nivelul amfibolitelor, aparținând complexului superior al seriei de Rebra, și formațiuni aparținând seriei de Tulgheș și Tibău, în vestul regiunii (pîrîul Tibăuaș, pîrîul Lelici, pîrîul Dîrmoxa).

a₂) De asemenea, planul de șariaj se poate contura și cartografic, datorită discordanței care se realizează prin punerea în contact nemijlocit a porfiroidelor de Pietrosu și/sau metatufului de tip Nichitaș, în partea estică, sau a amfibolitelor complexului Rb₃, în partea vestică, cu nivele diferite ale seriei de Tulgheș sau ale seriei de Tibău.

a₃) Planul de șariaj apare la zi numai în compartimentele elevate tectonice, cum sunt: compartimentul din estul faliei Cîrlababe, compartimentul din sudul faliei Dragoș (pîrîul Tibăuaș) și compartimentul din nordul faliei Dîrmoxa-Iedu (pîrîul Dîrmoxa). În acest fel au fost puse

⁹ Arh. I.G.G., București.



în evidență, în plus față de cele depistate anterior, cîteva ferestre tectonice :

- fereastra Iedu-Țapu, cu porfiroide de Pietrosu și metatufuri de tip Nichitaș ;
- fereastra Tibăuaș, în partea sud-vestică a regiunii, cu amfibolite aparținind complexului Rb_3 ;
- semifereastra Lelici, cu șisturi amfibolice din cadrul complexului Rb_3 ;
- fereastra Dîrmoxa, în partea vestică, cu același nivel de amfibolite al seriei de Rebra.

B) Argumente de metamorfism

b₁) Între formațiunile seriilor cristaline puse în contact tectonic, se remarcă o discordanță de metamorfism. Astfel, în timp ce șisturile cristaline ale seriilor de Tulgheș și Tibău au fost metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi, izogradul biotitului și respectiv al cloritului, formațiunile seriei de Rebra (amfibolite, șisturi amfibolice, metatufuri de tip Nichitaș și porfiroide de Pietrosu), au fost metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitelor cu almandin, după cum rezultă din analizele petrochimice și din compoziția plagioclazului (oligoclaz-andezin).

b₂) Ultimul metamorfism, hercinic, care a operat la nivelul izogradului cloritului, a acționat progresiv în cazul formațiunilor seriei de Tibău și regresiv în cazul formațiunilor seriei de Tulgheș și Rebra, aducîndu-le pe toate la același grad scăzut de metamorfism. Condițiile impuse de acest metamorfism au condus la o cloritizare generală a biotitului și uneori a granatului și a amfibolului.

În ceea ce privește structura de ansamblu a eșafodajului tectonic al regiunii putem face cîteva observații :

1. Se constată un oarecare paralelism între planul de șariaj al unității de Mestecăniș și cutele formațiunilor aflate în contact, fapt care s-ar putea datora unei cutări alpine postșariaj (Balintoni și Gheucă, 1977).

2. Unitatea de Mestecăniș se subțiază considerabil de la est spre vest, fapt determinat de laminarea tectonică generală a seriilor de Tulgheș și Tibău.

3. Succesiunea și numărul unităților tectonice din regiunea Cîrlibaba-Măgura, nu sunt elucidate pe deplin datorită, în bună parte, lipsei de relații directe între acestea. Astfel, dacă între unitatea de Mestecăniș și unitatea de Iacobeni este cunoscută deja existența unor relații tectonice (L. Nedelcu, 1977)¹⁰, apartenența porfiroidului de Pietrosu la unitatea de Iacobeni sau la unitatea de Pietrosu Bistriței (Balintoni și Gheucă, 1977) a rămas neprecizată.

Tectonica disjunctivă a regiunii este caracterizată, după cum am arătat anterior (Nedelcu, 1978), de existența a trei sisteme principale de fracturare :

¹⁰ Op. cit., pct. 9.

— Un sistem de falii direcționale, vechi, în cadrul căruia se individualizează falia majoră a Cîrlibabei. În cursul anului 1977, am regăsit continuitatea spre nord, pînă la pîrîul Pucios, a faliei majore, fapt care ne face să presupunem că aceasta are o extensie regională mult mai importantă. Falia produce o ridicare importantă a compartimentului estic, aducînd la zi planul unității de Mestecăniș și respectiv porfiroidul de Pietrosu.

— Un sistem de falii transversale, mai noi, cu orientări cuprinse între NE-SW, care afectează sistemul de falii direcționale. Acest sistem de falii este în bună parte controlat de falia Dragoș, falie care trece prin partea sudică a regiunii și are drept efect ridicarea compartimentului său sudic. Din falia Dragoș se desprind, în zona pîrîului Tibăuaș, două ramuri, cu orientare WNW-ESE, care produc ridicarea compartimentului tectonic situat între ele, asemenea unui horst, și aduc la zi, în fereastră, amfibolitele seriei de Rebra.

— Un sistem de falii de sprijin, cu poziții variabile și cu amplitudini mai reduse ale deplasărilor.

În finalul lucrării putem face următoarele considerații :

1. Formațiunile cristaline din regiunea Cîrlibaba-Măgura aparțin seriilor de Rebra, de Tulgheș și de Tibău, serii metamorfozate în condiții diferite de facies.

2. Între aceste serii au fost semnalate următoarele relații :

a) relații de transgresiune, între seria de Tibău și seria de Tulgheș (Bercia et al., 1976) ;

b) relații tectonice (șariaj) între seriile de Tulgheș și de Tibău, pe de o parte, și seria de Rebra, pe de altă parte.

3. Seriile de Tibău și Tulgheș intră în constituția unității de Mestecăniș, iar seria de Rebra în alcătuirea unității de Iacobeni și/sau unității de Pietrosu Bistriței. Între unitatea de Mestecăniș și cele două unități subiacente se constată existența unei discordanțe de metamorfism.

BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII, 5 (1976), București.
- Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, București.
- , Bercia Elvira, Săndulescu M., Szász L. (1975) Harta geologică 1 : 50.000 Foaia Vatra-Dornei. *Inst. Geol. Geofiz.*, București.



- , Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mezozoic metamorphism of the East Carpathians. *An. Inst. Geol., Geofiz.*, L, București.
 - Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. Cerc. Geol., Geogr., Seria geol.*, 13, 2, p. 337—355, București.
 - (1972) Hercynische Regionalretromorphose im präkambrischen Kristallin der Ostkarpaten. *Rév. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Serie Géol.*, 16, 2, București.
 - , Kräutner Florentina, Săndulescu M., Bercia I., Bercia Elvira, Alexandrescu Gr., Ștefănescu M., Ion Jana (1975) Harta geologică 1:50.000 Foaia Pojorita. *Inst. Geol., Geofiz.*, București.
 - , Sani F. P., Zirpoli G., Zulian I. (1975) The pressure characters of the prealpine metamorphism in the East Carpathians (Romania). *N. Sb. Miner.*, Abh. 124, 3, p. 278—296, Stuttgart.
 - , Kräutner Florentina, Tănăsescu Anca, Neacșu Vasilica (1976) Interprétation des âges radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple les Carpates Orientales. *An. Inst. Geol., Geofiz.*, L, București.
- Mureșan M. (1968) Metamorphic formations. In „Crystalline Mezozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector)“ by Th. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan. *Intern. Geol. Congr. Sess. XXIII, Prague, Guide to Excursion*, 46 A C, Romania, București.
- Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 1, București.
- Nedelcu L. (1978) Aspecte tectonice noi în cristalinul zonei Cîrlibaba-Țibău (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LXIV/5, București.
- de Sitter L. U. (1969) Geologie structurală. Ed. Tehn., București.
- Streckeisen A. (1968) Stilpnometelan im Kristallin der Ostkarpaten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 3, Bern.

LA LITHOSTRATIGRAPHIE ET LA TECTONIQUE DES FORMATIONS
CRISTALLINES DE LA RÉGION DE CÎRLIBABA-MĂGURA
(CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Les recherches géologiques effectuées par l'auteur pendant la période 1976—1977 dans la région de Cîrlibaba-Măgura apportent une série de nouvelles données sur la lithostratigraphie, la structure et la tectonique de cette région. Ses formations cristallines appartiennent aux séries de Rebra, Tulgheș et Țibău, séries ayant été métamorphosées en conditions de différents faciès : la série de Rebra sous le faciès des amphibolites à almandin et les séries de Tulgheș et



Tibău sous le faciès des schistes verts, l'isograde de la biotite et notamment l'isograde de la chlorite. La série de Rebra est représentée par des séquences disparates de roches appartenant aux complexes médian (Rb_2) et supérieur (Rb_3). On a attribué au complexe Rb_2 les calcaires dolomitiques situés au confluent du ruisseau Tibău avec la rivière Bistrița et au complexe Rb_3 les amphibolites et les schistes amphiboliques des ruisseaux Tibăuaș, Lelici et Dîrmoxa, ainsi que les porphyroïdes de Pietrosu de la zone du ruisseau Iedu-Tapu et les métataufs de type Nichitaș, placés entre les ruisseaux Iedu et Ciorni. La série de Tulghes présente une colonne lithostratigraphique constituée du complexe inférieur Tg_1 et du complexe médian Tg_2 . Dans le complexe Tg_1 on a reconnu un horizon de métavolcanites rhyolitiques qui est en corrélation régionale avec l'horizon des métavolcanites d'Obcina Mestecăniș (Bercia et al., 1975 ; Kräutner et al., 1975). Le complexe Tg_2 est caractérisé par le développement des quartzites noires±manganèse et des schistes graphiteux, qui supportent à leur partie supérieure un horizon caractéristique de schistes séricito-chloriteux à porphyroblastes d'albite. La série de Tibău, dont la position transgressive sur la série de Tulghes a été reconnue par Bercia et al., 1976, est constituée dans la région Cîrlibaba-Măgura du complexe inférieur (Tb_1) carbonatique et du complexe supérieur (Tb_2) terri-gène. Les formations de cette série occupent presque 70% de la surface de la région et supportent en transgression, dans les bassins des ruisseaux Tibău, Lelici, Cudreava et Pucios, les dépôts sédimentaires de la couverture post-tectonique sénonien-paléogène. Les bréchifications, les laminations et les filonisations rencontrées au contact des formations des séries de Tulghes et Tibău d'une part, et de la série de Rebra (porphyroïdes de Pietrosu, métataufs de type Nichitaș, amphibolites), de l'autre part, prouvent l'extension — au niveau de la région toute entière — du plan de charriage entre l'unité de Mestecăniș et les unités sous-jacentes (l'unité de Iacobeni et/ou l'unité de Pietrosu Bistriței), en accord avec les dernières idées exprimées par l'auteur (Nedelcu, 1978). Ce plan de charriage a été mis en évidence autant dans le compartiment oriental, élevé, de la faille Cîrlibaba, où apparaissent en fenêtre des porphyroïdes de Pietrosu et des métataufs de type Nichitaș, aussi bien qu'à l'ouest de la région, où les amphibolites de la série de Rebra apparaissent dans les fenêtres tectoniques Tibăuaș, Lelici et Dîrmoxa.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Cîrlibaba-Măgura.

1, Paléogène. Calcaires, argiles noires, grès ; 2, Sénonien-Cénomanien. Argiles, marnes rouges, grès, conglomérats. I. Unité de Mestecăniș. Série de Tibău (Tb). Complexe supérieur (Tb_2) ; 3, horizon des schistes séricito-chloriteux à graphite ; schistes séricito-chloriteux à graphite, schistes sériciteux à biotite (a) ; niveau des quartzites noires supérieures (b) ; 4, horizon des schistes séricito-chloriteux ; niveau des calcaires quartzitiques supérieurs (a) ; métavolcanites acides (b) ;



niveau des schistes séricito-chloriteux à magnetite (c) ; schistes séricito-chloriteux \pm graphite \pm biotite (d). Complexe inférieur (Tb_1) ; 5, horizon des calcaires quartzitiques ; niveau des calcaires blancs saccharoïdes (a) ; calcaires quartzitiques (b) ; niveau des quartzites blanches (c) ; niveau des quartzites noires (d) ; niveau des schistes graphito-biotitiques (e) ; calcaires blancs saccharoïdes (f) ; 6, horizon des dolomies et calcaires inférieurs. Dolomies rubanées et calcaires quartzitiques ; 7, horizon des schistes séricito-graphiteux inférieurs ; niveau des quartzites noires inférieures (a) ; niveau des schistes à talc \pm graphite (b) ; schistes biotitiques et graphiteux (c). Série de Tulghes (Tg). Complexe médian (Tg₂) ; 8, horizon des schistes séricito-chloriteux à porphyroblastes d'albite ; schistes séricito-chloriteux, schistes chloriteux (\pm biotite \pm grenat) à porphyroblastes d'albite (a) ; quartzites noires (b) ; 9, horizon des quartzites noires \pm manganèse ; schistes quartzitiques séricito-graphiteux, schistes graphiteux (a) ; niveau des quartzites noires \pm manganèse (b). Complexe inférieur (Tg₃) ; 10, horizon des métavolcanites rhyolitiques. Métavolcanites rhyolitiques, quartzites feldspathiques, quartzites blanches sériciteuses ; 11, horizon des schistes quartzitiques séricito-chloriteux \pm graphite ; niveau des quartzites noires (a) ; schistes quartzitiques séricito-chloriteux, schistes graphiteux (b) ; niveau des quartzites à biotite (c). II. Unité de Pietrosu Bistriței (?). Série de Rebra (Rb). 12, Porphyroïdes de Pietrosu. III. Unité de Iacobeni. Série de Rebra (Rb). Complexe supérieur (Rb₃) ; 13, niveau du métataufs de type Nichitaș ; gneiss oculaires (a), métataufs acides et métapélites (b) ; 14, niveau des amphibolites (a) : amphibolites \pm magnétite, schistes muscovito-biotitiques \pm magnétite, schistes biotitiques (\pm epidote, albite, calcite, magnétite) ; niveau des schistes amphiboliques (b) : schistes quartzitiques biotito-amphiboliques \pm magnétite, schistes quartzitiques biotito-muscovitiques à magnétite. Complexe médian (Rb₂) ; 15, calcaires dolomitiques ; 16, limite géologique en général ; 17, limite lithologique ; 18, limite de transgression ; 19, nappe de charriage ; 20, faille ; (+) compartiment exhaussé, (—) compartiment affaissé ; 21, faille de décrochement ; 22, axe d'anticlinal normal ; 23, axe de synclinal normal ; 24, schistosité de stratification ; 25, galerie (a) ; stérile (b) ; 26, forage ISEM (a) ; forage IPEG (b) ; 27, position des sections géologiques.

Planche II

Esquisse tectonique de la région de Cîrlibaba-Măgura.

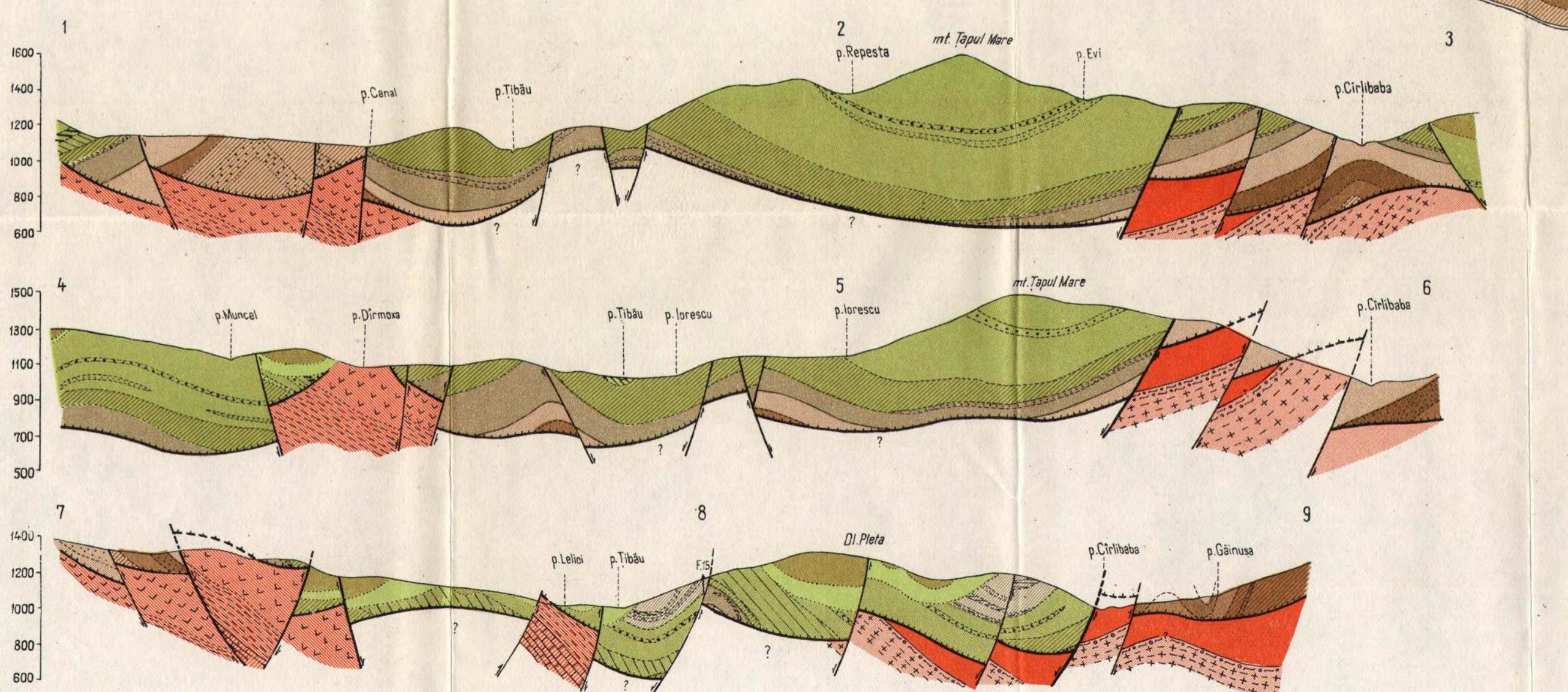
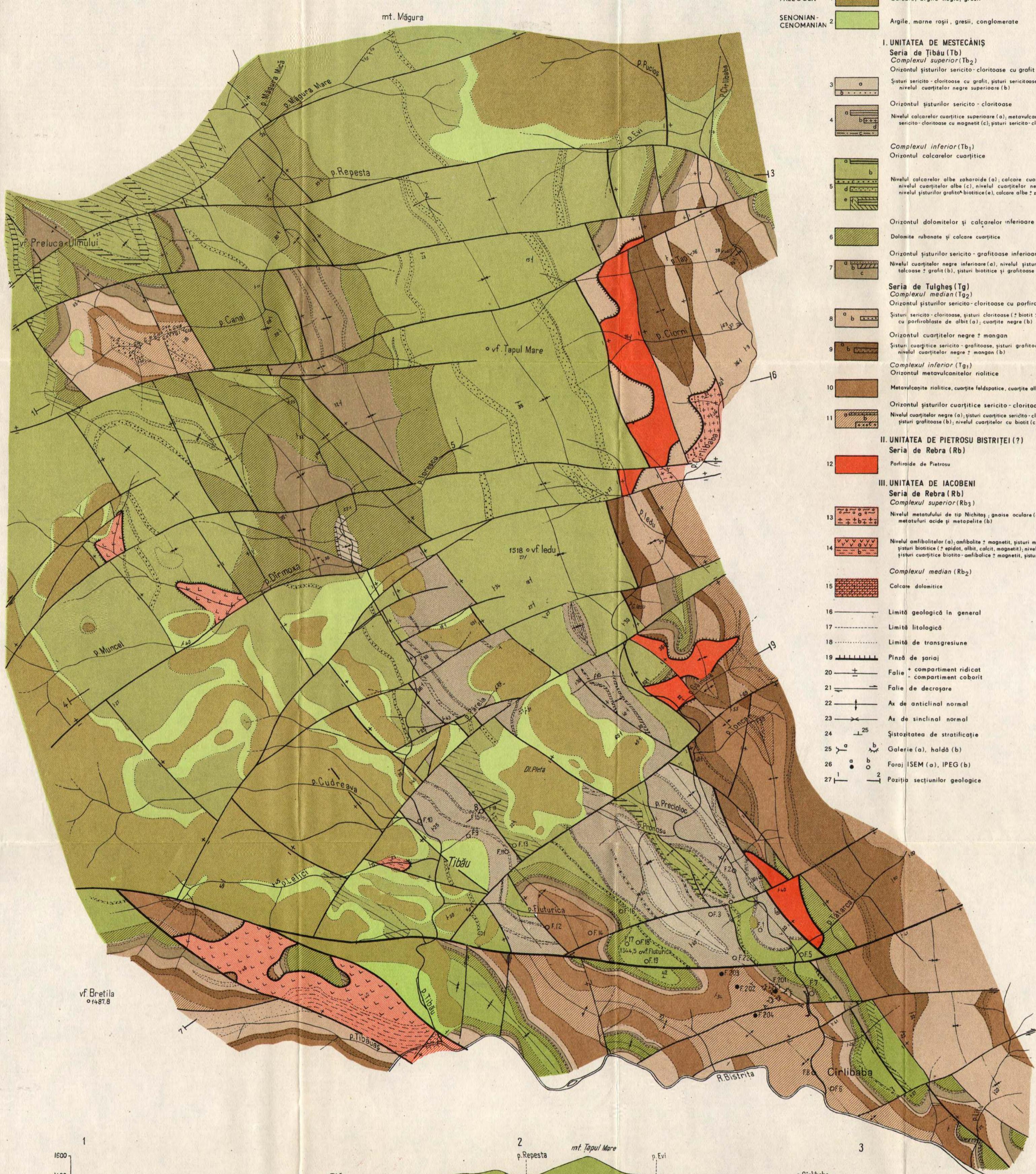
1, Couverture sédimentaire post-autrichienne. I. Unité de Mestecăniș. 2, série de Tibău ; 3, série de Tulghes. II. Unité de Iacobeni et/ou unité de Pietrosu Bistriței (?) ; 4, série de Rebra.

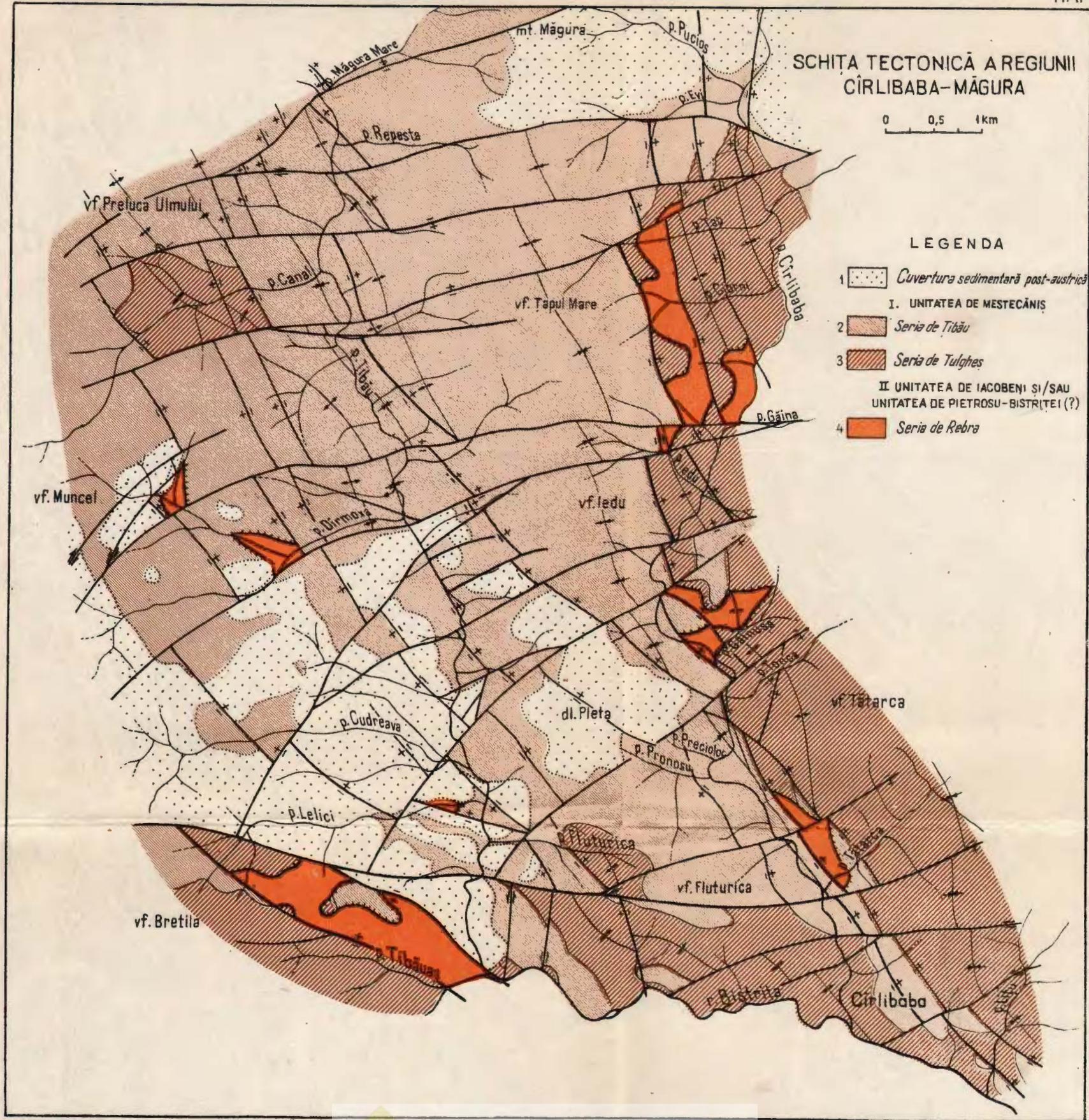


Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CÎRLIBABA - MĂGURA

0 0.5 1 Km.





