

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

11984

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL.LII/1
1964-1965

11984

BUCUREŞTI
1966

Au apărut și sînt de vînzare la Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, următoarele volume de Dări de Seamă ale Ședințelor:

Vol. XLV	(1957—1958)	lei 20,00
„	XLVI (1958—1959)	„ 43,35
„	XLVII (1959—1960)	„ 27,55
„	XLVIII (1960—1961)	„ 33,80
„	XLIX/1 (1961—1962)	„ 38,60
„	XLIX/2 (1961—1962)	„ 33,00
„	L/1 (1962—1963)	„ 28,70
„	L/2 (1962—1963)	„ 70,05
„	LI/1 (1963—1964)	„ 40,00
„	LI/2 (1963—1964)	„ 34,30

★

Anuarul Comit. Geol.	XXX	lei 16,96
„	XXXI	„ 31,15
„	XXXII.	„ 76,82
„	XXXIII	„ 56,00
„	XXXIV/1	„ 41,80
„	XXXIV/2	„ 55,45

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINTELOR

VOL. LII
(1964—1965)

Partea I-a



BUCUREŞTI
1966

Redactor : MIRCEA PAUCA
Tehnoredactor și corector : L. FOTE
Traduceri : L. BRAILEANU, A. RIMAN,
N. POTOSCHI
Illustrația : I. PETRESCU

Dat la cules : 20. VIII 1965. Bun de tipar : 19 III
1966. Tirajul : 1550 ex. Hirtie cartografică tip. „A“
45,5 gr/m.p. Ft. 70x100. Coli de tipar 29,37 Com.
3528. Pentru biblioteci indicele de clasificare :
55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea Poligrafică
INFORMAȚIA str. Brezoianu nr. 23-25.

PARTEA ÎNȚIUA
S U M A R U L Ș E D I N T E L O R

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 22 ianuarie 1965

Prezidează : Prof. Acad. A.I. Codarcea, conf. D. Rădulescu.

— Savu H. — Metamorfismul calcarelor la contact cu ofiolitele de la Căpâlnaş (valea Mureşului) (p. 123).

— Cosmoviči N. — Notă asupra Gasteropodelor și Lamelibranchiatelor oligocene de la Piatra Neamţ (p. 383).

Şedinţa din 29 ianuarie 1965

Prezidează : conf. D. Rădulescu.

— Lupu M. — Asupra unor fracturi de vîrstă subhercinică în partea de vest a masivului Trascău (p. 377).

— Georgescu D., Georgescu Lenută. — Observații asupra unor fenomene fizico-geologice în zona Șisturilor negre din bazinul superior al văii Moldova (NW de Cîmpulung-Moldovenesc) (p. 397).

Şedinţa din 5 februarie 1965

Prezidează : Conf. D. Rădulescu.

— Mutihac V. — Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului (p. 291).

— Stănoiu I. — [Asupra prezenței unor calcare liasice în succesiunea depozitelor mezozoice din flancul vestic al sinclinalului Rarău (Carpații orientali) (p. 341).

— Tănăsescu Lucia. — Date noi asupra formațiunilor geologice de adîncime din bazinul Mădăraş și asupra mineralizării de siderită¹⁾.

¹⁾ Se va publica în Studii tehnice și economice, seria A₇.

Şedinţă din 12 februarie 1965

Prezidează : Conf. D. Rădulescu.

— Paucă M., Cehlarov Aură. — Asupra prezenței unor blocuri de micașist pe Valea de Mijloc la Săcădate-Sibiu (p. 317).

— Berbeleac I. — Considerații privind vîrsta eruptivului terțiar din regiunea Porcurea — Săliște — Hărțagani (Munții Metaliferi) (p. 11).

— Stan N., Bîrlea V. — Notă asupra unor roci andezitice cu hipersten din sectorul Vama — Racșa (Baia Mare) (p. 159).

Şedință din 19 februarie 1965

Prezidează : Prof. Gr. Răileanu.

— Bandrabur T. Precizări privind poziția stratigrafică și vîrsta nisipurilor de Mostiștea (p. 195).

— Savu H., Vasiliu Cecilia. — Temperatura de formare a granitului de Săvîrșin (munții Drocea) (p. 141).

Şedință din 5 martie 1965

Prezidează : Prof. Gr. Răileanu.

— Papiu Corvin V. — Considerații asupra proceselor de litogeneză din formațiunea neocomiană a masivului Drocea (p. 73).

— Pavelescu L., Dimitrescu R. — Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana (p. 95).

Şedință din 12 martie 1965

Prezidează : Prof. Gr. Răileanu, Conf. D. Rădulescu.

— Băncilă I., Cristodulo D., Marinescu I. — Prezentarea hărții geologice a regiunii dintre Brețcu și valea Oituzului (p. 353).

— Mureșan M. — Interdependențe stratigrafico-structurale în formațiunile cristaline din partea de NW a masivului Poiana Rusă (p. 59).

— Andrei Gr. — Contribuții la cunoașterea solurilor din nord-estul Transilvaniei (p. 409).

Şedință din 19 martie 1965

Prezidează : Prof. Gr. Răileanu.

— Bordaș S., Dimitrescu R. — Asupra prezenței unor filoane banatitice (andezite amfibolice) în zona dintre valea Iezer și valea Galzii (Munții Metaliferi) (p. 33).

— Bucur I. — Observații geologice asupra flișului din zona Zîrna — Penteleu — Slănic (munții Buzău) (p. 231).

Şedința din 26 martie 1965

Prezidează : Prof. Gr. Răileanu.

— Patrulius D. — *Coptocampylodon fontis* n. sp. microfosil problematic al calcarelor urgoniene din munții Perșani (p. 391).

— Bucur I. — Asupra prezenței Burdigalianului în zona Sebeșul de Sus (p. 223).

— Antonescu Em. — Asupra vîrstei calcarului de la valea Laștiorului (sud-vest de Zlatna) (p. 181).

Şedința din 2 aprilie 1965

Prezidează : Prof. Gr. Răileanu.

— Mirăuță O. — Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică (p. 275).

— Antonescu Em., Mantea Gh. — Asupra vîrstei piroclastitelor din zona Ribița—Valea Bradului (Munții Metaliferi) (p. 185).

— Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Elena. — Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Silvaniei (p. 239).

Şedința din 9 aprilie 1965

Prezidează : Prof. Gr. Răileanu.

— Vasilescu Gh., Avramescu N. — Cercetări hidrogeologice în bazinul Baraolt¹⁾.

— Vasilescu Gh., Dragomirescu C., Unguru P. — Considerații hidrogeologice asupra zăcămîntului și nisipuri cuarțoase din zona Hudești, raion Dorohoi¹⁾.

— Vasilescu Gh., Nechiti G. — Cercetări hidrogeologice în zona stațiunilor balneare Victoria — 9 Mai și 1 Mai, reg. Crișana¹⁾.

Şedința din 16 aprilie 1965

Prezidează : Conf. D. Rădulescu.

— Ianovici V., Dimitriu Al. — Legile de distribuție ale concentrației elementelor chimice în roci carbonatice²⁾.

¹⁾ Se publică în Studii tehnice și economice. seria E,

²⁾ Se publică în St. și Cercet. de Geol. Acad. R.P.R. nr. 1, 1965.

— Manea Alex. — Studiul mineralologic a două profile din depozitele pliocene ale bazinei Beiuș (p. 39).

— Bomiță Gh. — Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț — Poiana Botizii (p. 203).

Şedința din 20 aprilie 1965

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu, Prof. Acad. N. Cernescu.

— Bițoianu Cornelia, Ilie Smărăndița, Pitulea Gh. — Considerații stratigrafice și petrografice asupra cărbunilor întinși în forajul de la Camenita (p. 25).

— Teodoru I., Teodoru Camelia. — Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera munților Călimani (p. 165).

— Iordan Magdalena. — Contribuții la orizontarea Doggerului din zona Svinita (p. 255).

— Asvadurov H., Găță Elena. — Solul silvestru nisipos, cu benzi feruginoase din pădurea Valea lui Mihai (p. 427).