D. S. Inst. geol. geofiz., vol. LXV (1977—1978). Pag. 147—162

5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CERCETĂRI LITOSTRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE ÎNTRE VALEA CORBU ȘI IZVOARELE PİRULUI ȘUMULEU- CARPAȚLI ORIENTALI¹

DE

GHEORGHE N. POPA²

Lithostratigraphy. Crystalline schists. Tectonics. Overthrust nappe. The East Carpathians. The Crystalline-Mesozoic zone. The Hăgimaș-Giurgeu Mountains.

Abstract

Lithostratigraphic and Structural Investigations between the Corbu Valley and the Spring of the Șumuleu Brook—the East Carpathians. After the investigations carried out the author considers that the Mestecăniș Nappe is made up of crystalline formations belonging to the upper part of the Tulgheș series (Tg_3). The Mestecăniș Nappe is followed by crystalline schists belonging to the Tulgheș series lower and middle parts (Tg_1 , Tg_2). A detrital unmetamorphosed formation, consisting exclusively of minerals and rocks belonging to the Tulgheș series, was identified between the Mestecăniș and Putna nappes, in some zones of the region. From the tectonic point of view, the region must have undergone several phases, namely a synmetamorphic (Baikalian) phase, followed by a hercynic phase with two successive and distinct movements. After these deformations the region was subject to the tectonic overthrusts and compartmentations.

În prezenta lucrare ne propunem să tratăm aspectele litostratigrafice și structurale ale regiunii, delimitată la nord de pîrul Corbu iar la sud de o linie ce unește aproximativ izvoarele pîrului Șumuleu cu afluenții de dreapta ai pîrului Putna pînă la confluența acesteia cu rîul Bistricioara. Limita estică a perimetrului este dată de rîul Bistri-

¹ Predată la 8 mai 1978, acceptată pentru publicare la 11 mai 1978, comunicată în ședința din 26 mai 1978.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



cioara, iar cea vestică de o linie convențională ce unește pîrîul Șumuleu cu pîrîul Bicafeu.

Cercetări geologice anterioare

În regiunea Tulgheș sunt semnalate prezența mineralizațiilor de Cu, Pb, Au și Ag încă din secolul al XVIII-lea, unele dintre acestea constituind obiectul unor mici explorații. Printre însemnările referitoare la mineralizațiile din regiunea Tulgheș menționăm pe cele ale lui Lill de Lilienbach (1834), Ackner (1855), Fellenberg (1862) și Th. Nicolaus (1902). Apariția în 1929 a lucrării lui I. Atanasiu a constituit un salt în cunoașterea geologiei regiunii. O parte însemnată din lucrarea lui Atanasiu se referă la șisturile cristaline. Atanasiu (1929) separă o serie epizonală și o alta mezozonală. După Atanasiu aceste formațiuni sunt străpunse de roci granodioritice care au dat la contact roci migmatice, gnaisse oculare, micașisturi cu granati și cloritoșisturi cu biotit. Atanasiu (1929) consideră grupul I (mezometamorfic) ca masive de intruziune înrădăcinatate, puse în loc după desăvîrșirea metamorfismului de zonă superioară a grupului II, într-o fază anterioară Triasicului. Din harta imprejurimilor Cheilor Bicazului, comentată de Bâncilă (1958) se poate deduce că Atanasiu renunță la această concepție. Studii sistematice cu privire la mineralizațiile din zona Tulgheș, cu unele referiri și la geologia regiunii, sunt efectuate de Chelărescu (1937, 1938). M. Savul³ (1954) efectuează o serie de profile de recunoaștere în zona Tulgheș. Elvira Bercia și I. Bercia⁴ efectuează cercetări geologice la NE de Tulgheș. Printre studiile din regiunea Tulgheș mai menționăm și pe cele efectuate de Al. Z. Manea⁵ (1958), M. Arion, E. Rișa și I. Nedelcu⁶ (1963), Rișa⁷ (1964); M. Mureșan, Georgea Mureșan, Irina Bratosin⁸ (1972); Coczur, Margareta Coczur, C. Lazăr, N. Stan⁹ (1970—1972). Cercetări sistematice asupra geologiei și mineralizațiilor din regiune sunt efectuate între anii 1958 și 1960 de către Marinescu și Elena Marinescu; I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puiu, Maria Puiu (1967) întocmesc harta stratigrafică scara 1:50.000 a părții de sud a zonei cristaline din Carpații Orientali.

Mureșan (1967) argumentează poziția în pînza de șariaj a șisturilor mezometamorfice presupusă de Popescu Voitești (1929, 1940) și Kräutner (1938).

În urma elaborării monografiei Carpaților Orientali de către I. Bercia et al.¹⁰ (1971) se obține prima hartă unitară litostratigrafică a cristalinului din Carpații Orientali. Bercia, Kräutner, Mureșan (1976) efectuează cercetări litostratigrafice și structurale asupra cristalinului din Carpații Orientali.

³⁻⁸ Arh. I.G.G., București.

⁹ Arh. I.P.E.G., „Harghita“, Miercurea Ciuc.

¹⁰ Arh. I.G.G., București.



Cercetări asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali, au mai fost efectuate de către Pitulea (1967), Mureșan și Mureșan (1972), Kräutner și Popa (1973) pentru regiunea minieră Bălan; Iliescu și Mureșan (1970 și 1972 b); Popa (1973—1975). Popa și Căruntu (1976) pun în evidență o formațiune sedimentară nemetamorfozată transgresivă peste seria de Tulgheș, aceasta suportând tectonic șisturi aparținând de asemenea seriei de Tulgheș.

Popa (în Gh. Popa și C. Căruntu¹¹, 1976, 1977) efectuează cercetări litostratigrafice și structurale între valea Corbu și izvoarele văii Șumuleu, lucrarea de față prezintă rezultatele obținute cu acest prilej.

Cadrul geologic al regiunii

În urma cercetărilor efectuate au fost puse în evidență următoarele unități tectonice :

Pînza de Rodna-Mestecăniș (I. Bercia et al.¹², 1971). După Mureșan și Mureșan, fide Bercia et al.¹³, pînza de Rodna-Mestecăniș, în regiune este constituită din formațiunile cambriene ale seriei de Tulgheș în partea estică și din șisturile mezometamorfice ale seriei de Rebra-Barnar, în partea vestică a zonei cristalino-mezozoice. Mureșan (1975) consideră că pînza de Rodna se situează sub pînza de Mestecăniș, separând deci două unități tectonice distincte. Pînza de Mestecăniș cuprinde formațiuni cristaline ale seriei de Tulgheș și anume complexul Tg_3 .

Pînza de Putna (?) ocupă o mică suprafață din regiunea cercetată și este constituită din formațiuni aparținând exclusiv seriei de Tulgheș. Sub șisturile cristaline ale pînzei de Putna apare o formațiune detritică nemetamorfozată (formațiunea de valea Putnei) pusă în evidență de Popa și Căruntu (1976).

Pînza de Rarău este constituită din formațiunile mezometamorfice ale seriei de Bretila-Rarău, atribuită Precambrianului mediu (I. Bercia et al.¹⁴; Kräutner, 1972), granitoidele de Hăghimaș și seria mezozoică bucovinică, șariate peste seria de Tulgheș (M. Mureșan¹⁵, 1968; M. Mureșan și Georgea Mureșan, fide I. Bercia et al.¹⁶; Bercia, Kräutner, Mureșan, 1976).

Succesiunea litostratigrafică a seriei de Tulgheș din pînza de Mestecăniș

Formațiunile cristaline ale seriei de Tulgheș din pînza de Mestecăniș aparțin părții superioare a seriei de Tulgheș și anume comple-

¹¹ Arh. I.G.G., București.

^{12, 13} Op. cit. pct. 10.

¹⁴ Op. cit. pct. 10.

¹⁵ Arh. I.G.G., București.

¹⁶ Op. cit. pct. 10.



xului Tg₃ (fig.). În cadrul complexului s-au separat următoarele orizonturi litostratigrafice :

— **Orizontul valea Băilor Tg_{3.3}**. Limita inferioară a orizontului nu apare în cadrul perimetrlui cercetat, fiind situată sub formațiunile seriei de Bretila-Rarău. Limita superioară este dată de orizontul Tg_{3.4}. Orizontul valea Băilor apare deschis pe o suprafață mai mare în partea de sud-vest a perimetrlului și anume în bazinul hidrografic al pârâului Șumuleu. La nord de pârâul Rezu șisturile cristaline ale orizontului se găsesc aproape în întregime sub formațiunile pînzei de Rarău.

Din punct de vedere petrografic orizontul Tg_{3.3} este constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericitoase±șisturi cloritoase.

Șisturile sericito-cloritoase și sericitoase se întâlnesc în special în partea superioară a orizontului. Șisturi cloritoase±cuartooase și sericito-cloritoase au fost întâlnite în pârâul Darvaș și în nordul perimetrlui în bazinile hidrografice ale pîraielor Bicafeu și Răchiții. În cadrul orizontului se constată apariția unor nivele de șisturi cloritoase și sericito-cloritoase care devin din ce în ce mai numeroase din sudul către nordul perimetrlui.

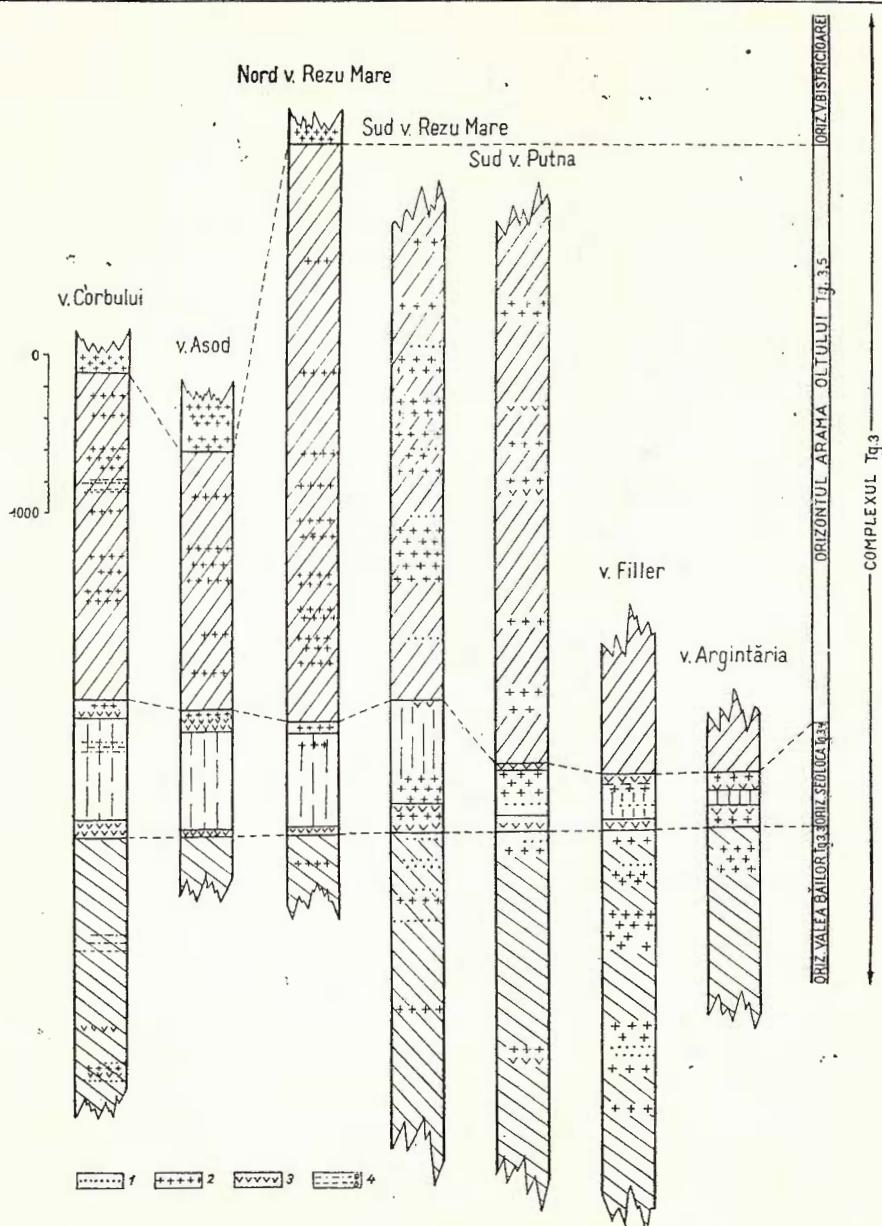
În orizontul valea Băilor apar multe lentile și nivele de metatufuri și metatufite acide. Un astfel de nivel cu o grosime redusă (30—40 m) apare în versantul drept al pârâului Șumuleu, fiind deschis continuu începînd din valea Putnei pînă în falia Șumuleu-Balaj, de aici fiind decroșat spre vest.

La partea superioară metatufurile și metatufitele din acest nivel se asociază cu cîteva nivele subțiri de metatufuri bazice. Un alt nivel mai bine dezvoltat de metatufuri și metatufite acide apar de sub pînza de Rarău la nord de valea Putnei pînă în zona izvoarelor pârâului Șumuleu de unde intră sub pînza de Rarău. Un nivel asemănător a fost urmărit de la nord de valea Putnei pînă la izvoarele pârâului Șumuleu.

— **Orizontul metatufurilor riolitice și diabazice de Sedloca Tg_{3.4} (500 m)**. În partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali acest orizont a fost descris de către Mureșan și Mureșan (1972); Kräutner și Popa (1973), sub denumirea de „orizontul metatufurilor riolitice de Sedloca“.

În regiunea minieră Bălan, Kräutner și Popa (1973) separă pe lîngă metatufurile riolitice și metatufuri diabazice ce aparțin de acest orizont. Începînd din zona izvoarelor pârâului Șumuleu (Popa, în Popa și Căruntu, 1976) metatufurile diabazice apar în proporție din ce în ce mai mare. Avînd în vedere aceste aspecte considerăm că mai corespunzătoare este denumirea „orizontul metatufurilor riolitice și diabazice de Sedloca“.

Din punct de vedere petrografic orizontul Tg₃ este format dintr-o stivă de roci terigene ce sănt delimitate la partea inferioară și superioară de cîte un nivel de metatufuri diabazice asociate cu metatufuri și metatufite riolitice.



Succesiunea litostratigrafică în seria de Tulgheș din regiunea Valea Corbului — izvoarele pârâului Șumuleu.

1, cuarțite negre ; 2, metatufuri și metatufite riolitice ; 3, metatufuri și metatufite bazice ; 4, cuarțite sericitoase (a), cuarțite cloritoase (b).

La succession lithostratigraphique dans la série de Tulgheș de la région de la vallée Corbului — les sources du ruisseau Șumuleu.

1, quartzites noires ; 2, métatufs et métatufites rhyolitiques ; 3, métatufs et métatufites basiques ; 4, quartzites sériciteuses (a), quartzites chloriteuses (b).

— Orizontul Arama Oltului Tg_{3.5} (2000 m). La nord de valea Putnei pînă în valea Corbului, orizontul este constituit în mod predominant din șisturi grafitoase în alternanță cu șisturi cloritoase, cuarțite cloritoase și șisturi sericitoase. La sud de valea Putnei orizontul devine predominant sericito-cloritos.

În cadrul orizontului apar numeroase nivele și lentile de metatufuri și metatufite acide, acestea devenind din ce în ce mai numeroase spre partea sudică a regiunii. Sporadic apar și lentile de cuarțite negre.

În zona izvoarelor pîriului Baratul Mare și la sud de pîriul Rezu Mare s-au întîlnit cîteva lentile de metatufuri bazice.

— Orizontul metatufurilor riolitice de valea Bistricioarei Tg_{3.6}. Orizontul Tg_{3.6} a putut fi urmărit din valea Corbului pînă la valea Asod, de aici spre sud s-a întîlnit sub formă de petece de eroziune. În partea sudică a regiunii, orizontul metatufurilor riolitice de valea Bistricioarei se situează în bună măsură sub aluviuurile văii Bistricioara.

Din punct de vedere petrografic orizontul Tg_{3.6} este alcătuit din metatufuri și metatufite riolitice cu intercalări de roci de natură terigenă.

Stratigrafia șisturilor cristaline din unitatea de Putna (?)

După cum s-a mai arătat la partea superioară a formațiunii de valea Putnei se situează șisturi cristaline ce aparțin seriei de Tulgheș. Gradul avansat de acoperire al regiunii, extinderea mică în suprafață, precum și lipsa unor orizonturi reper sigure, fac destul de dificilă stabilirea cu precizie a stratigrafiei acestora. Succesiunea stratigrafică a seriei de Tulgheș începe cu partea superioară a complexului Tg₁ peste care urmează complexul Tg₂ cu întreaga succesiune de orizonturi cunoscute în partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali.

Complexul Tg₁

În cadrul complexului Tg₁ s-au separat următoarele orizonturi :

— Orizontul Fagul Înalt Tg_{1.3}, apare pe o suprafață foarte redusă, în SW perimetrlului și anume la est de pîriul Prelucii și la vest de vîrful Curătura. Limita inferioară a orizontului nu apare, cea superioară este dată de un nivel discontinuu de cuarțite negre ce apar bine deschise în zona izvoarelor pîriului Scăinișului.

Din punct de vedere petrografic, secvența întîlnită din orizontul Tg_{1.3} este alcătuită din șisturi sericito-grafitoase. În zona izvoarelor pîriului Scăinișului, șisturile devin mai grafitoase și apare un nivel subțire de cuarțite sericitoase-feldspatice, metatufuri și metatufite riolitice.

— Orizontul Virgău Tg_{1.4} (800 m), urmează în succesiune peste nivelul de cuarțite negre de la partea superioară a orizontului Tg_{1.3}. Limita superioară este dată de un nivel bine dezvoltat de meta-



tufuri și cuarțite negre. În comparație cu partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali, orizontul Virgău prezintă o grosime mai mare. Din punct de vedere petrografic, partea superioară și mediană a orizontului este alcătuită dintr-o alternanță de șisturi grafitoase, cu șisturi sericito-grafitoase, în timp ce în partea inferioară a orizontului predomină șisturile cuartoase-cloritoase în alternanță cu șisturi sericitoase.

În culmea Bitca Rotundă apare un nivel discontinuu de cuarțite negre. În partea bazală a orizontului, la izvoarele pîriului Scăinișului, apare un nivel subțire și discontinuu de șisturi cloritoase cu diseminatii de pirită ± calcopirită. Prezența unor nivele slab mineralizate cu pirită ± calcopirită în cadrul orizontului, sunt menționate de Popa (1975) și în regiunea de la nord de zăcămîntul Bălan (perimetru Șipoș-Belcina).

Complexul Tg₂

În cadrul complexului Tg₂ apare următoarea succesiune litostratigrafică :

— Orizontul Sindominic Tg_{2.1} (1600 m), limita inferioară este dată de orizontul Virgău iar cea superioară de nivelul inferior, de metatufuri acide și bazice ale orizontului Șipoș.

Din punct de vedere petrografic, orizontul Sindominic este constituit dintr-un pachet de roci grafitoase în alternanță cu șisturi sericito-grafitoase în care apar intercalate multe nivele subțiri și disconțiui de cuarțite negre. De asemenea, în cadrul orizontului apar multe nivele de metatufuri și metatufite acide dintre care cel mai bine dezvoltat este cel din partea inferioară a orizontului. Apar de asemenea și intercalații de șisturi sericitoase, șisturi sericito-cuartoase și șisturi sericito-cloritoase, acestea avînd o dezvoltare mai însemnată la sud de valea Putnei.

— Orizontul Șipoș Tg_{2.2} (280 m), urmează în succesiune peste orizontul Sindominic și a fost întlnit la nord de valea Putnei. Din punct de vedere petrografic, orizontul Șipoș este constituit dintr-un pachet de natură terigenă (șisturi grafitoase și sericito-grafitoase) ce au la partea inferioară și superioară cîte un nivel de metatufuri bazice asociate cu metatufuri acide.

— Orizontul Voroc Tg_{2.3}, apare pe o suprafață restrinsă, între valea Putnei și valea Bistricioarei. Limita superioară a orizontului nu este cunoscută. Din punct de vedere petrografic orizontul Voroc este constituit din șisturi sericitoase, șisturi grafitoase ± metatufuri acide.

Tectonica formațiunilor seriei de Tulgheș

Cercetările microtectonice efectuate au pus în evidență existența mai multor faze tectonice ce au acționat asupra șisturilor seriei de Tulgheș.

Tectonica plicativă sinmetamorfică baicaliană (B₁)

Aceasta reprezintă fază tectonică principală sincronă cu metamorfismul regional al șisturilor cristaline. În urma tectonicii sinmeta-

morfice s-au format cutele B_1 , lineațile L_1 și sistozitatea de stratificație.

Cutetele rezultate au dimensiuni ce variază de la cm pînă la cufe de dimensiuni metrice, acestea din urmă apărind într-un număr redus.

— Deformările fazei hercinice B_2 , sunt ulterioare formării elementelor structurale simmetamorfice pe care le deranjează.

Deformările fazei hercinice, au caracter ruptural sau semiruptural și se caracterizează prin deformarea formațiunilor după două sisteme de plane S_2 și S_3 .

— Deformările S_2h (pl. III) au orientare oblică față de sistozitatea de stratificație și înclinări mari ($45-85^\circ$) către est sau către vest. Concomitent cu aceste deformări s-au format microcutetele B_2h și lineațile L_2h .

— Deformările S_3h (pl. IV) sunt reprezentate prin forfecarea formațiunilor pe un sistem de plane orientate cu un unghi de $70-80^\circ$ față de sistozitatea de stratificație.

Inclinările planelor de deformare S_3h sunt cuprinse între $60-85^\circ$, cu căderi atât către nord cât și către sud. Acestor deformări li se mai datorează formarea lineaților L_3 și a microcutelor B_3 . Ulterior deformărilor S_2h și S_3h , formațiunile seriei de Tulgheș au fost supuse unor compartimentări tectonice, acestea corespunzînd unor faze tectonice distințe.

a) *Sariajul pinzei de Rarău*, urmărește o mare parte din regiune, acoperind formațiunile seriei de Tulgheș. În cadrul regiunii s-au întîlnit și cîteva pete din seria de Bretila-Rarău de dimensiuni reduse ce stau peste seria de Tulgheș.

b) Sistemul faliilor transversale este reprezentat prin falia Filler.

c) Sistemul faliilor oblice conjugate, din acest sistem fac parte faliile: Șumuleu-Balaj, Hedia-Șumuleu și falia Tisei. Faliile Șumuleu-Balaj și Hedia-Șumuleu au orientare NE-SW, prima cu căderi de $70-80^\circ$ către NW iar cea de a doua cu căderi de aproximativ 70° către SE. La sud de falia Șumuleu-Balaj, regiunea suferă o scufundare destul de accentuată.

Formațiunea de valea Putnei

În urma cercetărilor efectuate la SW de Tulgheș, Popa și Căruțu (1976) pun în evidență o formațiune detritică nemetamorfozată transgresivă peste seria de Tulgheș și care suportă în poziție tectonică, formațiuni aparținînd seriei de Tulgheș.