— Florea N., Asvadurov H., Cioflica Gianina. — Considerații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (Câmpia Tisei) (p. 445).

— Asvadurov H., Opris M., Neacșu Marcela. — Contribuții la cunoașterea solurilor din cîmpia Crasnei¹⁾.

Şedința din 23 aprilie 1965

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu, M. Paucă.

— Niță Pion P., Vasilescu Gh., Vasilescu Magdalena. — Contribuții la stratigrafia depozitelor eocene din regiunea Huedin — Călățele — Păniceni (reg. Cluj) (p. 302).

— Bucur I. — Asupra prezenței în valea Siriului a stratelor de Slon — Găinești (breccii oligocene)²⁾.

— Drăghici C., Huică I., Isac Maria, Biloiu M. — Geologia zonei Schela — Viezuroiu²⁾.

— Nicolaescu V., Gaiță C., Patrulius D. — Notă asupra a doi amoniți din flișul eocretacic al Carpaților orientali (valea Cașinului) (p. 385).

— Pitulea G. — Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene și a mineralizațiilor din regiunea Pojorâta — Valea Putnei — Giumentău (p. 105).

¹⁾ Se va publica în Studii tehnice și economice.

²⁾ Lucrarea va apărea ulterior.

PARTEA A DOUA
TEXTUL COMUNICĂRIILOR

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CONSIDERAȚII PRIVIND VÎRSTA ERUPTIVULUI
TERȚIAR DIN REGIUNEA PORCUREA—SĂLIŞTE—
HĂRTĂGANI (MUNTII METALIFERI)¹⁾

DE
I. BERBELEAC²⁾

Abstract

Considerations Regarding the Age of the Tertiary Eruptive in the Porcurea — Săliște — Hărțăgani Area (Metalliferous Mountains). New data regarding the development of the Tertiary volcanism in the Porcurea — Săliște — Hărțăgani area are presented. An acidic activity (rhyolite, dacite) in the Lower and Middle Tortonian, a less acid one in the Upper Tortonian — Lower Sarmatian (quartz-bearing andesite) and a very weak acid activity (pyroxene — andesite) in the Upper Sarmatian — Lower Pliocene is outlined.

Prin cercetările de teren din anii 1960—1964, în regiunea Porcurea—Săliște—Hărțăgani din Munții Metaliferi, s-au pus în evidență aspecte noi privind complexitatea structurii aparatelor vulcanice, variația petrografică a rocilor generate, precum și raporturile de conexiune în timp a erupțiilor.

Întîlnind în teren raporturi clare între rocile eruptive neogene și cele sedimentare mediteraneene ale bazinului Brad—Săcărimb, ne permitem să aducem în discuție o nouă interpretare a evoluției vulcanismului din această regiune.

A. Koch (1890) și G. Primics (1896) citează prezența unui banc de calcare cu *Lithothamnium* în cineritele dacitice situate în capătul estic al dealului Vulpuș, pe valea Momeasa. Aceste cinerite nu sunt atribuite erupțiilor de tip Cetraș, aşa cum sunt considerate de T. P. Ghilescu și M. Socolescu (1941), ci altor erupțiuni mai vechi.

¹⁾ Comunicare în ședință din 12 februarie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecționi și Laboratoare, Cal. Griviței 64, București.

Autorii citați determină în această zonă o bogată faună tortoniană.

În regiunea Săliște-Hărțăgani, în produsele piroclastice andezitice, considerate de T. P. Ghîtulescu și M. Socolescu (1941) ca aparținând tipului Săcărîmb-Porcurea de vîrstă sarmatian-superioară, am întîlnit intercalații de roci sedimentare (marne, gresii, calcare etc.) ce cuprind o bogată macrofaună tortonian-superioară.

Cercetările noastre au dovedit astfel că aceste depozite sunt tortoniene, fapt ce impune o nouă interpretare a vulcanismului terțiar din această regiune.

Fundamentul regiunii este alcătuit din complexul rocilor bazice (bazalte, cinerite, dolerite etc.) ridicat la E de lacolitul banatitic din regiunea Almașul Mic-Vălișoara-Bunești¹⁾ și la W de aparatele vulcanice dacitice din dealurile Draica, Stirba și Bulz. Aceste roci sunt acoperite de calcarele jurasice (dealul Vulpuș) și formațiunile tortoniene.

Calcarele jurasice din dealul Vulpuș sunt cenușii-albicioase, intens diaclazate și proeminente față de relieful înconjurător.

În lipsă de date suficiente, nu încercăm o delimitare a celor trei etaje ale Tortonianului. Deocamdată separăm Tortonianul inferior și mediu de cel superior, în baza a două criterii: paleontologic și litologic.

Tortonianul inferior și mediu cuprinde un complex de roci de culoare roșie-șocolată, denumit „orizontul pietrișurilor roșii”²⁾ în componentă căruia intră conglomerate, argile, gresii roșii-violacee și mai rar calcare.

Pe pârâul Certej de la Voia, affluent stîng al văii Voia, am întîlnit două nivale de conglomerate cu elemente riodacitice, necunoscute pînă în prezent. Elementele de riodacite de forme mai mult sau mai puțin angulare și mărimi variabile (0,02–0,2 m), sunt cimentate într-un material argilos-nisipos de culoare roșie-violacee.

În valea Duba (Hărțăgani) și în galeria Emma de la Săliște, s-au întîlnit mai multe nivale de tufuri dacitice de grosimi reduse (0,1–1 m). Aceste tufuri se remarcă prin abundența biotitului, de culoare cafenie deschisă.

Prezența conglomeratelor cu elemente riodacitice și a tufurilor dacitice, confirmă existența în Tortonianul inferior și mediu a unei activități vulcanice, asemănătoare cu cea descrisă în bazinul Zlatna-Almașul Mare

¹⁾ Stanciu Cosma, Maria Tabacu, I. Berbeleac, Olga Ionescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri auro-argentifere în regiunea Porcurea-Balșa-Almașul Mic-Poiana. Arh. Com. Geol. 1961.

²⁾ G. Mantea et al. Raport geologic pentru minereuri auro-argentifere în munții Metaliferi. Arh. Com. Geol. 1962.

(T. P. Ghîțulescu, M. Socolescu — 1941, M. Borcoș et al. — 1962).

Tortonianul superior începe cu un orizont marnos, cenușiu-albicios, fosilifer, cuprinzând numeroase exemplare de ostrei mici și resturi de echinide și foraminifere. Acest orizont de gosimi reduse (5—10 m), ne-a servit drept reper în separarea Tortonianului superior de cel mediu și inferior. Între Tortonianul mediu și inferior, nu există discontinuitate de sedimentare. De asemenea, nici între cel mediu și superior. În consecință întreaga stivă de sedimente tortoniene se găsește în continuitate de sedimentare.

Pe valea Momeasa, deasupra orizontului marnos fosilifer, apar marne șistoase, grezoase, cu intercalații de siderite și sferosiderite.

În Tortonianul superior de pe valea Duba, s-au întîlnit argile gipsifere, intercalate în marne, gresii și conglomerate tufitice. Gipsul este fibros, microcutat și impur. Acest orizont gipsifer, gros de 0,5—1 m, nu a mai fost întîlnit decât în versantul drept al văii Trestia.

Rocile sedimentare ale Tortonianului superior, au structură încrucișată tipică, trecînd treptat, către partea superioară, de la tufite și conglomerate tufitice, la produse piroclastice andezitice. Din această cauză, limita pusă pe hartă și profile este aproximativă. Această situație este caracteristică pentru întreaga regiune cercetată, confirmînd un proces de colmatare vulcanică a bazinului de sedimentare tortonian. De altfel, prezența unor mici intercalații de roci sedimentare în masa produselor piroclastice andezitice, sprijină această presupunere.