În urma cercetărilor efectuate, Popa și Căruțu descriu conglomerate eterogene brecioase, conglomerate, microconglomerate și gresii conglomeratice. În ceea ce privește originea acestor formațiuni, autorii menționati consideră că acestea sunt formate din minerale și roci ce aparțin exclusiv seriei de Tulgheș.

După aceiași autori prezența feldspațiilor arată că formațiunea de valea Putnei este situată geografic la o distanță mică față de sursa



TABEL

Tipurile de roci întâlnite în elementele formațiunii de valea Putnei

Clasa	Diam. mediu m.m.	Procente medii %	Constituția mineralogică și petrografică a elementelor componente	Matricea
<i>Brecii conglomeratice</i>				
I	50–10	25–30	— cuarțite negre, sisturi cloritoase, sisturi sericito-cloritoase, porfirogene, cuarț	— fragmente submilimetrice de cuarțite negre (65 %) — cuarț (30 %) — feldspați (5 %)
II	10–5	35	— cuarțite negre, cuarț, sisturi cloritoase, cuarțite sericito-cloritoase	
III	5–1	25	— cuarțite negre, sisturi cloritoase, cuarțite cloritoase, cuarț	
IV	$\leq 0,5$	10	„	
<i>Conglomerate</i>				
I	10–5	25	— cuarț, sisturi cloritoase metatufuri riolitice, cuarțite negre, cuarțite sericitoase	— ciment feruginos (60 %) — fragmente milimetrice de cuarț, metatufuri acide și feldspați, cuarțite negre (20 %) — sericit, clorit (10 %) — muscovit, biotit cloritizat (10 %)
II	5–2	30	— cuarțite negre, cuarțite sericitoase, cuarț, feldspați	
III	2–1	30	— cuarț (40 %) — feldspați (20–30 %)	
IV	≤ 1	15	— fragmente roci (30 %)	
<i>Gresit și gresit microconglomeratic</i>				
I	2–1	25	— cuarț (25 %) — feldspați (20 %) — fragmente roci (55 %)	— cuarț (35 %) — feldspați (40 %) — sericit, clorit (20 %) — muscovit, biotit (2 %) — pilită (1–2 %)
II	1,0–0,2	40	— cuarț, feldspați, sericit, clorit, sisturi cloritoase	
III	$\leq 0,2$	35	— cuarț, feldspați, sericit, clorit, fragmente roci.	

materialului din care provin. Ulterior G. H. Popa^{17, 18} (1976—1977) cartografiază zona de răspândire a formațiunii de valea Putnei și pune în evidență noi tipuri petrografice. În urma cercetărilor efectuate, au fost puse în evidență următoarele tipuri de roci în cadrul formațiunii de valea Putnei (tab.).

1. *Conglomerate eterogene breccioase*, au fost întâlnite în versantul drept al văii Putna (Popa, Căruntu, 1976). Roci asemănătoare acestora noi le-am întâlnit în versantul stâng al văii Putna, în versantul stâng al pârâului Rezu (tab.). În funcție de natura materialului component în cadrul acestora s-au separat :

a) Conglomerate eterogene breccioase formate predominant din metatufuri și metatufite riolitice (la izvoarele pârâului Cibi). Matricea este formată din aceleași minerale ce constituiesc galeții și din fragmente din aceleași roci.

b) Conglomerate eterogene breccioase formate din elemente de cuarțite negre, cuart, cuarțite sericitoase, sisturi sericito-cloritoase sau sisturi cloritoase. Compoziția cimentului este variabilă în general cimentul cuarțos fiind cel predominant. Galeții ce constituiesc aceste tipuri de roci sunt slab rulate, cu un diametru maxim de 5—6 cm. Elementele de dimensiuni reduse prezintă un grad de rulare mai avansat.

2. *Conglomerate*, se prezintă destul de variate în funcție de natura petrografică a galeților. Varietățile mai frecvent întâlnite sunt cele cu galeții alcătuși din cuart, sisturi cloritoase, metatufuri riolitice și sisturi sericito-cloritoase. Astfel de roci s-au întâlnit la izvoarele pârâului Cibi și pe pârâul Baratul Mare.

Elementele componente sunt bine rulate și cu evidente urme de stratificație. Cimentul este constituit din cuart, feldspați și fragmente submilimetrice de aceeași compoziție ca și galeții.

3. *Gresii*, sunt rocile cele mai răspândite în cadrul formațiunii de valea Putnei. Elementele sunt bine rulate și cu un grad de granoclăsare ridicat. Au fost întâlnite treceri de la gresii la gresii microconglomeratice. În cadrul acestor categorii de roci elementele sunt formate predominant din minerale (cuart ± feldspați) cimentate cu cuart, feldspat, sericit și clorit, rar și pirită. Roci prezentând caracterele menționate au fost întâlnite în zona văii Putna, pârâul Baratul Mare și pârâul Balaj.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1929) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, p. 66—137 (1928), București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unități tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1, 1—17, București.

^{17, 18} Arh. I.G.G., București.



- , Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mezozoic metamorphism of the East Carpathians. *An. Inst. Geol. Geof.*, L, București.
- Chelărescu Alex. (1937) Gisments Métallifères de Tulgheş. *Annal. Scient. l'Univ. Jassy*, XXIII, 2, Iași.
- Hauer F., Stache C. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Herbich F. (1861) Die Urschiferformationen der östlichen Karpaten und ihre Erzlagerstätten. *Öster. Zeitschr. f. Berg-u-Hüttenwesen*, pp. 209—214, pp. 218—222.
- (1878) Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzen den Landesteile geologische und paläontologisch beschrieben. *Mitt. aus der Jahrb. k. ung. Geol. Anst.*, V/2.
- Ilieșcu Violeta, Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/3 (1968—1969), pp. 97—110, București.
- , Mureșan M. (1972a) Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a brețiilor de Hăghimaș. Implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalino-mezozoică. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), pp. 39—48, București.
- , Mureșan M. (1972b) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali — seria epimetamorfică de Tulgheş. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 4 (1971), pp. 24—38, București.
- Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, București.
- Kräutner H. G. (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Marmaroscher Massiv). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Série Géol.*, 16, 2, pp. 81—90, București.
- , Popa N. Gh. (1973) Succesiunea litostratigrafică și tectonică a Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheş), din regiunea Bălan-Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 1 (1972), pp. 252—272, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoică din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geofiz., Geogr., seria Geologie*, 12, 1, București.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVI, pp. 6—14, București.
- (1975) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, București.
- Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheş (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, pp. 244—252, București.

Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (région de Pop Ivan-Tulgheş). *Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr. serie Géologie*, 11, 2, 109—141, Bucureşti.

Popa N. Gh. (1975) Litostratigrafia seriei de Tulgheş la nord de regiunea minieră Bălan (perimetru Şipoş-Belcina), Carpaţii Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LX-2 (1972—1973), 64—71, Bucureşti.

- (1975) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheş între valea Putna și valea Belcina-Carpaţii Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/5, Bucureşti.
- (1976) Cercetări litostratigrafice și structurale între valea Oltului și Mihaileni-Carpaţii Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, pp. 123—140, Bucureşti.
- , Căruntu C. (1976) Asupra prezentei în zona văii Putna a unor formaţiuni detritice nemetamorfozate transgresive peste seria de Tulgheş (Carpaţii Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/5, pp. 95—99, Bucureşti.

Rădulescu I., Rădulescu Ludmila (1967) Zona anticlinală Rusaia-Bretila; structură și metamorfism (cristalinul Carpaţilor Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LIII/1 (1965—1966), 143—159, Bucureşti.

- (1967) Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpaţii Orientali. Poziţia și semnificaţia lor geologică. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geologie*, 12, 1, 321—337, Bucureşti.

Săndulescu M. (1967) La nappe de Hâghimaş, une nouvelle nappe de decollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol., Carp. VIII, Congr. Belgrad*, I, pp. 179—185, Belgrad.

Voiteşti I. P. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Miner. Univ. Cluj*, III, 1, Cluj.

- (1942) Exposé synthétiques sommaire sur la structure des régions Carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V, Bucureşti.

ÎNTREBĂRI

M. Mureşan: 1. Ce relaţii stratigrafice există între rocile predominant brecioase, gresiile și microconglomeratele din cadrul formaţiunii de Putna?

2. Ce relaţii există între unitatea de Putna și pînza de Rarău?

Răspuns: 1. Între rocile predominant brecioase și gresiile microconglomerative există relaţii de superpoziţie normale în sensul că în valea Putnei, unde formaţiunile sunt mai bine deschise, se observă o trecere gradată din bază, de la brecii conglomeratice la microconglomerate, gresii microconglomerative și gresii la partea superioară.

2. Nu s-au întîlnit relaţii sigure între unitatea de Putna și pînza de Rarău. După opinia noastră pînza de Rarău acoperă formaţiuni cristaline ce aparțin unității de Putna.



DISCUȚII

M. Mureșan: În ceea ce privește formațiunea de Valea Putnei (separată sub acest nume de autor), noi o considerăm după compozitia ei litologică predominantă (breccii și breccii conglomeratice cu elemente de roci cristalofiliene) și după faptul că alcătuirea ei este strict dependentă de constituția petrografică a fundamentului metamorfic pe care repauzează (ceea ce trădează formarea ei practic *in situ*) ca fiind echivalentă cu formațiunea brecciorilor de Hăghmaș, în sensul definit de noi (1970). În această situație ar fi util ca denumirea dată de autor să nu fie utilizată, cu atât mai mult, cu cît chiar în pînza de Mestecăniș există formațiunea brecciorilor de Hăghmaș (de exemplu în valea Putnei, din munții Bistriței). În cazul în care s-ar demonstra că gresiile și microconglomeratele de la partea superioară a formațiunii de Valea Putnei aparțin Triasicului și ele nu ar putea fi separate cartografic de rocile predominant breocioase din bază, propunem autorului ca soluție de compromis, utilizabilă pe hartă, să scrie în dreptul denumirii de Valea Putnei: „Formațiunea brecciorilor de Hăghmaș și depozite triasice neseparate cartografic“.

RECHERCHES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES ENTRE LA VALLÉE CORBU ET LES SOURCES DU RUISSEAU ȘUMULEU (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

La présente étude porte sur un périmètre situé à l'ouest de Tulgheș (Carpathes Orientales). A la constitution de cette région participent les suivantes unités tectoniques :

- La nappe de Mestecăniș, renfermant des formations cristallines de la série de Tulgheș ;
- La nappe de Putna (?), qui surmonte une formation détritique non-métamorphisée et divers termes de la série de Tulgheș de l'unité de Mestecăniș ;
- La nappe de Rărău, constituée de formations méso-métamorphiques (la série de Bretila-Rărău+granitoïdes) charriées sur la série de Tulgheș.

La succession lithologique de la série de Tulgheș de la nappe de Mestecăniș

Les formations cristallines de la série de Tulgheș dans le cadre de la nappe de Mestecăniș se rattachent au complexe Tg₃, dans lequel on a distingué les suivants horizons :

Horizon Valea Băilor Tg_{3.3}. Au point de vue pétrographique, l'horizon Tg_{3.3} est constitué d'une alternance de schistes séricito-graphiteux, séricito-chloriteux, sériciteux±chloriteux. Dans cet horizon apparaissent nombreux niveaux de métatufs et de métatufites acides.



Horizon des métatufs rhyolitiques et diabasiques de Sedloca Tg_{3,4} (500 m). Au point de vue pétrographique, horizon Tg_{3,4} est formé d'une pile de roches terrigènes qui sont délimitées à leurs parties inférieure et supérieure par un niveau de métatufs et métatufites rhyolitiques associées aux métatufs diabasiques. Dans le même horizon apparaissent sporadiquement des méttagabbros.

Horizon Arama Oltului Tg_{3,5} (2000 m). Au nord de la Vallée de la Putna, l'horizon Tg_{3,5} trahit une dominance graphiteuse, tandis qu'au sud il devient séricito-chloriteux.

Cet horizon présente nombreux niveaux et lentilles de métatufs acides.

Horizon des métatufs rhyolitiques de la Vallée de la Bistricioara Tg_{3,6}. Il est formé de métatufs et métatufites rhyolitiques à intercalations de roches de nature terrigène.

La stratigraphie des schistes cristallins de l'unité de Putna (?)

Les schistes cristallins de l'unité de Putna appartiennent aux suivantes unités lithostratigraphiques :

Complexe Tg₁

Dans le complexe Tg₁ on a séparé les suivants horizons :

Horizon Fagul Înalt, Tg_{1,3}, rencontré sur une surface réduite au sud-ouest de la région. Au point de vue pétrographique, cet horizon est constitué de schistes séricito-graphiteux.

Horizon Virgău Tg_{1,4} (800 m). Au point de vue pétrographie les parties supérieure et médiane de cet horizon sont constituées d'une alternance de schistes graphiteux à schistes sériciteux-graphiteux, tandis que dans la partie inférieure ce sont les schistes quartzeux-chloriteux qui sont prédominants.

Complexe Tg₂

Dans le cadre du complexe Tg₂ on a séparé :

Horizon Sîndominic Tg_{2,1} (1800 m). Au point de vue pétrographique, l'horizon est fait particulièrement de schistes graphiteux, dans lesquels sont intercalés beaucoup de niveaux minces et discontinus de quartzites noires.

Horizon Șipoș Tg_{2,2} (250 m) suit sur l'horizon Tg_{2,1}. Au point de vue pétrographique, cet horizon est constitué d'un empilement de schistes à dominance graphiteuse, ayant à la partie supérieure et inférieure un niveau mince et discontinu de métatufs basiques.

Horizon Voroc Tg_{2,3}. Au point de vue pétrographique, cet horizon est constitué de schistes sériciteux, graphiteux+métatufs acides.

La tectonique des formations de la série de Tulgheș

Les recherches microtectoniques effectuées ont mis en évidence l'existence de plusieurs phases tectoniques.



La tectonique plicative synmétamorphique baïkalienne (B_1)

C'est la phase tectonique principale, synchrone du métamorphisme régional des schistes cristallins. Conséquence de cette phase sont la schistosité de stratification, les plis B_1 et les linéations L_1 .

Les déformations de la phase hercynienne (B_2) sont ultérieures et se sont déroulées en deux phases successives :

— Les déformations S_2h , à orientation oblique par rapport à la schistosité et à grands pendages (48—85°) vers l'est ou vers l'ouest.

— Les déformations S_3h , représentées par des plans rupturaux réalisant un angle de 70—80° par rapport à la schistosité, à grands pendages (60—85°) vers le nord ou vers le sud. Après les déformations mentionnées, la région a subi des morcellements tectoniques.

a) Le charriage de la nappe de Rarău s'étend sur une grande partie de la région, recouvrant les formations de la série de Tulgheş.

b) Le système des failles obliques conjuguées, dont font partie les failles Șumuleu-Balaj, Hediaș-Șumuleu et la faille Tisa.

c) Le système des failles transversales, représenté par la faille Filler.

La formation de la Vallée de la Putna. Les recherches effectuées au sud-ouest de Tulgheş, par Popa et Căruntu (1976) ont mis en évidence une formation détritique non-métamorphisée. L'auteur a fait le lever de la formation de la Vallée de la Putna et a mis en évidence de nouveaux types pétrographiques.

Les recherches nous ont permis de distinguer ici des brèches conglomératiques, conglomérats, microconglomérats et grès.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de la vallée du Corbu-vallée Șumuleu.
 1, alluvions holocènes ; 2, lamprophyres ; 3, formations de la Vallée de la Putna Permien-Trias ? ; 4, minéralisations de sulfures complexes : a. sédimentaires pré-métamorphiques ; b, volcano-sédimentaires ; c. filoniennes post-métamorphiques. 5, porphyroïdes de : a. Pietrosu ; b. Mindra. Série de Tulgheş-Cambrien inférieur. A. Unité de Putna. 6, Complexe Tg₂. Tg_{2.3} horizon Voroc. Schistes sériciteux ; a. métatufs acides. 7, Tg_{2.2} horizon Șipoș. a. métatufs et métatufites diabasiques ; b. métatufs acides ; c. schistes graphiteux. 8, Tg_{2.1} horizon Sîndominic. Schistes graphiteux, schistes séricito-graphiteux ; a, métatufs acides ; b, quartzites noires ; c, métaconglomerats. Complexe Tg₁. 9, Tg_{1.4} horizon Virgău-schistes graphiteux+schistes séricito-graphiteux, schistes quartzeux chloriteux : a, métatufs acides ; b, quartzites noires ; 10, Tg_{1.3} horizon Fagul Înalt. Schistes séricito-graphiteux : a, quartzites noires ; b, métatufs acides. B. Unité de Mestecăniș. Complexe Tg₃.

11, Tg_{3.6} Horizon des métataufs et des métatufites rhyolitiques de la vallée de la Bistricioara. a, schistes graphiteux. 12, Tg_{3.5} horizon Arama Oltului. Schistes séricito-chloriteux±quartzzeux, schistes graphiteux : a, métataufs et métatufites rhyolitiques ; b, quartzites noires ; c, métataufs basiques. 13, Tg_{3.4} horizon des métataufs et métatufites rhyolitiques et diabasiques de Sedloca. Schistes graphiteux alternant avec des schistes séricito-graphiteux : a, métataufs rhyolitiques ; b, métataufs basiques ; c, quartzites noires. 14, Tg_{3.3} horizon Valea Băilor. Schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux, schistes sériciteux±schistes chloriteux : a, métataufs rhyolitiques ; b, quartzites noires. Série de Bretila Rarău-Précambrien moyen. 15, micaschistes : a, micaschistes à grenats ; b, gneiss de Rarău ; 16, schistosité de stratification ; 17, failles ; 18, plan de charriage : 19, stérile ; 20, carrière ; 21, position des sections géologiques.

Planche II

Sections géologiques à travers la région de la vallée Corbului-vallée Șumuleu.
Voir légende de la planche I.

Planche III

Esquisse des éléments plans des déformations S_2 de la région de la vallée Rezu Mare — les sources du ruisseau Șumuleu.

1, formation de la vallée de la Putna. A, Unité de Putna. 2, horizon Voroc ; 3, horizon Șipoș ; 4, horizon Sîndominic ; 5, horizon Virgău ; 6, horizon Fagul Înalt. B. Unité de Mestecăniș. 7, horizon des métataufs rhyolitiques de la vallée de la Bistricioara ; 8, horizon Arama Oltului ; 9, horizon des métataufs rhyolitiques et diabasiques de Sedloca ; 10, horizon Valea Băilor ; 11, série de Bretila Rarău ; 12, nappe de charriage ; 13, position des plans de cisaillement S_2 .

Planche IV

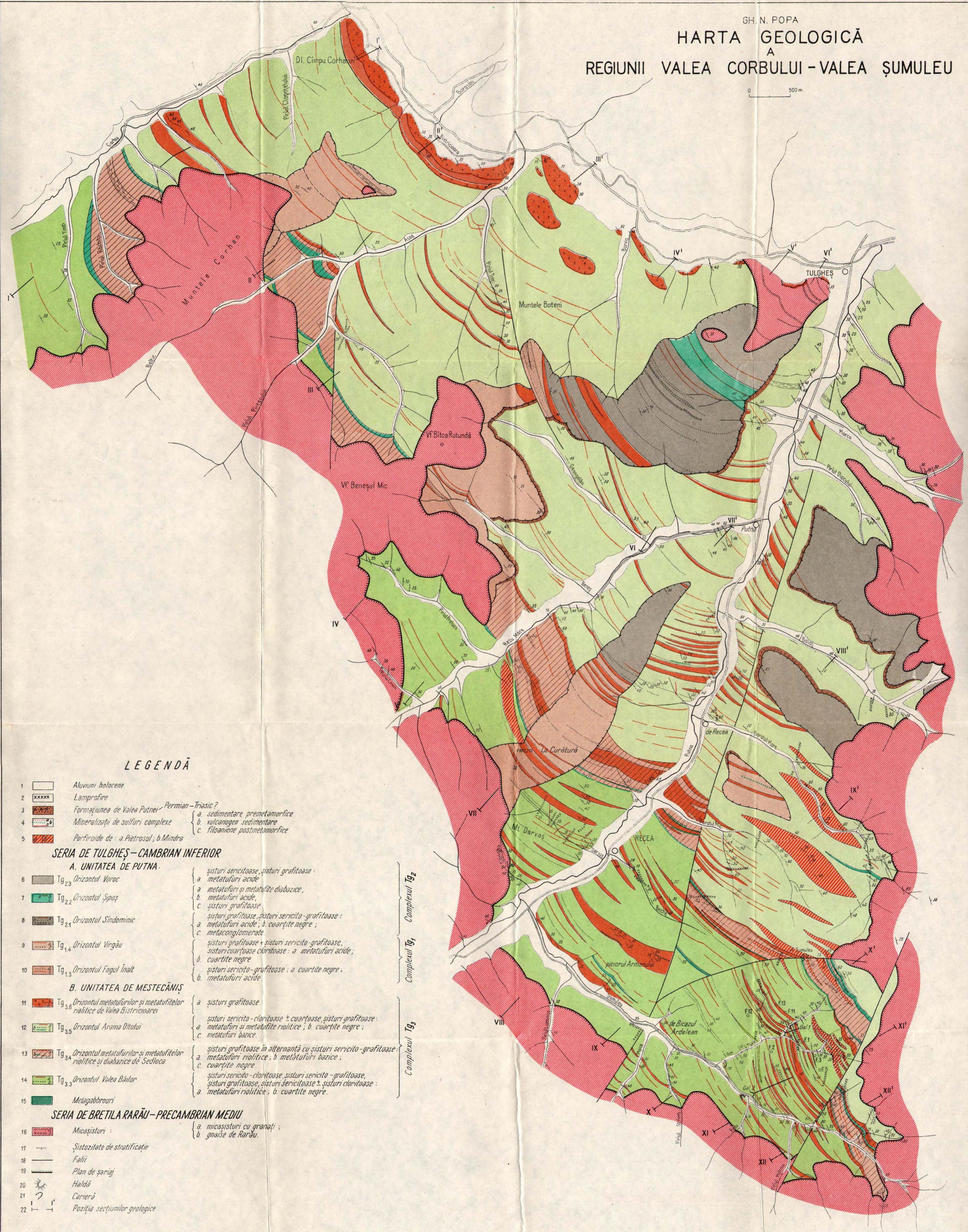
Esquisse des éléments plans des déformations S_3 de la région de la vallée Rezu Mare — les sources du ruisseau Șumuleu.

1, formation de la vallée de la Putna. A. Unité de Putna. 2, horizon Voroc ; 3, horizon Șipoș ; 4, horizon Sîndominic ; 5, horizon Virgău ; 6, horizon Fagul Înalt. B. Unité de Mestecăniș. 7, horizon des métataufs rhyolitiques de la vallée de la Bistricioara ; 8, horizon Arama Oltului ; 9, horizon des métataufs rhyolitiques et diabasiques de Sedloca ; 10, horizon Valea Băilor ; 11, série de Bretila Rarău ; 12, nappe de charriage ; 13, plans de cisaillement S_3 .