Din Tortonianul superior, începe o manifestare vulcanică de mare amplitudine, caracterizată mai mult prin forme paroxismale și mai puțin prin revârsări de lave, dind în zona Cetraș un stratovulcan tipic. Activitatea acestui vulcan începe în Tortonianul superior prin andezite amfibolice cu puțin biotit (α_1), continuă cu andezite amfibolice cu cuarț și biotit de tip Vălișoara (α_2), apoi cu andezitele cuartifere cu amfibol și biotit de tip Săcărîmb (α_3) și se încheie cu erupția dacitelor de tip Cetraș. Activitatea vulcanică s-a manifestat și prin produse piroclastice, pe care le-am separat în inferioare și superioare.

Pentru confirmarea vîrstei tortonian-superioară a rocilor sedimentare de pe valea Momeasa, valea Zimbrița, Duba și valea Satului, acestea au fost analizate micropaleontologic de Maria Toceorjeșcu, căreia pe această cale îi exprimăm mulțumiri.

Prin bogăția materialului determinat (foraminifere, echinide, ostreide etc.), aceste analize au confirmat vîrsta tortonian-superioară. Pteropodul

Spirialis a fost considerat ca fiind fosila caracteristică pentru determinarea acesteia.

În baza acestor date, descriem mai jos, în ordinea vîrstei, tipurile de roci eruptive terțiare din regiune.

1. Andezitele amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit și produsele piroclastice inferioare

Pe valea Voia, în amonte de confluența cu pîrîul Certej, aflorează lavele și aglomeratele andezitelor amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit, considerate de noi ca fiind cele mai vechi roci andezitice din regiune. Acestea se deosebesc de celealte prin textura rubanată datorită aglomerării mineralelor în benzi sau șlire. Cristalele de hornblendă bazaltică sunt larg dezvoltate (0,5—1 cm), iar biotitul în parte decolorat, se îmbogățește spre partea superioară a acestor curgeri de lave. Cuarțul de dimensiuni foarte reduse (0,01—0,5 mm) este frecvent corodat.

Pirolastitele acestor roci le denumim inferioare, dat fiind poziția lor față de toate celealte roci vulcanice. Ele apar foarte puțin în estul regiunii, pe valea Voia, unde formează în lavele andezitice trei nivele cu grosimi de 5—10 m lipsite de continuitate pe direcție.

În vest, răspândirea lor este mult mai mare, putînd fi întîlnite din valea Trestia pînă în valea Duba.

Pirolastitele inferioare marchează un moment de paroxism, după care au urmat revârsările de lave de pe valea Voia.

Petrografic, elementele acestor pirolastite sunt de andezite amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit, la care se mai adaugă riolite, dacite, marne, gresii și conglomerate tortoniene.

Orizonturile inferioare ale acestor pirolastite, întîlnite pe văile Momeasa, Zimbrița, Duba etc., sunt alcătuite din cinerite lapilice grosiere sau fine.

În orizonturile superioare apar tot mai des intercalații de brecii sau aglomerate, ale căror fragmente de roci au dimensiuni pînă la 0,5 m. Astfel, pe valea Momeasa sub bancul calcarelor cu *Lithotamnium* se întîlnesc brecii cu elemente de andezite de forme angulare și dimensiuni ce variază între 0,1—0,5 m. Cimentul acestor fragmente este cristaloclastic, alcătuit din așchii de feldspat, amfibol, cuarț și biotit.

Între pirolastitele inferioare și rocile sedimentare ale Tortonianului superior, se observă o trecere treptată marcată prin roci cu caracter mixt sedimentar-eruptiv (conglomerate tufitice, gresii tufitice, tufite etc.). Asemenea aspecte se pot vedea și la părtea superioară a acestor piroclas-

tite, în zonele unde apar rocile sedimentare. Remarcăm prezența unor fenomene de bentonitizare, care au dat argile bentonitice, tufuri bentonitice, etc., în dealul Gruiul, valea Momeasa, valea Duba.