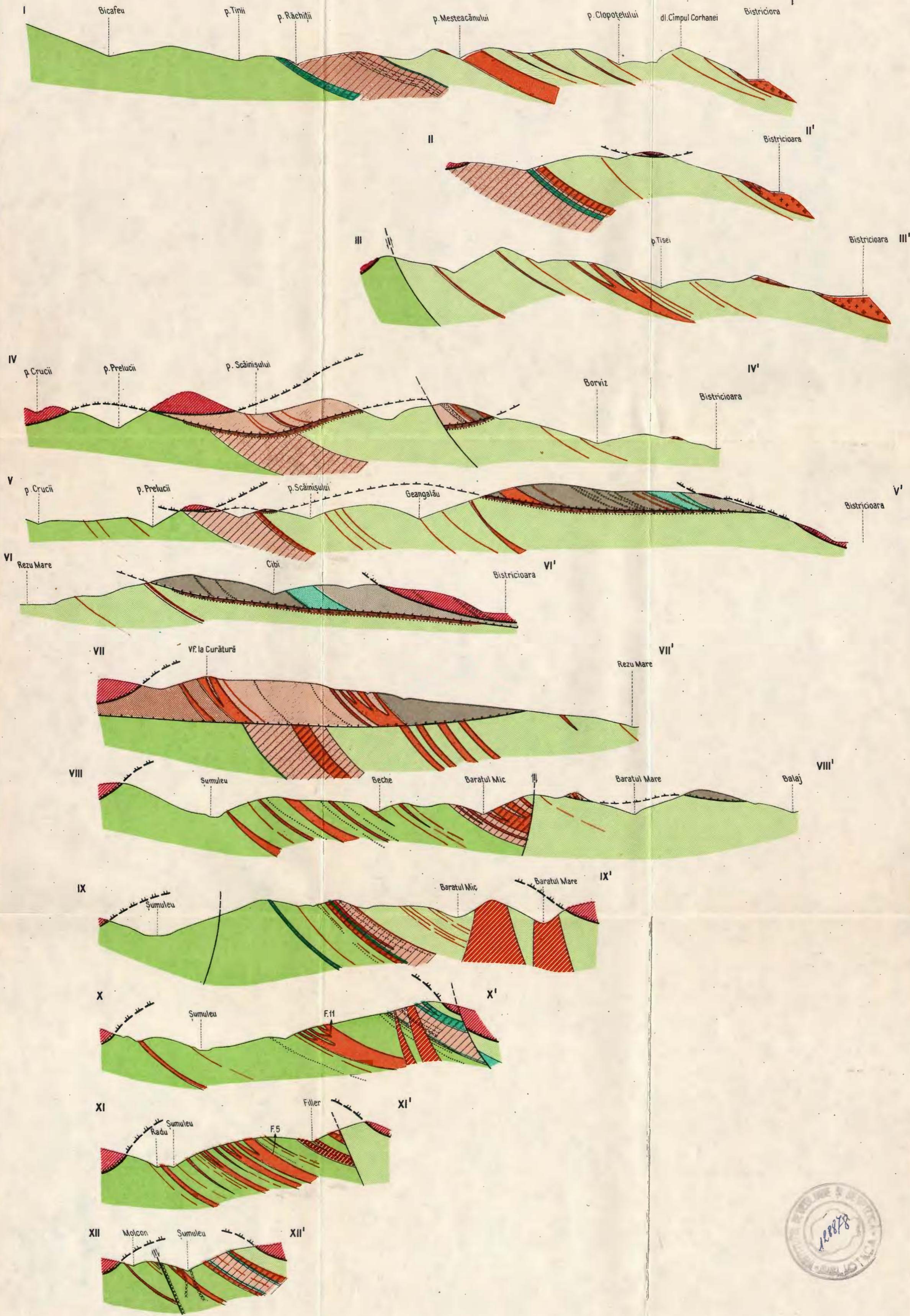
GH. N. POPA HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII VALEA CORBULUI - VALEA ȘUMULEU

0 500 m.



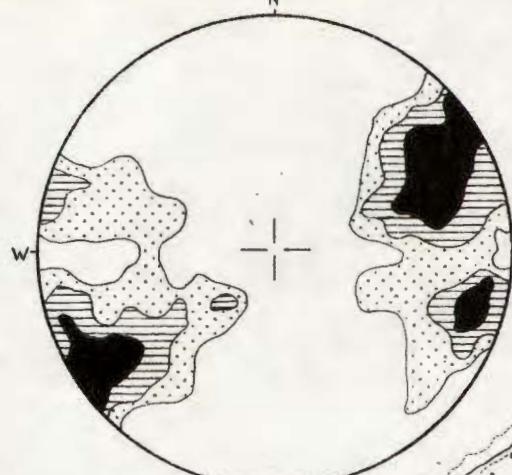
SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN REGIUNELE VALEA CORBU-VALEA ȘUMULEU

0 500 m.



Legenda că la harta geologică

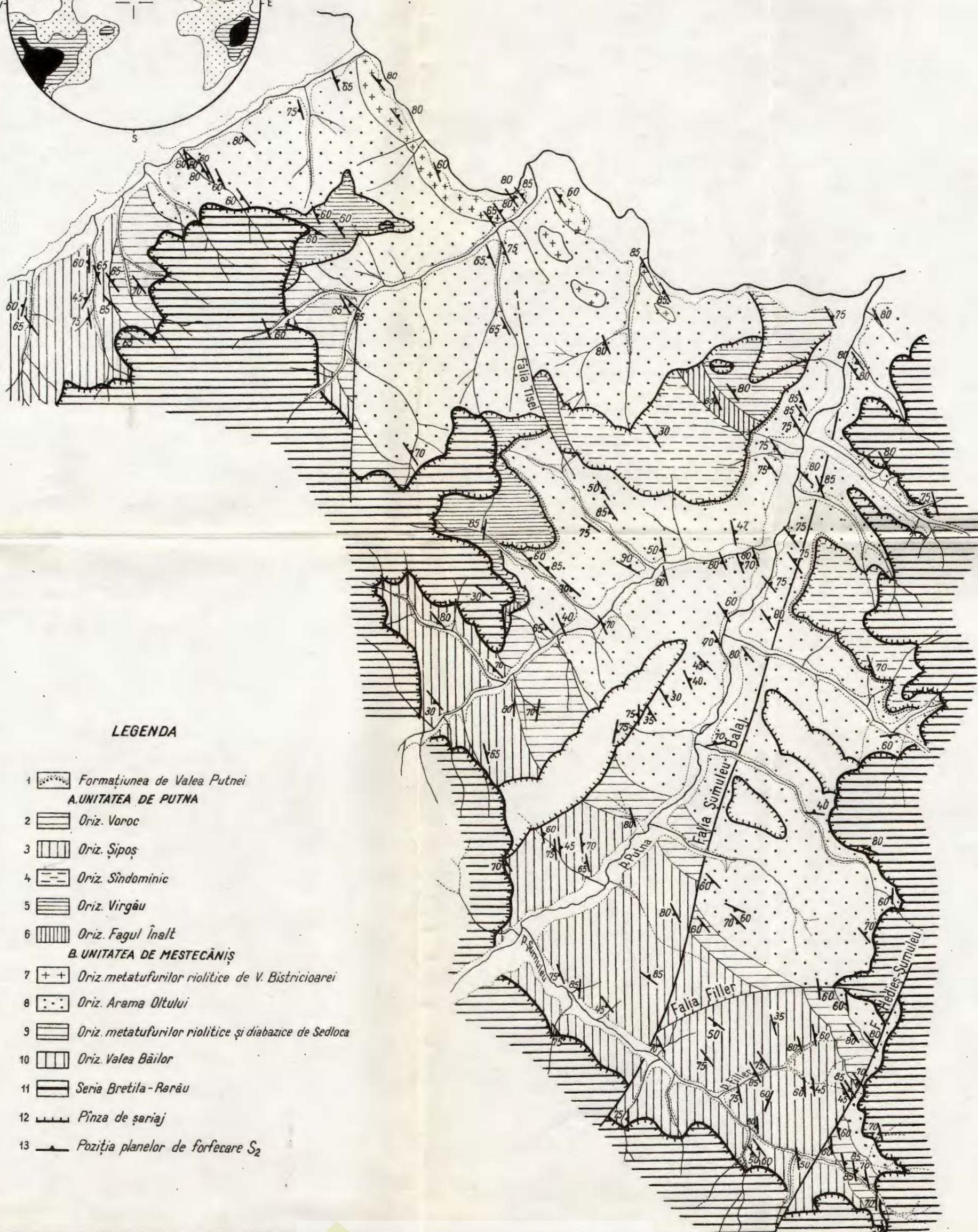
Diagrama elementelor plane S_2



Gh. N. Popa

SCHITĂ ELEMENTELOR PLANE ALE DEFORMĂRILOR S_2

0 1000 m.



LEGENDA

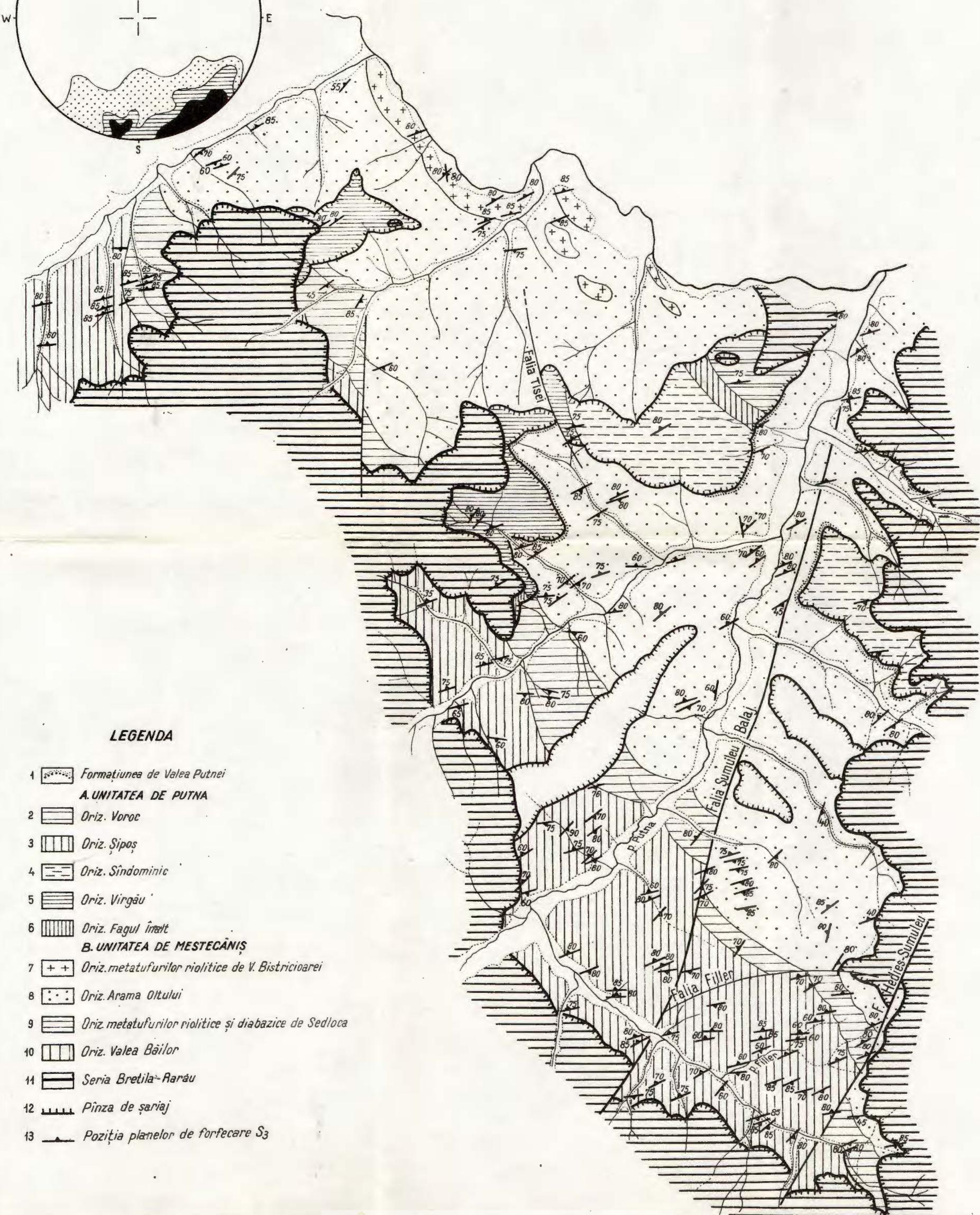
- 1 Formațiunea de Valea Putnei
- A. UNITATEA DE PUTNA
 - 2 Oriz. Voroc
 - 3 Oriz. Șipos
 - 4 Oriz. Sîndominic
 - 5 Oriz. Virgău
 - 6 Oriz. Fagul Înalt
- B. UNITATEA DE MESTECĂNIS
 - 7 + Oriz. metatufuri roilitice de V. Bistricioarei
 - 8 : Oriz. Arama Oltului
 - 9 Oriz. metatufuri roilitice și diabazice de Sedloca
 - 10 Oriz. Valea Băilor
 - 11 Seria Bretila-Rărău
 - 12 Pinza de șariaj
 - 13 Poziția planelor de forfecare S_2

Diagrama elementelor plane S_3

Gh. N. Popa

SCHITĂ ELEMENTELOR PLANE ALE DEFORMĂRILOR S_3

0 1000 m



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

SUR CERTAINS PROBLÈMES DE LA CORRÉLATION
DES CARPATHES ORIENTALES ROUMAINES
AVEC LES CARPATHES UCRAINIENNES¹

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU²

Structural correlations. Tectonic units. Overthrust nappe. Klippes. Flysch. Tectogenesis. Rumania. The East Carpathians. The USSR. Ukraine. W. Carpathians.

Abstract

Some Problems Concerning the Correlation between the Rumanian East Carpathians and the Ukrainian Carpathians. The correlative analysis has ascertained that: 1) the units of the Central West Carpathians extend, under the Neogene Molasses of the Transcarpathian depression, to the basement of the Oaș volcanic Mountains, 2) the Pieniny klipper elements correspond to the frontal scales of the Botiza nappe, 3) in the Șoimul Mountains of the Raiov massif, Transylvanian nappes are recognized, 4) the Burkut unit belongs to the Ceahlău nappe, 5) the Curbicortical Flysch nappe has the same position as the Svedovek unit, 6) the Tarcău nappe corresponds to the central depression and skiba unit and also to the Silesian, Subsilesian and Skole nappes, 7) between the Pocuția folds and the marginal folds of the Bistrița half-window, structural relays and lithological changes are presumed. The units with flysch formations can be grouped in three domains: Măgura-Pieniny domain, Sinaia beds domain and Silesian domain. The first one can be compared with the piemontais trough, the other with the valais trough, of the Alps.

Les progrès réalisés ces dernières années dans la connaissance de détail de l'ensemble structural des Carpathes Orientales, aussi bien en Roumanie qu'en Union Soviétique, ouvrent des perspectives nou-

¹ Reçu le 27 Novembre 1977, accepté pour publication le 27 Novembre 1977, présenté à la séance du 28 Novembre 1977.

² L'Institut de géologie et de géophysique, str. Caransebeș nr. 1, București, 78344.



velles à la corrélation des unités tectoniques le long de la chaîne. Notre note abordera quelques-uns des problèmes de corrélation, sans avoir un caractère exhaustif.

Les études des vingt dernières années concernant les corrélations structurales dans les Carpathes Orientales portaient ou bien sur la totalité de la chaîne (Andrusov, 1960—1961; Băncilă, 1965; Băncilă, Marinescu, 1969, 1971; Filipescu, 1968; Ksiazkiewicz, 1960—1961; Săndulescu, 1972, 1975; Swidzinski, 1949; Wdowiarcz, 1963), ou bien sur des tronçons plus ou moins importants de celle-ci (Bercia et al., 1976; Bízova et al., 1971; Kulcitzki, 1966; Kräutner, 1972; Krugliov et al., 1979; Ștefănescu, 1967; Vialov, 1965)³. Elles reflétaient le niveau de la connaissance, mais les conceptions différentes des auteurs aussi.

Problèmes concernant les zones internes

Un des problèmes essentiels concernant les corrélations dans les parties internes des Carpathes Orientales est d'établir la position de la zone des klippes pienines et ses relations avec les unités limitrophes.

Les précisions apportées par Andrusov (1933) sur la position plus interne de la zone des klippes pienines par rapport aux klippes de Maramureș sont toujours de première importance pour les corrélations régionales. En omettant cette réalité-là, aussi bien que d'autres éléments qui ont complété l'image esquissée par Andrusov, on a corrélé d'une manière erronée la zone des klippes pienines avec la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales (Băncilă, 1965; Băncilă, Marinescu, 1969; Filipescu, 1968; Muratov, 1947). Les recherches des géologues soviétiques ont montré assez clairement (Vialov, 1965; Bízova, Beer, 1974; Krugliov, Kulcitzki, 1974) qu'au moins une unité tectonique indépendante s'interpose entre les klippes pienines et les klippes de Maramureș⁴. La position des klippes de Poiana Botizei (qui sont des éléments pienins) souligne encore mieux la position des klippes pienines par rapport aux Dacides Orientales (= zone cristallino-mésozoïque et unités à tectogénèse crétacée situées immédiatement à l'extérieur de celle-ci). Dans ce contexte il est à préciser aussi que la zone des klippes de Maramureș représente en fait l'aire d'affleurement du Wildflysch bucovinien (Săndulescu, 1972, 1975), marquant ainsi l'extension vers l'ouest, par-dessous la couverture post-nappes néocrétacé-éomiocène, des unités (nappes) centrales est-carpathiques.

L'unité qui s'interpose entre la zone des klippes pienines et les nappes centrales est-carpathiques c'est la nappe de Dragovo-Petrova

³ Récemment, à l'occasion du XI-e Congrès de l'AGCB de Kiew, ont été présentées pour publication des notes de corrélation structurale de: Băncilă et Marinescu, Dicea et al., Kulcitzki, Săndulescu, Vialov, etc.

⁴ A ne pas confondre avec le „Massif de Maramureș“, nom sous lequel on désigne la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales, dans son ensemble.



(Săndulescu, 1972, 1975). Celle-ci peut être suivie en affleurement ininterrompu de l'Ukraine subcarpathique occidentale jusqu'en Maramureş, au sud de la Tisa. Elle est chevauchée de l'intérieur par l'unité des klippes pienines et chevauche vers l'extérieur la couverture post-nappes, néocrétacé-éomiocène, des unités centrales est-carpathiques (pl. I, II). Plusieurs auteurs (Vialov, 1965 ; Săndulescu, 1972, 1975 ; Bîzova, Beer, 1974) considèrent cette unité équivalente de la nappe de Măgura ou, au moins, de la partie interne de celle-ci.

Les affleurements de la nappe de Dragovo-Petrova s'arrêtaient, au sud, sur la faille de Bogdan Vodă⁵, qui la sépare de la nappe de Botiza. Cette dernière se développe depuis la partie nord des Monts de Tibleş jusqu'au-dessous des volcanites néogènes des Monts Gutin (la partie méridionale de ceux-ci). Les formations paléogènes qui affleurent à Chiuzbaia, Valea Romanilor, Ulmoasa et Ilba (en partie) appartiennent à cette unité, notamment à ses écailles frontales.

Nos dernières recherches ont montré que la nappe de Botiza a une structure complexe, ses écailles frontales présentant des successions lithostratigraphiques différentes par rapport à la partie principale de la nappe et même, par endroits, entre eux. Les klippes de Poiana Botizei se trouvent justement dans ces écailles frontales de la nappe. La partie principale, le corps de la nappe, s'individualise ainsi avec une position supérieure aux éléments pienins et par conséquent avec une position paléogéographique primaire plus interne que ceux-ci. D'où l'impossibilité d'équivaloir la nappe de Botiza à celle de Dragovo-Petrova. D'ailleurs, les successions lithostratigraphiques des deux unités sont suffisamment différentes.

On arrive donc à corrélérer la partie frontale de la nappe de Botiza seulement avec la zone des klippes pienines. Pour trouver un équivalent structural du corps principal de cette nappe il faut faire appel aux données connues des forages dans le soubassement de la dépression transcarpathique et de la Slovaquie orientale, aussi bien que de la partie nord de la Dépression pannonienne (Fusan et al., 1972 ; Wein, 1969 ; Petraschkevich, 1971 ; Săndulescu, 1974)⁶ ; ce sont bien entendu les formations prébadéniennes qui sont à envisager. On constate ainsi qu'au sud de la zone des klippes — jusque dans le bassin de Teresva à l'est — se trouvent des éléments structuraux appartenant aux unités qui affleurent dans les Carpathes Occidentales centrales (Vialov, 1953). Mais certains forages ont montré également l'existence des chevauchements d'âge tertiaire qui ne peuvent donc pas appartenir aux unités central-ouest-carpathiques où les charriages sont néocrétacés (pré-Gosau).

⁵ Nous avons désigné de ce nom la fracture qu'on suit de Säcel jusqu'au-dessous des volcanites néogènes des Monts Gutin (Săndulescu, 1976, Arch. I.G.G.). Elle est une faille composite avec le flanc sud affaissé et à déplacements sénestres.

⁶ Op. cit., point 5.



La présence des nappes subtatriques dans l'aire mentionnée est soulignée par les forages d'Ujgorod, Zaluj et Beregovo. On y a pu identifier (Vialov et al., 1963) des formations appartenant à la nappe de Kryzna (Ujgorod 1), mais il y a des indices (Jivko, Petraschkevich, 1971) sur la présence des nappes subtatriques supérieures aussi (Beregovo 8, Zaluj 2,4,6) et même des éléments appartenant aux Gémérides (Chop et Beregovo).

Un problème particulier est la datation et la position structurale des formations faiblement métamorphisées rencontrées dans les forages d'Ujgorod (2—4) et de la Slovaquie orientale où elles ont été décrites dans le „bloc“ de Pozdiscoe-Inacov (Fusani et al., 1972). Ces formations ont été attribuées, avec certaines réserves, au Paléozoïque, mais on a également envisagé (Vialov et al., 1963) leur âge mésozoïque. Il nous semble possible qu'elles constituent une fenêtre tectonique, actuellement recouverte par les molasses néogènes. Seraient-elles un élément des Tatrides ou bien un élément inférieur à celles-ci ? La deuxième hypothèse serait étayée par la possibilité d'accepter pour ces formations — auxquelles sont associées dans la Slovaquie orientale des roches basiques ! (Fusani et al., 1972) — un âge mésozoïque qui les rapprocherait des éléments peniniques des Alpes (schistes lustrés). D'ailleurs, du Mésozoïque ne se trouve à ce faciès-là ni dans les Tatrides, ni dans les Véporides et moins encore dans les nappes subtatriques.

Sur le territoire des Carpathes Orientales centrales on ne trouve jamais d'unités équivalant celles des Carpathes Occidentales centrales et donc ni celles qui se trouvent dans le soubassement des molasses néogènes transcarpathiques. Les unités tatriques et subtatriques se retrouvent pourtant dans les Monts Apuseni septentrionaux (Sandulescu, 1972 ; Bleahu, 1976 ; Patrulius, 1976). Nous reviendrons sur ce problème.

Dans le soubassement de la dépression de Solotvin (partie orientale de la dépression transcarpathique) on a trouvé dans les forages, au sud de la zone des klippes pienines, des formations crétacées et paléogènes, déformées par une tectogenèse post-paléogène et anté-badénienne, très probablement intraéomiocène. Il s'agit d'abord de la série de Kricevo (Petraschkevich, 1971), à dominance pélitique et intercalations gréseuses, qui a délivré une microfaune crétacée (jusqu'au Maestrichtien). Elle est charriée, avec les formations paléogènes qui la surmontent (le faciès barriolé de Petraschkevich), sur des grès paléogènes. Ce fait, ainsi que la présence du Sénonien dans la série de Kricevo, nous interdit de la ranger parmi les unités centrales ouest-carpathiques. Elle est donc une unité de la deuxième phase pienine (éomiocène), donc du même âge que les nappes de Dragovo-Petrova et de Botiza. Au sud de l'aire de développement de l'unité de Kricevo on a rencontré — toujours dans les forages — au-dessous des dépôts paléogènes et sénoniens, des formations jurassiques et triasiques (volcano-sédimentaires), qui peuvent être attribuées aux unités subtatriques supérieures. On peut donc admettre que les unités des Carpathes Occi-



dentales centrales, arrivent, recouvertes par les molasses néogènes, jusque sous les Monts d'Oaș (pl. II).

Les formations gréseuses éocènes (série de Dubrava), par dessus lesquelles est charriée la nappe de Kricevo, appartiennent ou bien à l'enveloppe paléogène des klippes pienines, ou bien à un élément structural situé sur la bordure sud de celle-ci. Dans cette deuxième hypothèse elles peuvent être, à la rigueur, corrélées avec les formations appartenant au corps principal de la nappe de Botiza (équivalents du grès de Secu, par exemple). Ou bien la série de Dubrava serait-elle une partie de l'unité de Dragovo-Petrova ? Dans ce cas on doit admettre que l'unité des klippes pienines a été charriée au front de l'unité de Kricevo et que les formations de la nappe de Dragovo-Petrova serait le para-autochtone des deux.

La série de Kricevo, traversée par les forages de la rive nord de la vallée de la Tissa (à Solotvin), doit logiquement se continuer au sud de cette vallée, en Roumanie, au-dessous des volcanites néogènes ou de la dépression de Ocna Șugatag (prolongement méridional de la dépression de Solotvin). Le seul endroit où l'on peut supposer que des formations lithologiquement semblables à la série de Kricevo ont été rencontrées au sud de la Tissa est le forage de Valea Rea (pentes nord-ouest des Monts de Gutin). Il reste pourtant à prouver, dans ce forage, l'âge des formations pélitiques, sombres, que nous supposons appartenir à cette série.

L'ensemble de l'édifice constitué par les unités charriées qui se trouvent dans le soubassement de la dépression transcarpathique, et aussi des dépressions avoisinantes, a été morcelé par des fractures transversales et longitudinales, évidemment post-nappes. Cette situation a crée une certaine confusion dans les interprétations de la structure, un grand nombre de géologues considérant le soubassement de ces dépressions affecté seulement par une tectonique rupturale (tectonique des „blocs“). Il est pourtant évident — et les forages le prouvent — que la tectonique rupturale a succédé aux phases de déformations tangentielles de compression, importantes, qui ont engendré les charriages ci-dessus mentionnés. Parmi les fractures post-nappes il y en a certaines qui ont une importance particulière, soulignée aussi par les données géophysiques. Il s'agit de la fracture qui longe au sud la zone des klippes pienines et de la fracture péri-pannonienne située plus au sud, sur l'alignement Chop-Beregovo-Sud Vinogradov. Cette dernière est le prolongement direct, ou en coulisse, de la faille Bogdan Vodă, que nous avons déjà mentionnée. Le système de fractures transversales (NS ou NE-SO) semble être plus jeune que les failles longitudinales. Une des fractures transversales importantes est la faille de Făget (Sănduleșcu, 1974)⁷, qui se prolonge aussi au nord de la Tissa dans la région de Solotvin.

Avant d'aller plus loin dans l'analyse, nous tenons à en faire le point, en remarquant que :

⁷ Op. cit., point 5.



— les unités structurales des Carpathes Occidentales centrales se prolongent, à l'est de leur limite d'affleurement, par la Slovaquie orientale jusque dans le soubassement des monts volcaniques d'Oaș ;

— à l'est de l'Uj et jusqu'au nord-ouest du Maramureș entre les unités centrales ouest-carpathiques et les unités pienines se trouvent des unités à tectogenèse tertiaire (éomiocène) ;

— le corps principal de la nappe de Botiza est plus interne et supérieur aux éléments pienins de Poiana Botizei (qui se trouvent dans des écailles à successions lithostratigraphiques distinctes) ; il peut être, à la rigueur, corrélé avec une des unités à tectogenèse éomiocène qu'on a mentionnées, peut-être avec celle qui est constituée par la série de Dubrava ;

— le système des failles transversales et longitudinales s'est constitué après les charriages.

Dans le même cadre il est important d'analyser l'appartenance et la position paléogéographique de la nappe du Wildflysch (Dumitrescu, 1957). Cette nappe est constituée : 1) d'une formation éocène, qui dépasse par endroits 1000 m, à la constitution de laquelle participent des séquences de type Wildflysch (argiles à blocs) et des séquences gréso-conglomératiques et 2) de grès oligo-miocènes à caractères proches du grès de Borșa (flysch gréseux). Les klippes sédimentaires emballées dans les argiles (ou marnes) à blocs sont constituées pour la plupart de calcaires algolithiques, de brèches faites des mêmes calcaires et de calcarénites, d'âge Eocène moyen (et supérieur ?). L'existence de ces calcaires nous a suggéré la comparaison (Sandulescu, 1975) du Wildflysch avec le faciès de Mijava du Paléogène des Carpathes Occidentales. De même que dans le faciès de Wildflysch, les calcaires et leurs brèches se trouvent, dans la zone de Mijava, associées à des niveaux de Wildflysch (Schreibner, 1968). Dans cette corrélation il faut pourtant tenir compte de quelques aspects partiellement contradictoires :

— la zone de Mijava a une position interne (méridionale) par rapport à la zone des klippes pienines, étant située sur la marge nord des Carpathes centrales occidentales ;

— la nappe du Wildflysch est également située au nord de l'autochtone de Bihor (= Tatrides), mais, apparemment, serait plus externe que les éléments pienins de Poiana Botizei ;

folos!

— les formations éocènes de la nappe du Wildflysch ont été comparées (Patrulius et al., 1960 ; Bombiță, 1971 ; Antonescu et al., 1976) aux couches de Valea Carelor (Priabonien ?-Oligocène), qui sont développées dans la couverture post-nappes des Dacides Orientales, et au-dessus de laquelle la nappe est charriée. Il faut pourtant remarquer que, au point de vue de la constitution lithologique, les éléments allochtones des deux formations comparées diffèrent : calcaires et brèches éocènes (moyens) dans le Wildflysch, pélites sénoniennes et paléocènes, calcaires éocènes, couches de l'Oligocène inférieur, dans les couches de Valea Carelor. Ces différences nous incitent à considérer que les deux faciès de type Wildflysch sont tributaires de sources diffé-



rentes de matériel allochtone et ont eu des positions paléogéographiques différentes⁸;

— le faciès des formations oligocènes (qui montent aussi au Miocène inférieur) de la nappe du Wildflysch se rapproche beaucoup de celui du grès de Borșa, développé dans la couverture post-nappe des Dacides orientales.

Deux hypothèses sont à envisager quant à la position de la nappe du Wildflysch : (1) elle a une position „ultra“, dépassant entièrement, pendant les processus de charriage, la nappe de Botiza et les klippes et (2) la position actuelle de la nappe reflète également la position structurale relative avant le charriage, donc elle était externe par rapport aux éléments pienins. Pour cette deuxième hypothèse plaident les affinités des formations oligocènes de la nappe avec leurs équivalents de la couverture post-tectonique, mais il reste dans ce cas-là à préciser la position de la nappe du Wildflysch par rapport à la nappe de Dragovo-Petrova. Toujours dans cette deuxième hypothèse on ne peut pas encore décider si la nappe du Wildflysch est entièrement décollée de son substratum, comme un immense lambeau de rabotage, ou si le plan de chevauchement cisaille le socle aussi.

Pour ce qui est de la nappe de Botiza il faut admettre qu'elle a une position „ultra“ dépassant entièrement, au Sud de la faille de Bogdan Vodă, la nappe de Dragovo-Petrova. D'ailleurs, cette faille doit admettre nécessairement des translations sénestres, pour arriver à raccorder les éléments qu'elle recoupe.

En synthétisant les considérations que nous venons de faire, il est nécessaire de souligner qu'entre le „bloc“ consolidé par suite des charriages mésocrétacés, qui groupe les unités de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales, et le „bloc“ consolidé après les charriages pré-Gosau, des éléments centraux ouest-carpathiques, s'est esquisqué — au cours du Paléogène — un sillon complexe dont le soufflement était, au moins en partie, de type pienin, donc déformé lui-aussi dans le Néocrétacé. Ce sillon a subi des serrages importants lors des tectogenèses éomiocènes, qui ont engendré les nappes de Dragovo-Petrova, de Botiza, les nappes tertiaires pienines, celle de Kricevo, etc.

Pendant les serrages tertiaires, ci-dessus mentionnés, ont été reprises ou engendrées quelques cassures à composantes horizontales. Il s'agit surtout de la fracture nord-transylvaine et de celle est-pannonienne (Sănduleșcu, Visarion, 1979). La première, à déplacement sénestre, a permis au „bloc“ des Dacides orientales (y compris sa couverture post-nappe) de subir un processus de sous-charriage par rapport aux nappes tertiaires, la seconde a facilité le mouvement vers le nord-est d'une partie du „bloc“ des Dacides occidentales par dessus

⁸ Nous tenons à préciser que dans une excursion d'étude en Pologne nous avons constaté qu'au moins une partie de la série de Hulina (présentée en terrain par W. Sikora) ressemble étrangement aux couches de Valea Carelor. La série de Hulina occupe, dans l'ensemble de la zone des klippes pienines, une position externe.



les „racines“ des nappes tertiaires. En rappelant que les nappes serrées entre les deux „blocs“ sont des nappes de couverture, il devient évident que le raccourcissement de la croûte y a été important, fait contrôlé aussi par la géophysique (Rădulescu et al., 1976).

Toujours en rapport avec les problèmes de corrélation des zones carpathiques internes, nous examinerons rapidement la question des nappes transylvaines dans le Massif de Rahov et à l'ouest de celui-ci. La coupe du mont Soimul (Bîzova et al., 1971) nous permet d'interpréter les formations triasiques carbonatées, auxquelles sont associés des sils de roches basiques (cf. Lomize), comme un lambeau de recouvrement appartenant aux nappes transylvaines. Ce lambeau repose sur des roches mésozoïques qui surmontent les formations cristallines de la nappe de Delovetzk. Or, cette nappe est considérée l'équivalent de la nappe sub-bucovinienne (= Rodna-Mestecăniș) (Kräutner, 1972 ; Sandulescu, 1972, 1975 ; Bercia et al., 1976), qui nulle part ne supporte directement les nappes transylvaines. Serait-elle présente, la nappe bucovinienne, dans le mont Soimul, mais pas encore séparée de celle sub-bucovinienne (Delovetzk) ?

Les éléments transylvains se trouvent aussi dans la zone des klippes de Maramureș, emballés dans le Wildflysch bucovinien qui y affleure. On remarque l'abondance (Cernov, 1972) des klippes sédimentaires constituées de calcaires urgoniens, à côté desquelles existent aussi des klippes de calcaires jurassiques et des roches basiques et ultrabasiques (Lomize, 1976). La plupart appartiennent à la série de Hăghimaș, mais quelques éléments qu'on peut attribuer à celle de Persani y sont également présents : dans la vallée de la Tereblia (à Dobrovitz) nous avons observé⁹ des klippes sédimentaires constituées de grès werféniens du type connu dans le synclinal de Rarău et de Hăghimaș (Sandulescu, 1973, 1976) dans la série de Persani.

La présence des éléments allochtones transylvains jusque dans la zone des klippes de Maramureș implique également le prolongement de leur aire d'origine jusqu'au moins la même transversale. Les restes de cette aire, non pas écrasés et „consommés“ après les serrages crétacés, ont été probablement entièrement succionnés lors des charriages tertiaires. On arrive ainsi à expliquer la disparition — au nord de la faille nord-transylvaine — de la zone ophiolitique (Sandulescu, Visarion, 1979) (pl. II) connue dans le soubassement de la Dépression de la Transylvanie, qui y est conservée précisément à cause de l'absence des serrages tertiaires.

Un problème qui concerne également les corrélations des zones internes est celui de la série de Roziss et de l'unité de Belopotok. La série et l'unité de Roziss ont été corrélées (Bercia et Bercia, 1970 ; Kräutner, 1972 ; Sandulescu, 1972, 1975) avec l'unité d'Argestru. Ayant examiné dans la vallée de la Tissa⁹ la série de Roziss (constituée surtout de phyllites violacées), nous avons constaté qu'elle diffère de celle d'Argestru. Ce qui ont en commun les deux séries c'est

⁹ A l'occasion du XI-e Congrès de l'AGCB.



le faible degré de métamorphisme et leur toit structural (la nappe sub-bucovinienne = nappe de Delovetzk). Mais l'unité sur laquelle elles chevauchent semble être différente : unité de Belopotok dans le massif de Rahov, nappe de Iacobeni dans les Monts de Bistrița. Or, cette dernière est structuralement supérieure et paléogéographiquement plus interne que l'unité de Belopotok (Bercia et al., 1976 ; Săndulescu, 1975, 1976 b) qui est pourtant corrélable avec les éléments affleurant dans la fenêtre de Vaser (cristallin surmonté d'un Mésozoïque débutant par le Lias !). On peut donc conclure que les deux unités (Roziss et Argestru), qui sont d'immenses lambeaux de rabotage, ont une position structurale semblable (entraînées à la base de la nappe sub-bucovinienne), mais qu'elles peuvent provenir des zones différentes si elles sont du même âge, ou d'une même zone si elles ont des âges différents.

Problèmes de corrélation dans la zone du Flysch

Nous nous bornerons à analyser seulement quelques aspects de la corrélation des unités à matériel Flysch.

A l'exception de Ștefănescu (1967) et Săndulescu (1972, 1975), tous les autres auteurs roumains (Băncilă, 1965 ; Băncilă, Marinescu, 1969, 1971) et soviétiques (Vialov, 1965 ; Kulicitzki, 1966 ; Bîzova, Beer, 1974 ; Krugliov, 1971, etc.) ont équivalé l'unité de Burkut (= unité de Suhov = unité de Porculeț) à la nappe du Flysch Curbicortical (= nappe de Teleajen) (= unité est-interne). Examinant¹⁰ les coupes des vallées de Rika, Tereblia et Tissa, nous avons constaté encore une fois que les formations crétacées inférieures de l'unité de Burkut ne sont pas du type pareil au Flysch Curbicortical. Elles ont, au contraire, de grandes affinités avec certains flyschs éocrétacés, plus jeunes que les couches de Sinaia, de la nappe de Ceahlău. Les séquences de Flysch gréoso-schisteux, binaire, de la série de Belaia Tissa-Burkut sont semblables au „Flysch marno-gréseux rouille“ (= couches de Piscu cu Brazi), tandis que celles gréseuses, massives, rappellent les grès en gros bancs qui constituent une partie du Flysch de Simmartin-Bodoc, ou les grès de Poiana Maicilor, situés au-dessous des conglomérats de Ceahlău. Cela prouve pour tous ces flyschs le même type de source pour le matériel clastique. Elles sont bien différentes de celles du Flysch Curbicortical.

Auparavant nous avons corrélé l'unité de Burkut avec la digitation de Bodoc (Săndulescu, 1972, 1975), de la nappe de Ceahlău. Récemment les géologues soviétiques ont distingué¹¹ plusieurs zones dans l'unité de Burkut. On peut donc envisager la possibilité que les sous-unités externes seulement, riches en arénites massives, correspondent à la digitation de Bodoc, les autres ayant une position médiane entre celle-ci et la digitation de Ciuc, plus interne. Cette dernière cor-

¹⁰ Op. cit., point 9.

¹¹ Excursion du Congrès XI de l'AGCB et Carte géologique des Carpathes ucrainiennes (1 : 200.000).



respond dans les Carpathes ucrainiennes à la „zone“ de Rahov *s. str.*, où les couches de Sinaia (= couches de Rahov) affleurent sur de grandes surfaces ; là nous avons également observé¹², dans la vallée de la Trebleia, des formations de type grès de Bistra.

Conformément aux considérations que nous venons de faire, la nappe du Flysch Curbicortical serait plus externe que l'unité de Burkut. Elle disparaît en affleurement dans les bassins hydrographiques de la Belaia Tissa et du Ceremuș, coincée entre la nappe de Ceahlău et celle d'Audia (= nappe de Czernahora). A l'ouest de la vallée de la Tissa, dans une position tectonique similaire, affleure la nappe de Svedovetzk (cf. Vialov). Elle garde de la nappe du Flysch Curbicortical seulement les lithofaciès du Crétacé supérieur (les couches de Lolin), l'Eocrétacé étant représenté par la suite de Schypote (= série des Schistes Noirs). Deux hypothèses sont à envisager :

— l'unité de Svedovetzk représente un relai plus externe de la nappe du Flysch Curbicortical ;

— les deux unités sont deux tronçons de la même unité, le lithofaciès du Flysch Curbicortical passant longitudinalement et graduellement aux Schistes Noirs.

Dans les deux hypothèses, il est difficile de décider si la nappe du Flysch Curbicortical disparaît définitivement à l'Ouest de la Tissa ou si elle n'est que recouverte tectoniquement par les charriages plus internes. De toute manière, il est évident qu'entre les vallées de la Tissa et de l'Uj se réalise un vaste relai, depuis la nappe de Dukla à l'intérieur jusqu'à la nappe de Skole à l'extérieur.

Il est important d'analyser dans ce contexte les équivalents de la nappe de Tarcau dans les Carpathes ucrainiennes. Băncilă (1965), Băncilă et Marinescu (1968, 1971), Sandulescu (1972, 1975), Swidzinski (1949), Dowiarz (1963) et d'autres aussi ont équivallé la nappe de Tarcau avec l'unité des skibas (= nappe de Skole) et la „dépression centrale“ (de Krosno). Des controverses existent pourtant sur la manière dont les nappes silésienne et subsilésienne peuvent être prolongées dans la haute-vallée du Nistru et plus au Sud : pour certains auteurs elles se poursuivent à travers la „dépression de Krosno“ jusqu'au front de la nappe de Czernahora, pour d'autres les deux nappes disparaissent comme unités tectoniques au sud-est de la vallée du San. Nous avons pu observer¹³ dans la haute-vallée de l'Uj et de la Latoritza que dans la partie la plus interne de la „dépression de Krosno“ — devant le chevauchement de la nappe de Dukla est développé dans l'Oligocène (et le Miocène inférieur)¹⁴ le lithofaciès de Slon — à klippes sédimentaires et matériel resédimenté de pélites crétacées supérieures et paléogènes, rouges et barriolées, mais aussi de ménilites (Oligocène) et marnes à Globigérines (Priabonien). Cette situa-

¹² Op. cit., point 11.

¹³ Op. cit., point 11.

¹⁴ On a prouvé dans les Carpathes roumaines (Stefănescu, 1976) que le lithofaciès de Slon monte au Miocène inférieur.



tion nous incite à considérer que le domaine correspondant à la partie la plus interne de la nappe de Tarcău — où est développé le faciès de Slon — se prolonge au moins jusqu'à la vallée de l'Uj. Du fait que le front de la nappe de Tarcău est clairement le même que celui de l'unité des skibas, il faut logiquement équivaloir le domaine de la nappe de Tarcău avec le domaine qui renferme les skibas et la „dépression de Krosno“, jusqu'au front de l'unité de Dukla. Plus au nord ce domaine se prolonge dans les nappes silésienne, subsilésienne et de Skole, réunies. Bien sûr que le long de cette vaste zone des variations de faciès peuvent être envisagées, mais beaucoup de caractères lithofaciaux restent communs. Ces faits montrent que la nappe silésienne ne peut pas être liée à celle de Czernahora, puisqu'on doit interrompre sans raison la continuité réelle du lithofaciès à brèches sédimentaires (Slon) qui se poursuit de la vallée de la Ialomița jusqu'au-delà de la vallée de l'Uj.

Le dernier problème que nous voulons analyser concerne l'unité des plis marginaux (= unité externe). Cette unité correspond en grandes lignes à l'unité de Pocutie et des plis de Boryslav, d'après les suppositions de nombre de géologues (Băncilă, 1965; Băncilă, Marinescu, 1969; Dicea, 1974; Jaja, 1965; Sandulescu, 1972, 1975; Dowiarz, 1963, etc.). Examinant¹⁵ les plis de Pocutie sur la transversale Ceremuș-Prut, nous avons constaté des différences sensibles de lithofaciès par rapport aux plis marginaux de la demi-fenêtre de Bistrița. Les successions lithostratigraphiques des plis de Pocutie sont plus proches de celles des skibas et seulement dans le plis le plus externe — à Kosovo — on peut observer des éléments lithofaciaux semblables aux plis marginaux. Pour expliquer cette situation on peut ou bien faire appel à d'importantes et rapides variations de faciès dans le sens longitudinal, ou bien imaginer plusieurs unités qui se relaient du nord vers le sud et de l'intérieur vers l'extérieur, ce qui situera l'unité des plis marginaux de la démi-fenêtre de Bistrița dans un relai plus externe que les plis de Pocutie. Dans ce contexte on peut considérer les „lambeaux de poussée“ situés au front de la nappe de Tarcău (entre les vallées de la Suceava et du Neamțu) provenant éventuellement des plis de Pocutie qui se poursuivraient donc à l'intérieur des plis marginaux, par-dessous la nappe de Tarcău. Nous considérons que les deux phénomènes, variations longitudinales de faciès et relais structuraux, se combinent pour arriver à l'actuelle image des éléments les plus externes de la zone du Flysch. Cela explique également la présence des couches de Putna, largement développées dans la nappe de Tarcău, signalées (Sandulescu et Micu, in Micu, 1976) dans les plis marginaux (leur partie la plus interne) de la démi-fenêtre de Bistrița où elles sont surmontées par une séquence éocène-oligocène typique pour ces derniers.

A partir des corrélations que nous venons de faire et fondés sur les lithofaciès du Crétacé inférieur des nappes de la zone du Flysch

¹⁵ Op. cit., point 11.



on peut y distinguer deux groupes majeurs d'unités : 1) le groupe externe à Eocrétacé de type Schistes Noirs (le type silésien) et 2) le groupe interne à Eocrétacé de type couches de Sinaia. Une position particulière à la première vue a, encore une fois, la nappe du Flysch Curbicortical : ces formations crétacé-inférieures ont des affinités autant avec le lithofaciès silésien — pour les niveaux les plus anciens connus dans la nappe — ainsi qu'avec ceux internes — pour l'Albien surtout. Nous la rattachons pourtant au domaine externe, puisque : elle n'a pas tout de même de couches de Sinaia et puisque le Flysch Curbicortical montre des passages latéraux et longitudinaux au faciès silésien. Elle sera une unité avec un développement particulier du Crétacé inférieur situé sur le bord interne du domaine silésien que, pour le moment, nous considérons avoir été développé sur une croûte continentale, tandis que celui des couches de Sinaia était situé sur une croûte à caractères océaniques (Rădulescu, Sandulescu, 1973).

Le groupement présenté ci-dessus élargit le schéma proposé par Bîzova et Beer (1974), qui distinguent les groupes Rahov-Burkut et Czernahora — Silésien, en le modifiant également.

Le groupement que nous proposons est matérialisé non seulement par les caractères lithofaciaux du Crétacé inférieur, mais aussi par l'évolution des tectogenèses. Le domaine des couches de Sinaia a subi l'influence des tectogenèses crétacées (dacidiques), qui manquent dans le domaine silésien, où les tectogenèses principales sont exclusivement mio-cénées (moldavidiques).

Si l'on tient compte de l'ensemble des nappes à matériel flysch des Carpathes Orientales et Occidentales, un troisième groupe vient s'ajouter — le groupe de Măgura. Il avait la position la plus interne avant les charriages miocènes, mais arrive dans les Carpathes Occidentales à dépasser par chevauchement les groupes des nappes à couches de Sinaia, ce qui les met en contact direct avec celles du groupes à lithofaciés silésien.

L'„interposition“ sur la transversale Maramureş-Carpathes ucraines des Dacides orientales entre le groupe Măgura (là représenté par la nappe de Dragovo-Petrova), auquel s'ajoutent les nappes à matériel flysch de la zone pienine et connexes, et les deux autres groupes, suggère l'existence au Paléogène et au Miocène inférieur de deux sillons complexes à sédimentation flysch, séparés par une ride. Celle-ci serait constituée des Dacides orientales „rigidisées“, au-dessus desquelles une couverture sédimentaire mince et lacunaire se développait pendant l'Eocène, ride qui était gagnée par une subsidence plus accusée, par endroits, à l'Oligocène et à l'Eomiocène.

La disposition paléogéotectonique ci-dessus esquissée rappelle (Sandulescu, 1975) celle des sillons flysch des Alpes Centrales (Trümpy, 1975). La ride constituée par les Dacides orientales est comparable à la ride briançonnaise. Elle est flanquée par deux sillons flysch — notamment : Măgura-Pienin à l'intérieur et groupe à lithofaciès silésiens à l'extérieur — comme la ride briançonnaise est située entre les sillons flysch, piémontais et valaisan. Jusqu'à quel point cette corré-



lation est-elle valable ? Géométriquement les deux ensembles sont très bien comparables ! Historiquement des différences existent, suivant les particularités dans l'évolution des tectogenèses. Dans un sens très général, les flyschs piémontais trouveront leurs équivalents dans le groupe de Măgura-Pienin et les flyschs valaisans, dans ceux des groupes plus externes. Si la ride briançonnaise se poursuit sans interruption dans celle des Dacides orientales („rigidisées“ puisque cette image est valable seulement pour le Paléogène), reste une question pour le moment insoluble. De cette corrélation résulte que les éléments pienins peuvent avoir une origine „piémontaise“. L'hypothèse semble être étayée par les schémas qui supposent (Sandulescu, 1975 ; Misik et al., 1975) pour le domaine pienin une croûte de type océanique.

On peut aller plus loin dans les corrélations, en comparant le charriage de l'ensemble austro-alpin sur les flyschs avec la position des Dacides occidentales qui représentent son prolongement dans les Carpathes. Elles seraient, elles-aussi, charriées sur les flyschs (et, en profondeur, sur les „racines“ de ceux-ci), issus du sillon Măgura-Pienin. Si l'on accepte l'interprétation que nous donnons aux formations faiblement métamorphisées de la fenêtre d'Ujgorod (voir cette note), ce charriage des Dacides occidentales se serait déroulé en deux moments : un moment crétacé qui est responsable du recouvrement tectonique des métamorphites mentionnés et le deuxième, qui est tertiaire, contemporain du serrage éomiocène qui a engendré les nappes à matériel flysch (Kricevo, pienines, Dragovo-Petrova, etc.). Ce deuxième moment se serait manifesté seulement au nord et à l'ouest de la faille nord-transylvaine. Dans le soubassement de la Dépression de Transylvanie est connu (Sandulescu, Visarion, 1979) seulement le premier moment pendant lequel l'„autochtone“ de Bihor (Tatrides) a chevauché la zone ophiolitique. Cette hypothèse nous permet de trouver une continuité plus accusée des éléments à caractères piémontais depuis les Alpes jusqu'au soubassement de la Dépression de Transylvanie. Là les formations ophiolitiques seraient moins métamorphiques que plus à l'ouest.

BIBLIOGRAPHIE

- Andrusow D. (1933) Sur la relation des Carpathes Orientales avec les Carpathes Occidentales. „Vestn.“ Serv. géol. Rép. Tchech., IX, pp. 157—165, Praga.
- (1960—1961) Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes Occidentales. Liv. mém. P. Fallot, II, pp. 519—529. Mém. h. — sér. SGF. Paris.
- Antonescu F., Mitrea G., Năstase N. (1975) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectoniciei zonei Poiana Botizei-Fiad. D. S. Inst. geol. geofiz., LXI, 5, pp. 3—35. București.



- Răncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ., 367 p., București.
- (1965) Sur la tectonique des Carpates Orientales. *Carp. Balk. geol. Assoc.*, I, pp. 257—266, Sofia.
- , Marinescu I. (1969) Remarques sur les correspondances structurales entre les Carpathes Orientales et les Carpathes Septentrionales. *Acta geol. Sci. Hung.*, XIII, 1—4, IX Congr. Carp.-Balk. geol. Assoc., I, pp. 115—123, Budapest.
- (1971) Remarks on the Structural Correspondence between the Eastern Carpathians and the Northern Carpathians (Beskids). *Geol. Rundsch.*, 60, 2, pp. 705—717, Stuttgart.
- Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contributions à la connaissance de la géologie de la région Vatra Dornei-Iacobeni (Carpathes Orientales). *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, pp. 7—49, București.
- , Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, pp. 37—70, București.
- Bîzova S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I., Hain V. E. (1971) Ob osnovnih certah tectoniki severnoh ciasti Marmarošskovo massiva (Vostocinie Karpat). *Geotect.*, 6, nov.-dec., pp. 79—86, Moscova.
- , Beer S. V. (1974) Osnovii osobenosti tectoniki Sovetskoi ciasti Flișevih Karpt. *Geotect.*, 6, nov.-dec., Moscova.
- Bleahu M. (1976) Structure géologique des Apuseni septentrionaux. *Rév. roum. géol., géoph., géogr.*, Sér. géol., 20, 1, pp. 27—39, București.
- Bombiță G. (1971) Studii geologice în munții Lăpușului. *An. Inst. Geol.*, XXXIX, pp. 7—107, București.
- Cervov V. G. (1972) Tectonika Marmarošskoi zoni utesov Sovetskikh. *Karpat. Vestn. Mosk. Univ.*, 2, pp. 23—36, Moscova.
- Dicea O. (1974) Studiul geologic al regiunii Voroneț-Suha Mică-Plotonița. *Inst. Geol., St. tehn. econ.*, J, 11, 158, p., București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesului și orizontării Cretacicului și Paleogenului în Bazinul Lăpușului (nordul Depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petrol și Gaze*, III, pp. 19—42, București.
- Ionesi L. (1971) Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei. Ed. Acad. R.S.R., 200 p., București.
- Jivko I. C., Petraskevici M. I. (1971) Geologicheskoe stroenie Zakarpatskovo vnutrenovo proghiba, in „Geologicheskoe stroenie i goriucie iskopaemie Ukrainski Karpat“. *Trud. UKRNI*, gr. I, XXV, Ed. Nedra, Moscova.
- Joja T. (1965) Structura geologică a flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, pp. 286—300, București.
- Krugliov S. S. (1971) Tectoniceskie rairovaniye i schema stratigrafii Urainikh Karpat, in „Geologicheskoe stroenie i goriucie iskopaemie Ukrainskih Karpat“. *Trud. UKRNI*, gr. I, XXV, Ed. Nedra, Moscova.



- , Kulcițki J. O. (1974) Marmaroș Zone, in „Tectonics of the Carpathian Barkan Region“. *Inst. Geol. „D. Stur“*, ed. Bratislava.
- Kräutner H. (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone den Nördlichen Ostkarpathen (Maramurescher Massiv). *Rév. roum. géol. géoph. géogr., Sér. géol.*, 16, 2, pp. 89—90, București.
- Ksiazkiewicz M. (1960—1963) Evolution structurale des Carpathes Polonaises. *Liv. mém. P. Fallot., Mém. h.*, sér. SGF, pp. 530—562, Paris.
- Kulcitzki J. O. (1966) O pokrovno-cesuiatom stroienii iujnovo sklona Urainskikh Karpat. *Geol. Sborn. Lvovsk. geol. obcest.*, 10, pp. 79—93, Lvov.
- Lomize V. E. (1976) K vaproso o Karpatskikh ofiolitov. *Dokl. Acad. SSR*, 230, 6, pp. 1410—1413, Moscova.
- Micu M. (1976) Harta geologică a României scara 1:50.000, foia Piatra Neamț. *Inst. geol. geof.*, ed., București.
- Muratov V. M. (1947) Tectonique et principales étapes du développement des Carpathes Orientales. *Bull. Soc. Natur. Moscou, sect. géol.*, XXII, 2, pp. 3—48, Moscova.
- Patrulius D., Motaș I., Bleahu M. (1960) Gheologhiceskoe stroenie Ruminskovo Maramureşa. *Assoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. IV*, I, pp. 74—89, Kiew-Lvov.
- (1976) Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux : corrélation chronostratigraphique et faciale. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., sér. géol.*, 20, 1, pp. 49—58, București.
- Petrashevici M. I. (1971) Gheologhiceskoe stroenie Zakarpatskovo proghiba-Stratigrafia, in „Gheologhiceskoe stroenie i goriucie iskopaemie Ukrainskikh Karpat“. *Trud. UKRNI*, gr. I, XXV, Ed. Nedra, Moscova.
- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate-Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophys.*, 16, pp. 155—161, Amsterdam.
- , Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie — Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, pp. 5, București.
- Săndulescu M. (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. geol.*, LVIII, 5, pp. 125—150, București.
- (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. geol.*, LIX, 5, pp. 59—92, București.
- (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *BSGF* (7), XVII, 8, pp. 299—358, București.
- (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 149—176, București.



- , Visarion M. (1979) Considérations sur la structure du soubassement de la Dépression de Transylvanie. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV, 5, Bucureşti.
- Scheibner E. (1968) Contributions to the knowledge of the Paleogene Reef-Complexes of the Myjava-Hricov-Haligova Zone (West Carpathians). *Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. hist. Geol.*, 8, pp. 67—91, München.
- Swidzinski H. (1948) Stratigraphical Index of the Northern Flysch Carpathians. *Inst. géol. Pol., Bull.* 37, 128, p., Warszawa.
- (1962) Sur la forme structurale de la zone des klippes piénines des Carpathes. *Bull. Acad. Pol. Scienc.*, sér. sci. géol. géogr., X, 3, pp. 133—143, Warszawa.
- Ştefănescu M. (1967) Les nappes internes du Flysch dans l'extrême nord des Carpates Orientales. *Assoc. geol. carp.-balk.*, VIII Congr., I, pp. 187—192, Belgrade.
- (1976) Harta geologică a României. Foaia Comarnic. Inst. geol. geof., ed., Bucureşti.
- Trümpy R. (1975) Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former Continental Margin and its Problems. *Amer. Jour. Scienc.*, 275-A, pp. 209—238.
- Vialov O. S. (1953) Obşee podrazdelenie zapadnih oblaste USSR. *Izd. AN SSR, ser. geol.*, 5, Moscova.
- , Burov V. S., Muravetki V. N. (1963) O haraktera fundamenta zapadnii ciasti Zakarpatskoi proghiba. *DAN URSR*, 10.
- (1965) Osnovnie problemi tektoniki Karpat. V sb. *geol. i geoch. neft. i gaz. mest.*, 1, Kiew.
- Wdowiarcz S. (1963) Vue d'ensemble de la zone du Flysch Karpathique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 85, Bull. 8, pp. 438, 471, Liège.
- Wein Gy. (1969) Tectonic Review of the Neogene-Covered Areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, pp. 399—436, Budapest.

QUESTIONS

F1. Antonescu: 1) Les écailles externes de la nappe de Botiza, celles qui contiennent les „klippes pienines“, représentent-elles une digitation de cette unité ou bien une unité structurale indépendante ?

2) Quel est l'équivalent de la nappe du Wildflysch sur le territoire des Carpathes ucrainiennes ?

Réponse: 1) Comme nous l'avons souligné dans la note, une certaine indépendance des écailles frontales par rapport au corps principal de la nappe de Botiza doit, sans aucun doute, être envisagée. Il est pourtant difficile, pour le



moment, de décider si les deux ensembles proviennent de deux aires de sédimentation différentes. Bien que leurs successions lithostratigraphiques ne se ressemblent trop, on peut supposer qu'aussi bien les écailles frontales que le corps principal de la nappe de Botiza proviennent d'une même zone à paléogéographie complexe, où elles ont eu des positions primaires juxtaposées.

2) On ne trouve pas, pour le moment (?), un équivalent de la nappe du Wildflysch dans les Carpathes ucrainiennes. D'ailleurs, même la position paléogéographique primaire de cette nappe reste sujet à discussion.

Bucur I. Sont-elles mentionnées, dans les Carpathes soviétiques, des formations du même type que la séquence connue dans les Carpathes Orientales roumaines sous le nom de faciès ou couches de Toroclej ?

Réponse : Dans le bassin hydrographique de Belaia Tissa on a décrit une série dite „de passage“ ou „mixte“. Elle est coincée entre la nappe de Burkut (front de la nappe de Ceahlău) et la nappe de Czernahora (= nappe d'Audia). Nous la considérons un possible équivalent de la série de Toroclej et donc une preuve de l'existence, jusque là, de la nappe du Flysch Curbicortical.

DISCUSSIONS

M. Ștefănescu : Dans la zone de courbure des Carpathes Orientales, les brèches appartenant à l'olistostrome de Slon se trouvent dans deux positions différentes : 1) le plus souvent elles sont liées aux dépôts oligocène-miocènes inférieurs du faciès des couches de Pucioasa à grès de Fusaru, développé dans la nappe de Tarcău, ou bien 2) surmontent en discordance les formations de la nappe de Teleajen.

Nous avons fait ces précisions puisque, en essayant en 1975 — après avoir visité la coupe de Latorița — une corrélation des Carpathes ucrainiennes et roumaines étayée sur l'existence de la zone où est développé le faciès de Slon, nous nous sommes heurté à certaines difficultés. Le mur des formations à faciès Slon de la vallée de la Latorița présentait un faciès assez différent des couches de Krosno. En plus, elles ont été présentées d'âge sénonien-paléocène („couches à Inocérames“). Si cet âge est correct, les brèches de Slon de la vallée de la Latorița surmonteraient, en discordance, les dépôts d'une unité plus interne que celle à couches de Krosno. Nous supposons d'ailleurs une situation comparable dans les Carpathes de Pologne aussi, sur la marge nord de la fenêtre de Mszana Dolna. Là un Flysch turono-sénonien, à intercalations de grès en gros bancs, comparable à celui développé dans la partie externe du Flysch de Teleajen de la courbure des Carpathes, est surmonté par une brèche sédimentaire que nous corrélons avec les brèches de Slon situées au-dessus de la série de Teleajen de la région de Vărbilău-Slănic.

A partir de ces considérations, nous signalons que le faciès de Slon n'est pas, à lui seul, un critère suffisant pour soutenir une corrélation, si l'on ne connaît pas son substratum. Il faut pourtant souligner que sa simple présence limite beaucoup les variantes de corrélation.

M. Săndulescu : La coupe de la vallée de la Latorița montre clairement que les brèches de type Slon, ainsi que les niveaux à résédimentation (cf.



Krugliov, Smirnov) sont intercalés dans une formation de type couches de Vinețisu, qui repose normalement sur des grès en gros bancs du type grès de Fusaru. La similitude avec la succession lithostratigraphique de l'Oligocène-Miocène inférieur de la partie interne de la nappe de Tarcău est par conséquent très nette. Les formations sénoniennes (couches de Bereznia de la nappe de Dukla) se développent en aval (position plus interne) du synclinal à couches de Vinețisu et brèches de Slon, le chevauchant clairement. La zone à klippes sédimentaires et brèches de type Slon se poursuit au sud-est de la vallée de la Latorița (cf. Carte géologique des Carpathes ucrainiennes 1:200.000) et arrivent en position externe par rapport au front de la nappe de Czernahora (= nappe d'Audia). Encore une fois l'identité avec la partie interne de la nappe de Tarcău ne laisse ombre de doute. Dans ces conditions nous considérons que attribuer cette zone à lithofaciès Slon à une autre unité, voir la nappe du Flysch Curbicortical (= nappe de Teleajen), devient une hypothèse très difficile, voir impossible, à soutenir.

En ce qui concerne les brèches de Mszana Dolna, même si elles sont du type des brèches de Slon (ce qui reste encore à être prouvé), elles ont une toute autre position : la fenêtre est ouverte dans la nappe de Măgura et l'unité qui y affleure est celle de Dukla. Ces brèches se trouvent donc dans une unité plus interne que celle qui abrite le faciès de type Slon des vallées de la Latorița, de l'Uj, etc. C'est à Mszana Dolna seulement qu'une comparaison avec la nappe du Flysch Curbicortical peut éventuellement être envisagée.



M. SĂNDULESCU

ESQUISSE TECTONIQUE DES CARPATHES INTERNES ENTRE LES MTS. RODNA ET KOŠICE

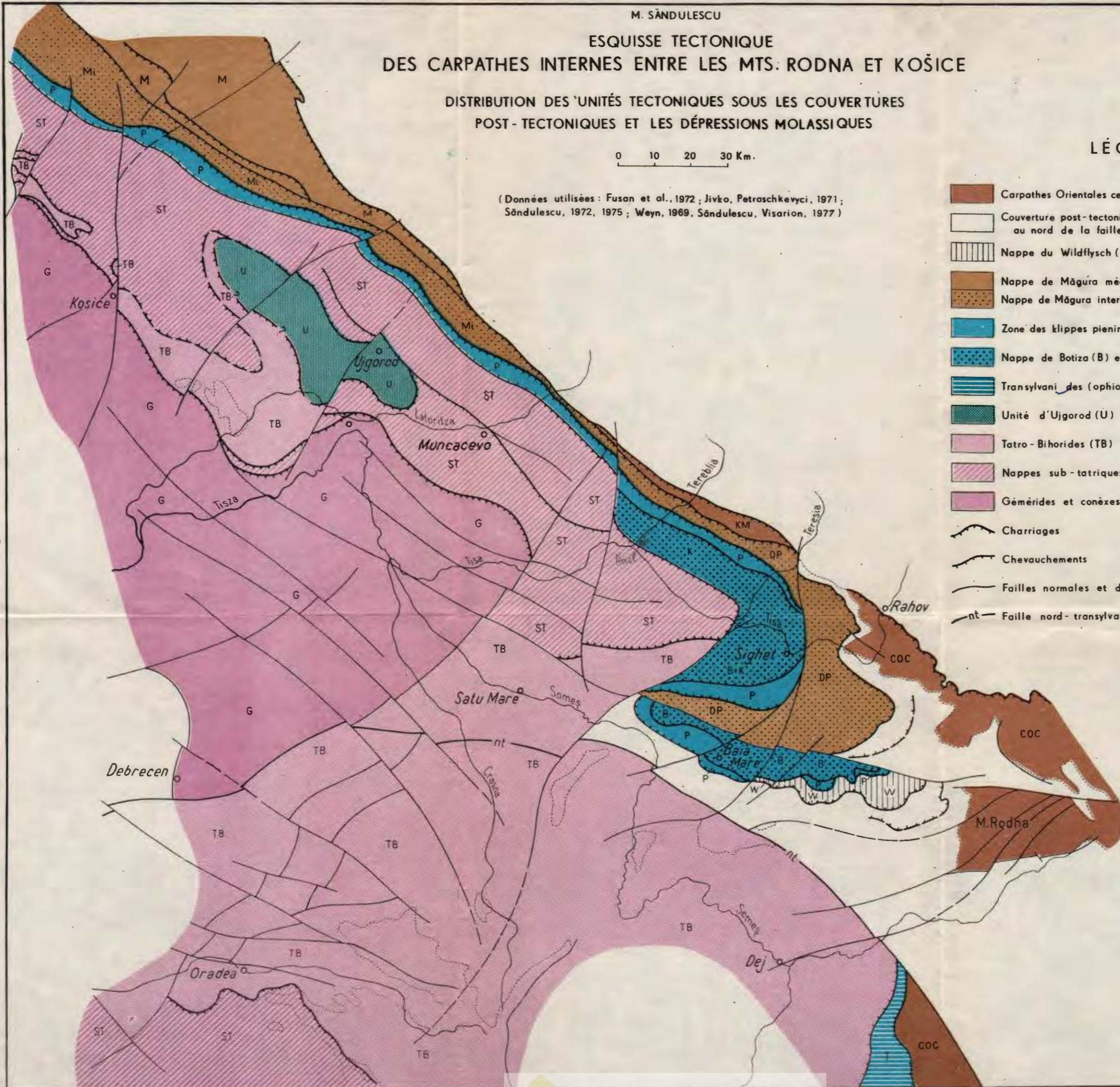
DISTRIBUTION DES UNITÉS TECTONIQUES SOUS LES COUVERTURES
POST-TECTONIQUES ET LES DÉPRESSIONS MOLASSIQUES

0 10 20 30 Km.

(Données utilisées : Fusan et al., 1972 ; Jivko, Petraschkevyci, 1971 ;
Săndulescu, 1972, 1975 ; Weyn, 1969, Săndulescu, Visarion, 1977)

LÉGENDE

- Carpathes Orientales centrales (COC) et klippes de Maramureş (KM)
- Couverture post-tectonique des Carpathes Orientales centrales au nord de la faille nord-transylvaine
- Nappe du Wildflysch (Lăpuş) (W)
- Nappe de Măgura médiane et externe (M)
- Nappe de Măgura interne (Mi) et nappe de Dragovo-Petrova (DP)
- Zone des klippes pienines et flyschs paléogènes conèxes (P)
- Nappe de Botiza (B) et unité de Kricovo (K)
- Transylvaniennes (ophiolites) (T)
- Unité d'Ugorod (U)
- Tatro-Bihorides (TB)
- Nappes sub-tatriques (ST)
- Gémérides et conèxes (G)
- Charriages
- Chevauchements
- Failles normales et décrochements
- nt — Faille nord-transylvaine

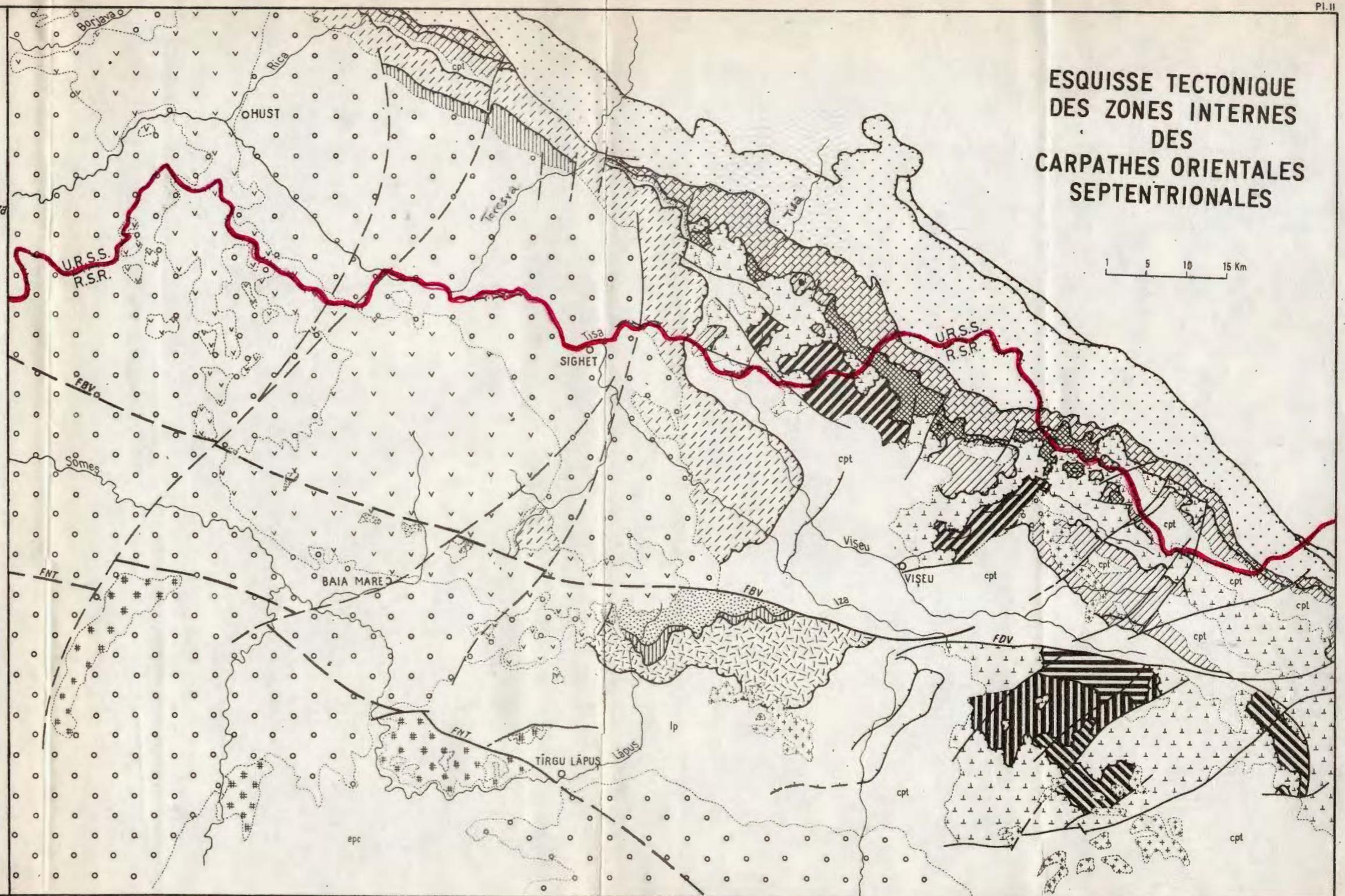


LÉGENDE

- Magmatites néogènes: a. Oaș-Gutin, b. Tibleș-Birgău-Toroiağa
- Dépressions molassiques néogènes
- PIENYDES (et unités connexes)
- Zone des klippes pienyennes et écailles frontales de la nappe de Botiza
- Nappe de Botiza
- Nappe du wildflysch
- Nappe de Dragovo-Petrova
- DACIDES ORIENTALES
 - cpt Couverture post-nappe (cpt) et unité de Lăpuș (lp)
 - Nappes transylvaines
 - Nappe bucovinienne
 - Nappe sub bucovinienne
 - Belopotok-Vaser (+Rozis,+Poleanca)
 - Anies
 - Stiol
 - Valea Vinului-Rusaia
 - Nappe du Flysch Noir (-Kameny Potoc-Civčin)
 - Digitation de Burkut-Bodoc
 - Digitation de Ciuc
- DACIDES OCCIDENTALES
 - epc Couverture post-nappe
 - Autochtonie de Bihor

ESQUISSE TECTONIQUE
DES ZONES INTERNES
DES
CARPATHES ORIENTALES
SEPTENTRIONALES

1 5 10 15 Km



D. S. Inst. geol. geofiz., vol. LXV (1977—1978). Pag. 181—192

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

BORDURA ESTICĂ A ZONEI CRISTALINO-MEZOOZoice ÎNTRE BROŞTENI ȘI BICAZ (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

ALEXANDRU VODĂ²

Stratigraphy of the crystalline formations. Tectonic unit. Overthrust nappe. Mineralizations. Barytine. Manganese. The East Carpathians. The Crystalline-Mesozoic zone. The Pietrosu-Barnar-Budacu-Grințieșul Mountain.

Abstract

The Eastern Border of the Crystalline-Mesozoic Zone between Broșteni and Bicaz (the East Carpathians). The eastern border of the crystalline-mesozoic zone was considered to belong to a single structural unit: the Bucovinic nappe. Between the Borca Brook and the Grințieșul Mare Brook, other units, that are inferior to the Bucovinic nappe, come into contact with the flysch zone. They are: the sub-Bucovinic nappe and the Iacobeni nappe. The Bucovinic nappe consists of the Rărău unit and Putna unit; the former consists of the Bretila series, while the latter is made up of the Tulgheș series. The sub-Bucovinic nappe includes the Pietrosu Bistriței unit which consists of the Pietrosu Bistriței formation. The Iacobeni nappe includes a new, weakly metamorphosed formation, namely the Steghioara formation, consisting of a lower complex with gray-blackish metapelites and an upper complex with products of a basic volcanism. The eastern border of the crystalline-mesozoic zone constitutes an example of erosion front for an ensemble of folded shear nappes in a low angle. Numerous outliers and overthrust slices occur along the overthrust planes.

În ultimii patru ani am efectuat cercetări geologice în regiunea din zonă Broșteni și Bicaz, studiind mineralizațiile cantonate în seria de

¹ Predată la 26 aprilie 1978, acceptată pentru publicare la 18 septembrie 1978, comunicată în ședința festivă a Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, la data de 6 decembrie 1977.

² Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Tulgheş, poziţia stratigrafică şi structurală în care acestea se întâlnesc. Am avut posibilitatea de a urmări şi complicaţiile tectonice din apropierea contactului zonei cristalino-mezozoice cu zona flişului pe o distanţă de peste 50 km, din valea Bistriţei, de la Broşteni şi pînă în valea Bicazului.

Noile delimitări stratigrafice şi imaginea structurală actuală fac posibilă conturarea mai precisă a ariilor de perspectivă pentru diversele substanţe minerale utile din regiune.

1. Date geologice generale

Bazele geologiei moderne în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali au fost puse de către I. Atanasiu, prin cercetările executate în regiunea Tulgheş (Atanasiu, 1928) şi de către M. Savul, prin cercetările din regiunea Vatra Dornei-Broşteni (Savul, 1938). Aceste lucrări monografice formează şi în prezent puncte de referinţă în discuţiile asupra zonei cristalino-mezozoice, cu toate că schemele structurale de atunci diferă mult de cele exprimate în lucrările mai noi. Ne referim la stilul structural, care, în ultima perioadă s-a impus prin argumentarea existenţei în zona cristalino-mezozoică a unor pînze de forfecare, constituite fie numai din şisturi cristaline, fie din şisturi cristaline şi sedimente mezozoice (Sandulescu, 1967, 1975; Bercia et al., 1967, 1976; Kräutner, 1976; Balintoni, Gheucă, 1976).

Pentru regiunea la care ne referim, în afară de unele detalii obţinute în perimetre restrînse, unde s-au executat prospecţiuni pentru diverse minereuri, stratigrafia şi structura regiunii este redată doar în lucrările de sinteză ale lui I. Rădulescu et al., 1967³ şi I. Bercia et al., 1971⁴, în care regiunea este considerată ca aparținând unei singure unităţi geologice, alcătuită din seria de Tulgheş, rocile bazice care apar pe pîrul Borca şi pîrul Stejarul fiind considerate ca aparținând seriei de Rebra şi apărînd în butoniere⁵ sau ferestre tectonice⁶.

În perioada 1973—1977 au fost reluate de către I.G.P.S.M.S. lucrările de sinteză pentru sulfuri polimetallice în regiunea dintre Leuş Ursului şi Bicazul Ardelean (Al. Vodă et al., 1975)⁷. Sînt în curs lucrări de sinteză pentru mangan în regiunea Borca-Broşteni.

Noul punct de vedere în ceea ce priveşte structura regiunii cercetate, se datorează punerii în evidenţă, de către noi, a formaţiunii paleozoice de Steghioara şi separării cartografice a unităţii de Pietrosu Bistriţei.

Bordura estică a zonei cristalino-mezozoice constituie un exemplu pentru un ansamblu de pînze de forfecare la unghi mic, pe planul de şariaj apărînd numeroase lame de şariaj.

³ Arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

⁴ Arh. I.G.G., Bucureşti.

⁵ Op. cit. pct. 3.

⁶ Op. cit. pct. 4.

⁷ Arh. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.



2. Date litostratigrafice

Vom face descrierea litostratigrafică doar pentru formațiunile metamorfice pentru care cercetările noastre au adus date noi.

a) *Formațiunea de Pietrosu Bistriței* apare cu o largă dezvoltare la vest de Broșteni, unde a fost separată pentru prima dată de Balintoni și Gheucă (1976). Apare, de asemenea, într-o fereastră tectonică pe pîrîul Borca, aval de confluența cu pîrîul Cheii și pe o suprafață întinsă în bazinul mijlociu al pîrîului Borca, alcătuind o bandă de aproape 1 km lățime, la contactul zonei cristalino-mezozoice cu zona flișului, bandă ce se continuă spre sud pînă la pîrîul Grințieșul Mare.

Formațiunea de Pietrosu Bistriței este alcătuită dintr-o succesiune de paragnaise cuarțo-muscovitice, de obicei cu biotit cloritizat, în care se intercalează în bază două sau trei nivele de cuarțite feldspatice, uneori cu aspect gnaistic și calcare cristaline albe, care trec lateral în sisturi calcaroase brune-negricioase. La partea superioară a acestui complex inferior, într-un pachet de paragnaise cuarțo-muscovitice, apare un nivel de cuarțite feldspatice fine cu biotit mărunt. Succesiunea se termină cu nivelul porfiroidelor de Pietrosu în faciesuri caracteristice: cu cuarț violaceu și cu „oulete” de feldspat.

Conținutul palinologic al probelor recolțate din baza formațiunii de Pietrosu Bistriței, analizat de Fomov Ruxandra⁸, indică vîrstă vendiană a acestuia, fapt care ne face să înclinăm spre încadrarea stratigrafică a formațiunii de Pietrosu Bistriței imediat sub seria de Tulgheș, spre deosebire de Balintoni și Gheucă (1976, 1977), care, găsind afinități de metamorfism între formațiunea de Pietrosu Bistriței și seria de Rebra, o plasează la partea superioară a seriei de Rebra.

b) *Seria de Tulgheș* formează, în sectorul nordic (dintre Broșteni și Borca), umplutura sinclinalului Leșu Ursului-Borca, în prelungirea spre sud a zonei sinclinale Fundu Moldovei-Leșu Ursului (H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, 1974)⁹. În bazinul pîrîului Borca această structură fiind ridicată, termenii inferiori ai seriei ocupă suprafețe mai mari. Unde eroziunea a fost mai puternică, seria de Tulgheș apare doar în petice de acoperire, stînd pe unitatea de Pietrosu Bistriței, aşa cum se cunosc pe creasta Bușmei și vîrful Preluca.

La sud de pîrîul Grințieșul Mare, seria de Tulgheș, apare sub forma unei benzi înguste, între contactul cu zona flișului la est și fruntea unității de Rarău la vest. Această bandă se îngustează pînă la cîțiva zeci de metri în zona de obîrșie a pîrîului Pintec.

Complexele litostratigrafice separate în seria de Tulgheș se co-releză pe distanțe mari, variații de facies observîndu-se mai ales în complexul cuarțitelor negre (Tg_2) și cel al metatufurilor și metatufitelor riolitice (Tg_3).

⁸ Op. cit. pct. 5.

⁹ Arh. I.G.G., București.



Pînă acum în baza seriei de Tulgheş era inclusă și formațiunea de Pietrosu Bistriței, porfiroidele de Pietrosu fiind considerate dyke-uri sau silluri. Succesiunea de sub porfiroide (paragnaise, cuarțite, calcaré etc.) era atașată seriei de Tulgheş în zonele în care aceasta suferise un retromorfism hercnic mai accentuat, cum este cazul în regiunea dintre pîrîul Borca și pîrîul Grințieșul Mare. Spre vest, unde retromorfismul a fost mai slab, paragenezele cu biotit, muscovit și granat, evidente, au făcut ca această succesiune să fie considerată ca orizont superior al seriei de Rebra.

În umplutura zonei sinclinale dintre Broșteni și Borca a fost separat încă din 1973¹⁰, un complex superior al seriei de Tulgheş, numit complexul Arșița Rea (Tg₄). Acest complex a fost regăsit cu aceleași caractere și între Grințieșul Mare și valea Bicazului. Complexul (Tg₄) începe printr-un orizont alcătuit din cuarțite negre, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albă, șisturi verzi tufogene bazice și cuarțite fine cu sericit. Acest orizont stă peste ultimele nivele de metatufuri și metatufite acide ale complexului Tg₃. Succesiunea cuprinde în continuare un orizont median cu metamicroconglomerate în bază, șisturi satinate cu paramorfoze de rutil după brookit și unul sau mai multe nivele de metadacite. Orizontul superior cuprinde un nivel de calcară și șisturi calcaroase, cuarțite negre grafitoase, șisturi verzi tufogene bazice și cuarțite cenușii cu magnetit.

Nivelele din baza acestui complex se coreleză cu nivelele superioare ale orizontului Arseneasa, separate de H. G. Kräutner și Florentina Kräutner în regiunea Botuș-Breaza¹¹.

Referitor la mineralizațiile singeneticе din seria de Tulgheş, trebuie să se precizeze că există unele diferențe importante față de cele din Arseneasa. În complexul Tg₁ există un nivel terigen, prins între două nivele de metatufite acide, care conține mineralizații singeneticе de sulfuri polimetalice (pirită, pirotină, blendă, galenă, calcopirită). Acest nivel a fost urmărit din pîrîul Căboiaia în nord, pînă la pîrîul Borcuța în sud¹². În complexul Tg₂ se cunosc mineralizațiile de mangan și de baritină. Mineralizațiile de mangan se găsesc într-un nivel din baza orizontului inferior, sub formă de lentile alungite, constituuite fie din minereu primar (carbonați și silicați de mangan și fier), fie din oxizi secundari. Astfel se cunosc mineralizațiile de pe pîrîul Holdița și Dealul Fierului, în apropiere de Broșteni și pîrîul Secu, pîrîul Steghioara, pîrîul Borcuța, pîrîul cel Mare, și pîrîul Cheii, în bazinul pîrîului Borca.

Mineralizațiile de baritină se cunosc în cadrul orizontului superior al complexului Tg₂, sub formă de strate subțiri și lentile foarte alungite, constituind un nivel cuprinzînd una sau mai multe intercalații de baritină, cuarțite negre grafitoase, cu diseminări de pirită sau chiar lentile metrice de pirită compactă. În versantul stîng al pîrîului Holdița,

¹⁰ Op. cit. pct. 7.

¹¹ Op. cit. pct. 9.

¹² Op. cit. pct. 7.

mineralizația de baritină, pusă în evidență de A.I. Vo dă și Doina Vo dă în anii 1966, 1968¹³, este cercetată cu lucrări miniere și foraje. În complexul Tg₃ sunt cunoscute acumulările de sulfuri polimetalice, care formează mai multe zăcăminte în cîmpul minier Leșu Ursului. În ultimii ani studiile executate de Kräutner et al.¹⁴, ca și lucrările de sinteză ale lui I. Popa¹⁵, au stabilit coloanele de detaliu ale complexului și poziția diferitelor nivele cu mineralizații de sulfuri.

La sud de cîmpul minier Leșu Ursului, aparițiile de mineralizații sunt sporadice. În baza complexului Tg₃ se cunosc mineralizațiile de pe pîriul Văcăria și pîriul Steghioara (Borca). Corelările executate de A.I. Vo dă et al.¹⁶, arată că pe pîriul Steghioara, mineralizația apare la un nivel inferior celei de la Leșu Ursului zona III-a și galeria veche de pe pîriul Văcăria, corespunzînd, probabil, nivelului cunoscut în nord sub numele de nivelul Vulcănescu. Mineralizațiile cunoscute pe pîriul Scurt (Grintiesul Mare), pîriul Popii și pîriul Argintăriei (Bistricioara), ca și mineralizațiile de la Bicaz Chei, apar în partea superioară a complexului, sub ultimul nivel de metatufuri acide.

c) *Formațiunea de Steghioara.* Am denumit astfel o succesiune litologică alcătuită la partea superioară dintr-un complex de metabazite (metatufuri, metalave și metaagglomerate bazice), care stă peste un complex de metapelite stratificate, cenușii-negricioase, slab metamorfozate. Grosimea metabazitelor variază de la cîțiva metri la peste 60 m, iar grosimea cunoscută, a întregii formațiuni este de cca 250 m. Cu aceste caracteristici, formațiunea de Steghioara a fost întîlnită în mai multe ferestre tectonice. Trei dintre ele deschid și succesiunea de sub metabazite: fereastra Steghioara-Runcu, fereastra pîriul Scurt (Stejaru) și fereastra Dreptu. În celelalte ferestre apare doar complexul de metabazite (metabazitele de Stejaru), tipic dezvoltate în ferestrele de pe pîriul Stejaru, unde sunt reprezentate, prin intercalări metrice de metatufuri bazice, metaagglomerate brecioase sau metatufuri cu bombe elipsoidale de dimensiuni centimetrice (uneori ajung la 15—20 cm). În baza succesiunii din fereastra Stejaru, apar și metalave bazice.

Asemănarea litologică a complexului inferior al formațiunii de Steghioara cu faciesul seriei de Argeștru de pe pîriul Puciosu și pîriul Argeștru, din regiunea Iacobeni-Vatra Dornei, ne obligă la unele paraleлизări stratigrafice și structurale. Întrebuițăm, totuși o denumire nouă, deoarece în seria de Argeștru sunt incluse în prezent, pe lîngă succesiunea amintită, coreabilă, și conglomerate laminate, nemetamorfozate și chiar roci metamorfozate ale seriei de Rebra. Introducerea unui nou element, la stadiul actual de cunoaștere, nu completează, ci complică mai mult sensul în care este considerată seria de Argeștru.

Vîrsta paleozoic-superioară a formațiunii de Steghioara o deducem pe baza poziției seriei și a gradului slab de metamorfism.

¹³ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

¹⁴ Arh. I.G.G., București.

¹⁵ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

¹⁶ Op. cit. pct. 7.

3. Date structurale

Analizînd ansamblul structural al zonei cristalino-mezozoice din regiunea cercetată, observăm următoarea succesiune de formațiuni (de jos în sus) :

- formațiunea de Steghioara, de vîrstă paleozoic-superioară ;
- formațiunea de Pietrosu Bistriței, de vîrstă vendiană (?) ;
- seria de Tulgheș, de vîrstă vendian-cambriană ;
- seria de Bretila, de vîrstă precambrian-superioară.

Formațiunea de Steghioara apare în ferestre tectonice de sub formațiunea de Pietrosu Bistriței. Planul de șariaj se observă în deschideri clare în versantul drept al pîriului Steghioara, și pe pîriul Stejaru ; în ambele cazuri paragnaisele cuartitice ale complexului inferior din formațiunea de Pietrosu Bistriței stau peste metaaglomeratele bazice de Stejaru, laminate. În vestul regiunii noastre, unitatea de Pietrosu Bistriței șariază peste pînza de Iacobeni (Balintoni, Gheluță, 1976). La Iacobeni, sub acest plan de șariaj, apar sedimente mezozoice și seria de Argeștru, în facies asemănător complexului inferior al formațiunii de Steghioara. Aceste elemente ne duc la interpretarea existenței, sub formațiunea de Steghioara, a seriei de Rebra din pînza de Iacobeni. Formațiunea de Steghioara ar apartine unității de Iacobeni, stînd transgresiv pe seria de Rebra, sau formînd o lamă de șariaj, ca în regiunea Iacobeni.

Așa cum am arătat la descrierea stratigrafică a formațiunii de Pietrosu Bistriței, unitatea tectonică de Pietrosu Bistriței are extindere foarte mare. Planul de șariaj ajunge, în est, peste unitatea de Ceahlău, răbutînd lame de șariaj alcătuite din sedimente mezozoice, aşa cum se pot observa pe pîriul Borca și afluentii lui pe dreapta, pîriul Runcu și pîriul Drăgoi. În versantul drept al pîriului Borca, la obîrșia pîriului Drăgoi și pe creasta Stejaru, apar și lame de șariaj alcătuite din roci bazice aparținînd formațiunii de Steghioara.

La Iacobeni, unitatea de Pietrosu Bistriței reprezentată cel puțin prin porfiroidele de Pietrosu, suportă seria de Tulgheș în facies de Mestecăniș, întreg ansamblul, purtînd denumirea de pînza de Mestecăniș, corespunzînd (după faciesul sedimentarului mezozoic) domeniului sub-bucovinic. În regiunea noastră, seria de Tulgheș, care stă peste unitatea de Pietrosu Bistriței, nu poate fi echivalată (ca unitate structurală) cu cea din pînza sub-bucovinică (de Mestecăniș), deoarece, spre sud de pîriul Grințieșul Mare, peste această serie este șariată unitatea de Rărău. Contactul acestei unități cu formațiunile seriei de Tulgheș este hercnic, deoarece sedimentele mezozoice în faciesul bucovinic (în zona Piatra Mocilor-Prisecani), acoperă transgresiv contactul menționat. Unitatea de Rărău aparține deci pînzei bucovinice.

Un fapt deosebit, care se observă la analiza atentă a șariajelor descrise, este acela că unitățile șariate depășesc pe rînd paraautohtonul format din unități ale zonei cristalino-mezozoice și se aşază pe pînza de Ceahlău.



Trebuie de asemenea subliniată cutarea care a urmat punerii în loc a pînzelor, datorită căreia au luat naștere anticlinale și sinclinale de pînză, întreg edificiu cutat fiind compartimentat de falii direcționale și transversale. În regiunea cercetată, de o importanță deosebită este falia direcțională Zugreni-Borca, în vestul regiunii cartate de noi, între pîriul Barnar la nord și pîriul Argintăriei (Borca) la sud. Aceasta separă în est un compartiment coborât cu peste 1000 m cu o structură sinclinorie complicată, de un compartiment vestic, ridicat, cu o structură alcătuită din sinclinale și anticlinale cu rază mare de curbură. O altă falie direcțională cu săritură mare, peste 1000 m, este falia inversă Mădei-Holdița pe flancul estic al zonei sinclinale Leșu Ursului-Borca. Compartimentul estic ridicat și împins spre vest are o structură anticinală, clară în perimetru Holdița-Broșteni, avînd în ax cuartitele negre cu baritină din complexul Tg₂ al seriei de Tulgheș și pe flancuri, metatufuri acide din complexul Tg₃. Sub planul faliei apar roci ale complexului superior (Tg₄) din seria de Tulgheș.

Sinclinalul Leșu Ursului-Borca poate fi considerat că mulează forma unui sinclinal de pînză. Pe flancul extern al acestuia găsim ferestre tectonice în care, de sub pînza bucovinică, apar fie strate de Sinaia ale pînzei de Ceahlău, fie sedimentar în facies sub-bucovinic, din lamele de șariaj ale unităților inferioare.

Bordura estică a zonei cristalino-mezooice prezintă o ridicare accentuată între pîriul Borca și pîriul Grințieșul Mare, ridicare manifestată prin erodarea pînzei bucovinice și formarea unei semiferestre în care apare pînza sub-bucovinică. De sub pînza sub-bucovinică, în ferestre tectonice, apare unitatea de Iacobeni. Semifereastra Borca-Grințieșul Mare este limitată spre sud de falia transversală pîriul Grințieșul Mare-valea Seacă, care coboară compartimentul sudic cu cca 2000 m.

Lamele de șariaj de pe planul dintre unitățile zonei cristalino-mezooice și zona flișului, sunt alcătuite din sedimete mezooice și din formațiuni metamorfice. În afară de cele din partea de sud a regiunii, de la Gura Dămucului și Bîrca Rotundă, descrise de Săndulescu (1975) ca fiind în facies tipic domeniului de sedimentare sub-bucovinic, noi am pus în evidență altele, între valea Bistricioarei și pîriul Holdița (la nord de Broșteni). Dintre acestea, doar pe pîriul Runcu (Drăgoi), affluent drept al pîriului Borca, apare o succesiune care nu se cunoaște în faciesul tipic al domeniului de sedimentare sub-bucovinic. Aici apar, în afară de dolomitele anisiene, conglomerate și gresii silicioase, albicioase, seisiene și o brecie polimictică măruntă, roșie, asemănătoare celei din domeniul bucovinic. Neocomianul este alcătuit din intercalații de argile negrecioase, marne, marnocalcare și brecii cu elemente de dolomite. Pe vîrful Secu, în versantul stîng al pîriului Borca, apar brecii, care pe lîngă elementele dolomitice conțin numeroase elemente de micașisturi și gnaise de tip Bretila. Poziția acestora în coloana stratigrafică nu este clară.

Lame de șariaj alcătuite din formațiuni metamorfice se întâlnesc aproape continuu în partea de nord a regiunii. Astfel, mai mari sunt la



nord de valea Bistriței : o lamă de șariaj lungă de aproape 2 km și cu lățime de peste 200 m, alcătuită din formațiuni ale seriei de Tulgheș, din complexul Tg_4 ; imediat la sud de rîul Bistrița, în vîrful Runcu Frasin, o lamă de șisturi verzi tufogene bazice, probabil tot din complexul Tg_4 . În versantul stîng al pîriului Borca, pe primii afluenți stînga și în versantul drept, pe pîriul Runcu, ca și spre sud, pînă la pîriul Grințieșul Mare, apar lame de șariaj alcătuite din formațiunea de Pietrosul Bistriței, formațiunea de Steghioara și seria de Tulgheș.

La sud de pîriul Grințieșul Mare, lame de șariaj apar pe pîriul Primatar, pîriul Bradu și pîriul Bistra, fiind alcătuite din formațiuni ale seriei de Rarău (pîriul Bradu) și din complexul Tg_4 (pîriul Primatar și pîriul Bistra).

Un studiu amănunțit asupra constituției lamelor de șariaj ar aduce date utilizabile în stabilirea ordinei punerii în loc a unităților respective.

4. Concluzii

Din punct de vedere stratigrafic pe bordura estică a zonei cristalino-mezozoice dintre Broșteni și Bicaz apar următoarele formațiuni cristalofiliene :

- seria de Bretila ;
- formațiunea de Pietrosu Bistriței ;
- seria de Tulgheș ;
- formațiunea de Steghioara.

Formațiunea de Pietrosu Bistriței este alcătuită dintr-o succesiune de paragnaise cuarțo-muscovitice, cuarțite feldspatice și calcare cristaline și la partea superioară un nivel de porfiroide de Pietrosu. Această formațiune ocupă o suprafață întinsă ajungînd în bazinul pîriului Borca și în versantul stîng al pîriului Grințieșul Mare în contact cu zona flișului.

Seriei de Tulgheș îi este asociată o metalogeneză variată atât din punct de vedere calitativ cât și cantitativ.

În seria de Tulgheș din regiunea Broșteni-Borca și la sud de pîriul Grințieșul Mare, a fost separat un nou complex (Tg_4) terigen-calcaros, cu intercalări de vulcanite bazice și acide.

Formațiunea de Steghioara, o nouă formațiune paleozoică, este coreabilă cu seria de Argeștru. Ea cuprinde un complex inferior cu metapelite cenușii-negricioase și un complex superior cu metabazite.

Din punct de vedere structural, bordura estică a zonei cristalino-mezozoice reprezintă frontul de eroziune a unui ansamblu de pînză de șariaj. Pe planele de șariaj apar numeroase lame de șariaj alcătuite din formațiuni aparținînd unităților superioare și unităților inferioare.

A fost remarcată o ridicare accentuată a zonei cristalino-mezozoice între Borca și Grințieșul Mare care a dus la formarea unei semiferestre, în care sub pînza bucovinică apare pînza sub-bucovinică reprezentată



prin unitatea de Pietrosu Bistriței. În semifereastra Borcea-Grințiesul Mare apar și ferestre tectonice în care prezența formațiunii de Steghioara trădează existența unității de Iacobeni.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr. (1967) Stratigrafia și structura pînzei interne superioare din flîșul cretacic, dintre valea Bistriței și valea Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LIV-3, p. 143—166, București.
- Atanasiu I. (1928) Étude géologique dans les environs de Tulgheș (Neamț). *An. Inst. Géol. Rom.*, XIII, București.
- Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonica în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII, 5, București.
- , Gheuca I. (1979) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărănel, între rîurile Barnar și Neagra Broșteni (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 5, București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII, București.
- , Kräutner H. G., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 37—62, București.
- Kräutner H. G. (1976) Geological Cross-Section through the Crystalline Zone of the East Carpathians. Guide to Excursions. I.G.C.P. Meeting Precambrian in Younger Fold Belts, Cîmpulung Moldovenesc. Inst. Geol. Geof., București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geol.*, XII, 1, București.
- Rădulescu I. (1970) Considerații privind structura geologică a Munților Bistriței. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geol.*, 1, 15, București.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghmaș une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balc.*, VIII-ème Congr., Beograd.
- (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghmaș (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLV, București.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni. *Ann. Sc. Iassy*, XXIV, 1, Iași.



**LA BORDURE ORIENTALE
DE LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE
ENTRE BROŞTENI ET BICAZ (CARPATHES ORIENTALES)**

(Résumé)

La bordure orientale de la zone cristallino-mésozoïque entre Broşteni et Bicaz soulève de nombreux problèmes structuraux par l'apparition de plusieurs unités structurales, lames de charriages et fenêtres tectoniques.

Les nouvelles données lithostratigraphiques et structurales concernent particulièrement le bassin du ruisseau Borca, où un fort exhaussement de la structure géologique entraîne l'apparition des unités inférieures constituées de la formation de Pietrosu Bistriței et d'une nouvelle formation, paléozoïque, la formation de Steghioara.

La formation de Pietrosu Bistriței, avec un contenu palynologique indiquant un âge vendien, couvre une large aire d'extension entre les ruisseaux Borca et Grintieșul Mare.

Dans la série de Tulgheș on a séparé pour la première fois un complexe supérieur (Tg_4). Celui-ci apparaît dans le secteur septentrional, entre Broşteni et Borca, dans le remplissage de la zone synclinale „Leșu Ursului-Borca“, le prolongement vers le Sud de la zone synclinale Fundu Moldovei-Leșu Ursului et dans le secteur méridional, entre les ruisseaux Grintieșul Mare et Bicaz, coincé entre les plans de charriage de l'unité de Rărău et l'unité de Ceahlău (le flysch interne). La succession lithostratigraphique du complexe Tg_4 abrite à sa base un horizon constitué de quartzites noires, schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite, schistes verts tuffogènes basiques et quartzites fines à séricite; suit un horizon médian, à métaconglomérats en base, schistes satinés à paramorphoses de rutile d'après brookite et un ou plusieurs niveaux de métadacites. La partie supérieure du complexe est faite d'une succession de calcaires, quartzites noires graphiteuses, schistes vers tuffogènes basiques et quartzites grises à magnétite. Le lever de ce complexe met en évidence la structure de l'unité de Putna, pour laquelle la présence de ce complexe est bien caractéristique.

La formation de Steghioara est représentée par une succession lithostratigraphique constituée d'un complexe de métapélites stratifiées, gris-noirâtres, faiblement métamorphisées, et d'un complexe supérieur, fait d'une succession de métabasites : méta-tufs, méta-laves et méta-agglomérats basiques. La formation de Steghioara atteint une épaisseur d'environ 250 m et affleure dans les nombreuses fenêtres tectoniques, situées au-dessous de l'unité de Pietrosu Bistriței. La ressemblance lithologique de la formation de Steghioara avec le faciès de la série d'Argestru, de la région Iacobeni-Vatra Dornei, a conduit à des parallèles stratigraphiques et structuraux, sur le considérant que la formation de Steghioara se rattache à la nappe de Iacobeni.

Les nouvelles données structurales portent sur les unités inférieures de la nappe bucovinienne, qui viennent en contact avec la zone du flysch, sur le plissement des plans de charriages et sur l'existence des lames de charriage à constitution lithologique tout à fait différente.



Un exhaussement accusé de la structure géologique entre le ruisseau Borca et le ruisseau Grințieșul Mare provoque l'érosion de la nappe bucoviniennes et la formation d'une demi-fenêtre dans laquelle apparaît la nappe sub-bucoviniennes. Au-dessous de la nappe sub-bucoviniennes occure, en fenêtres tectoniques, la nappe de Iacobeni. La demi-fenêtre Borca-Grințieșul Mare est limitée vers le Sud par la faille transversale du ruisseau Grințieșul Mare — la vallée Seacă, qui fait descendre le compartiment méridional avec au moins 2000 m, en le décrochant à la fois avec plus de 1 kilomètre vers l'Est.

Les lames de charriages situées sur le plan d'entre les unités structurales de la zone cristallino-mésozoïque et la zone du flysch sont constituées de sédiments mésozoïques et de formations métamorphiques. Exceptées celles de la partie sud de la région, décrites par Săndulescu (1975) comme typiques pour le faciès sub-bucovinien, nous avons mis en évidence d'autres formations, entre la vallée Bistricioara et le ruisseau Holdița. La lithostratigraphie des lames de charriages constituées de formations sédimentaires est : conglomérats et grès séisiens, dolomies anisiennes, brèches néocomiennes, etc. On rencontre également des lames de charriage constituées de formations métamorphiques à grande fréquence et à constitution diverse : schistes rétromorphes de la série de Bretila, sur le ruisseau Bradu ; schistes terrigènes, métatufs acides et basiques de la série de Tulgheș, dans les deux versants de la rivière Bistrița, à l'Est de Broșteni et vers le Sud jusqu'au ruisseau Bistra et sur le ruisseau Tepeșeni ; métagglosérats et métalaves basiques de la formation de Steghioara, au Nord de Broșteni, dans le versant droit du ruisseau Borca, etc.

L'analyse de la disposition des unités structurales, qui atteignent la bordure orientale de la zone cristallino-mésozoïque, nous porte à conclure que cette bordure représente un front d'érosion d'un ensemble de nappes de cisaillement, plissées.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

La bordure orientale de la zone cristallino-mésozoïque entre Broșteni et Bicaz (Carpathes Orientales) ; carte et sections géologiques.

Voir l'explication de la planche II.

Planche II

1, Quaternaire : terrasses (a) ; éboulements (b) ; diluvions (c). I. Zone cristallino-mésozoïque : Couverture post-tectonique : Cénomanien-Turonien ; 2, conglomérat de Bîrnadu. Nappe bucoviniennes : Barrémien-Albien ; 3, formation de Wildflysch ; Hauerivien ; 4, conglomérats de Chicera ; Callovien-Néocomien ; 5, jaspes, couches à *acanthycum*, couches de Lunca ; Trias ; 6, grès quartzitiques, jaspes, dolomies, Permien ; 7, brèches de Hâgimaș. Série de Tulgheș : Vendien-Cambrien ; 8, schistes

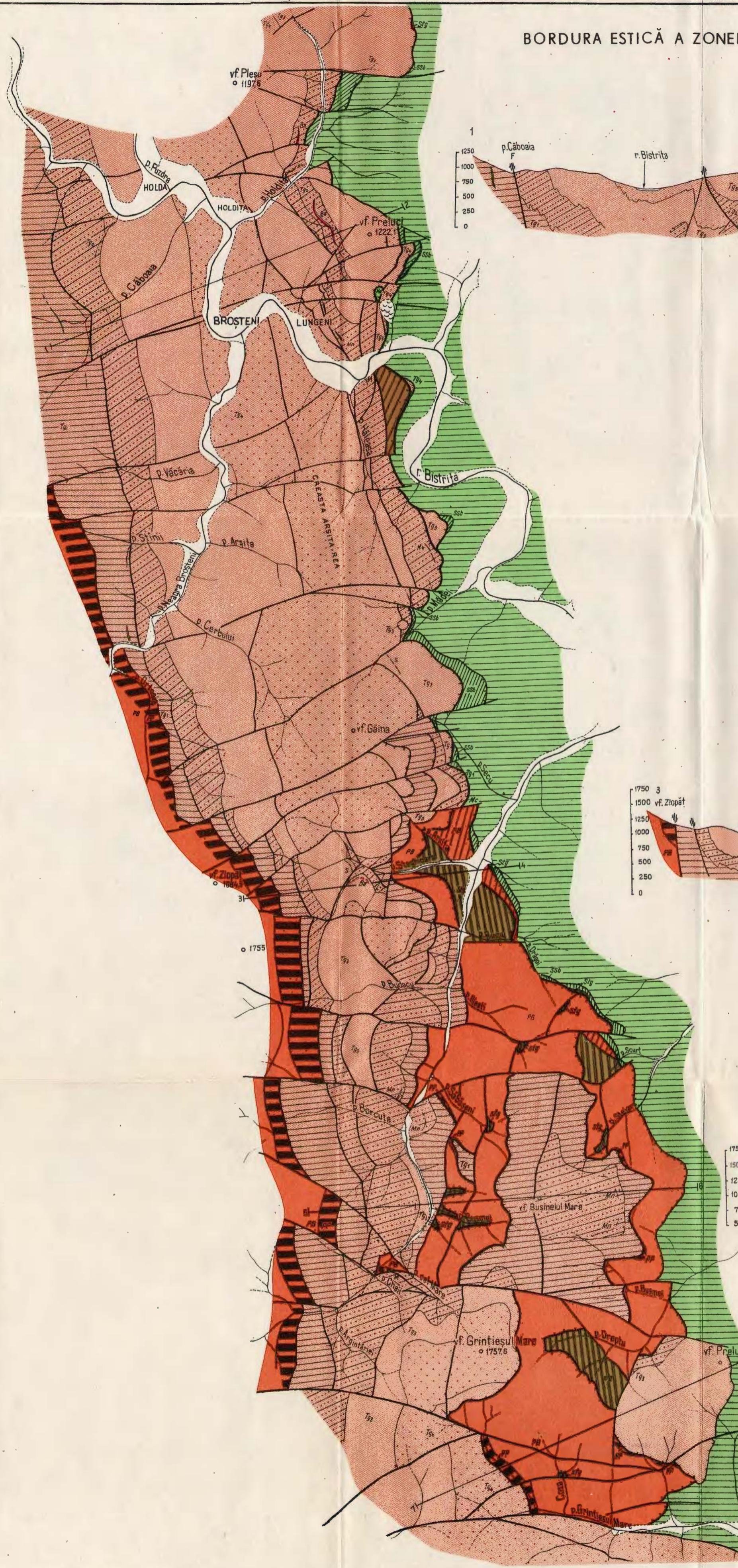


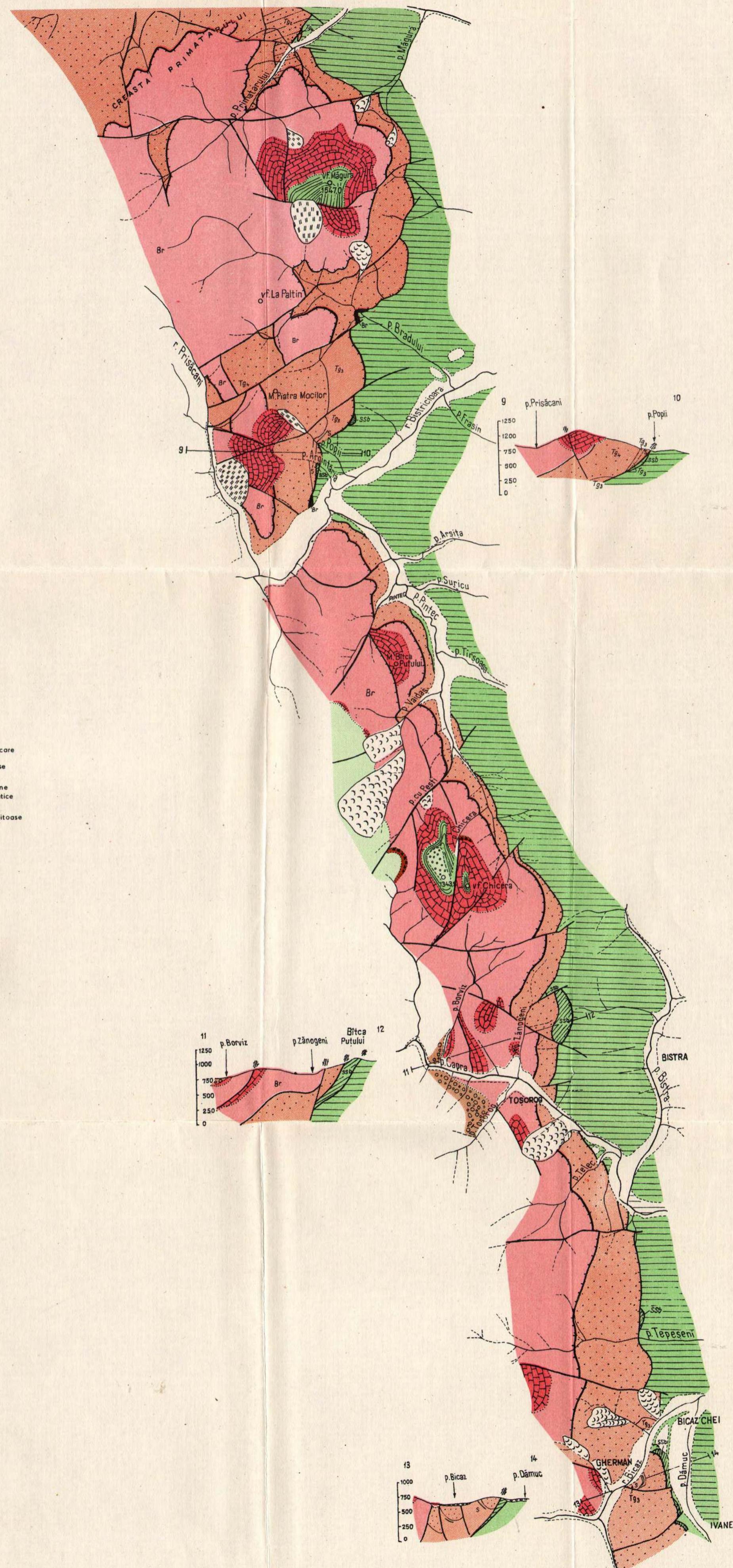
terrigènes, métataufs dacitiques et basiques, quartzites et calcaires (Tg_4) ; 9, sulfures (s), métavolcanites acides et basiques, schistes chlorito-sériciteux et schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite (Tg_3) ; 10, barytine (Ba), quartzites noires et schistes graphiteux, calcaires cristallins et schistes carbonatiques, manganèse (Mn) (Tg_2) ; 11, sulfures (s), quartzites muscovitiques, quartzites feldspathiques et schistes séricito-chloriteux (Tg_1). Série de Bretila : Précambrien supérieur ; 12, micaschistes, gneiss oculaires et amphibolites. Nappe sub-bucovinienne : formation de Pietrosu Bistriței : Vendien ; 13, porphyroïdes de Pietrosu (PP) ; 14, paragneiss, quartzites feldspathiques, calcaires et micaschistes. Nappe de Iacobeni (?) : formation de Steghioara : Paléozoïque ; 15, métapélites noirâtres et méta-agglomérats basiques. Lames de charriage : formations sédimentaires sous faciès „sub-bucovinien“ : Trias-Crétacé inférieur ; 16, conglomérats, dolomies, calcaires, brèches. Formations métamorphiques : Paléozoïque ; 17, formation de Steghioara ; Vendien-Cambrien, 18, série de Tulgheș ; Vendien ; 19, formation de Pietrosu Bistriței ; Précambrien supérieur ; 20, série de Bretila. II. Zone du flysch. Nappe de Ceahlău : Néocomien ; 21, couches de Sinaia ; 22, charriages ; 23, chevauchements ; 24, failles ; 25, limites géologiques normales ; 26, limite de transgression ; 27, sections géologiques.



**BORDURA ESTICĂ A ZONEI CRISTALINO-MEZZOZOICE ÎNTRE BROŞTENI ȘI BICAZ
(CARPAȚII ORIENTALI)**

0 0,5 1 Km.







DUMITRU ȘTEFĂNESCU

1892—1978

În ziua de 13 noiembrie 1978 a trecut din viață geologul Dumitru Ștefănescu, erudit cunoscător al geologiei pământului românesc, îndrumător, călăuzitor și adevărat prieten pentru toți cei cu care a colaborat în activitatea geologică și în industria de petrol.

Dumitru Ștefănescu s-a născut la 31 august 1892, la Filipești de Tîrg, Județul Prahova; copilăria și viața și le-a trăit între petroliști, de care s-a atașat pentru totdeauna. După terminarea școlii primare și a liceului Sf. Petru și Pavel din orașul Ploiești se înscrise la Facultatea de Științe Naturale a Universității din București, pe care o absolvă în anul 1920.

Data de 1 decembrie a aceluiși an, reprezintă începutul activității sale ca geolog, la Institutul Geologic al României devenit ulterior Comitetul Geologic, unde lucrează fără intrerupere timp de peste 46 ani. Încă de la început și-a dedicat întreaga activitate studiului zăcămintelor de petrol și tehnicii de valorificare rațională a acestei bogății naționale. Datorită talentului, puterii de muncă neobosite, și a simțului datoriei, a devenit cu timpul un geolog desăvîrșit, unul din specialiștii de frunte ai școlii românești de geologie.

Activitatea științifică pe care a desfășurat-o l-a făcut să fie considerat astăzi ca unul dintre geologii români cu o contribuție remarcabilă la dezvoltarea științei despre formarea zăcămintelor de petrol și gaze.

Activitatea sa științifică a fost dublată întotdeauna de una cu caracter economic legată de dezvoltarea industriei de petrol, consemnată în nenumărate rapoarte și note pe care le citim și studiem și astăzi cu multă admirație și interes.



Dumitru Ștefănescu a ajuns încă de la începutul activității sale în acest domeniu un cunoșător desăvîrșit al structurilor petroliifere și a reprezentat interesele statului la toate nivelele de decizie, privind delimitarea perimetrelor de prospectiune și explorare, nivelul de explorare atins și acelea care trebuiau date în concesiune.

El a fost colaboratorul cel mai apropiat, în domeniul minier și petrolier, al directorilor Institutului Geologic al României, profesorii : Ludovic Mrazec, Gheorghe Macovei, Popescu Voitești și Alexandru Codarcea.

Ca expert de primă mină a fost chemat, în repetate rînduri, să-și spună părerea în diferite comisii de specialitate în momente deosebite pentru orientarea activității de petrol, cu gîndul atât în intotdeauna la interesele neamului și țării noastre ; a fost un mare înțelept, un mare patriot, care, nu a precucetușit nici un sacrificiu pentru a-și manifesta acest devotament.

A trăit perioada cînd producția de petrol a țării noastre a crescut de la 1,2 milioane tone în 1921 la peste 14 milioane tone în prezent, fiind părtaș la descoperirea și introducerea în exploatare a celor mai importante zăcăminte de petrol din România.

Datorită calităților sale exceptionale de om și specialist primește și îndeplinește cu succes sarcini de mare răspundere pe linia conducerii activității geologice. Amintim că în ultima parte a activității sale a deținut înalta funcție de demnităț, făcînd parte din conducerea Comitetului de Stat al Geologiei, avînd sub îndrumarea sa, în această perioadă întreaga activitate de cercetare geologică ce se desfășura peîntru petrol, gaze și combustibili minerali solizi.

Pentru meritele sale în muncă a fost distins în timpul activității cu Medalia Muncii, Ordinul Muncii clasele a III-a, a II-a și a I-a, Ordinul Steaua Republicii Socialiste România clasa a IV-a, iar după pensionare, ca un corolar, ca o recunoaștere a îndelungatei sale activități de mare prestigiu științific, cu ocazia împlinirii vîrstei de 80 de ani i s-a conferit Ordinul Meritul Științific clasa I-a.

Dumitru Ștefănescu a fost un om cu totul deosebit. Adevărat savant, prin bogăția cunoștințelor sale în domeniul petrolierului, nu a ținut nici o dată să-și etaleze aceste calități, revîrsind cu dărmicie cunoștințele sale tuturor al căror colaborator a fost, sau celor care i-au devenit colaboratori.

Nu se poate încheia trecerea în revistă, oricît de succintă, a activității sale, fără a menționa că a avut un suflet deosebit, a fost un om de mare omenie. Fire calmă, temperament liniștit, de o rară finețe, era alături cu toată dragostea de cei pe care îi cunoștea, cu care lucra, indiferent de funcție și grad ; toți colaboratorii săi au găsit la el un sprijin moral sau material, un sfat bun, ori de cîte ori i s-au adresat.

În ultima parte a vieții sale, discret, cu modestia sinceră care l-a caracterizat toată viața, s-a retras pe meleagurile pe care s-a născut ; tot acolo s-a săvîrșit din viață, cel care, în limba lui de toate zilele era „Domnul Mache“.

Dispare decanul de vîrstă al geologilor din țara noastră, cel care a făcut parte efectivă din pleiada de intemeietori ai geologiei economice din țara noastră.

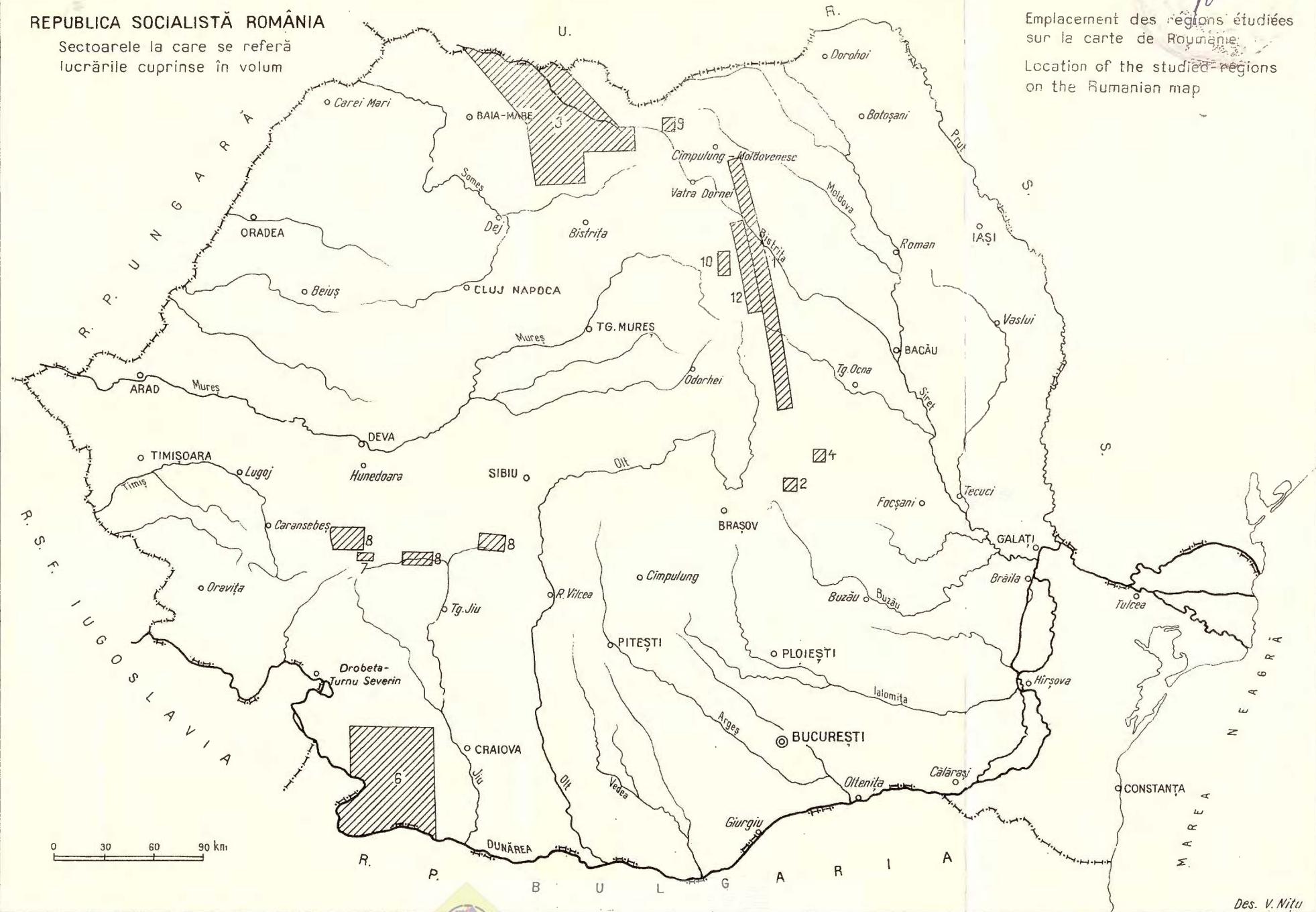
Ne despărțim cu greu de el, dar în amintirea și inima noastră va ocupa întotdeauna un loc de frunte, un loc deosebit, aşa cum l-a meritat în viață, aşa cum îl merită pentru posteritate.

Dr. ing. Ioan Folea



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

108878

Tehnoredactor : ELENA BANDRABUR
Traducători : MARIANA BORCOŞ, ADRIANA BĂJENARU
Ilustraţia : V. VLAD

Dat la cules : ianuarie 1980. Bun de tipar : noiembrie 1980.
Tiraj 800 ex. Hârtie scris IA. Format 70×100/56 g.
Comanda 543. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informaţia“
Str. Brezoianu nr. 23–25. Bucureşti-România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale şedinţelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910 - 1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII - LII /1 (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII /2 - LV /1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV /2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXV

1977 - 1978

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României