Pe valea Momeasa, deasupra breciilor piroclastice inferioare, aflorează un banc de calcare, gros de 1,5–3 m., orientat N–S, alb-gălbui, cu aspect nodulos, bogat fosilifer, cuprinzând numeroase exemplare de echinide, ostride, turitelle, pectinide și alge calcaroase. Fauna din acest punct a fost determinată de A. Koch. Din fosilele determine cităm pe cele mai frecvente: *Pecten pilatus* L. și *Venus cf. dujardini* Hörenes, fosile conducătoare pentru calcarul de Leitha și formațiuni echivalente de vîrstă tortonian-superioară. Bancul de calcare este acoperit de marne vinete lumașelice, cu intercalării de argile bentonitice și conglomerate tufitice, alcătuind un facies mixt (recifal-pelitic-detritic). La fauna menționată mai sus, au fost determinate de Antona neta Clemens, următoarele forme: *Turritella (Archimediella) pythagorica* Berger, *Turritella cf. subangulata* Block, *Turritella (Toreculoidella) ierroma* Coss, *Ostrea (Ostrea) digitalina* Dubois, *Pectunculus aff. pilosus* Linne, *Lucina (Linga) columbella* Lam., *Corbula (Varicorbula) gibba* Olivi, *Nucula (Nucula) nucleus* Linne, *Pecten septentradiatus* Müller, *Pecten leythajanus* Partsch, *Cardium* sp., *Conus* sp., *Trochus* sp., *Siphonodentalium bifidum* Wood, *Vermetus intortus* Lam. În cadrul marnelor lumașelice se întâlnesc gresii sideritice sau sferosideritice cu numeroase resturi de gasteropode și lamelibranhiate. Spre amonte, deasupra acestor roci, apar gresii gălbui limonitice, friabile, bogat fosilifere, îndeosebi în turitele. Aceste gresii sunt acoperite de produsele piroclastice ale andezitelor de tip Săcărîmb.

Urmărit spre sud, către dealul Priseaca, valea Trestia, acest sedimentar trece de la tufite și conglomerate tufitice, la brecii și aglomerate andezitice. Nivelul calcaros se efilează, manifestându-se în Pîrul Rău și în dealul Priseaca sub forma unor concrețiuni calcaroase, discontinui, cu numeroase exemplare de echinide.

Către N spre văile Draica și Hurubelor, sedimentarul este acoperit de lavele andezitelor de tip Săcărîmb sau de dacitele ce aparțin aparatelor din dealurile Momeasa și Cetraș.

Menționăm o mică ivire de argile bentonitice și calcare de tip Leitha, necunoscută pînă în prezent, care apare în dealul Pleașa. Aici calcarele au grosimi reduse (0,1–0,5 m) și sunt prinse în argile bentonitice cu elemente rulate de andezite. Remarcăm mineralele femice (amfibol și biotit) decolorate, aglomerate cu aspect concreționar sau ca mici pelicule (fig. 1).

În dealul Gruiul de la Hărtăgani, în zona dintre valea Zimbrița și valea Hurubelor, s-a întlnit același sedimentar. Spre deosebire de celelalte aparții, fenomenele de bentonitzare sunt mult mai avansate. În aflorimentele din dealul Gruiul (fig. 2) și împrejurimi, în baza intercalărilor de sedimentar, apar gresii tufițice, orizonturi concreționare limonitice, argile bentonitizate, marne și gresii calcaroase fosilifere, precum și calcare de Leitha. Calcarele de Leitha se află în partea superioară a roilor sedimentare, fiind

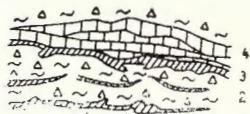


Fig. 1. — Detaliu în Tortonianul superior din dealul Pleașa.

1, gresii tufițice; 2, brechi andezitice bentonitizate; 3, aglomerări de minerale femeice; 4, calcare tip Leitha. Sc. 1cm = 1m.

Détail dans le Tortonien supérieur de la Colline Pleașa.

1, grès tuffitiques; 2, brèches andésitiques bentonitisées; 3, agglomérations de minéraux féminiques;

4, calcaires de type Leitha.

Échelle: 1 cm = 1 m.

acoperit de produsele piroclastice superioare. Din acest punct A. Koch (1890) și G. Primes (1896) au determinat mai multe specii de brachiopode, lamelibranchiate, gasteropode etc., considerind asociația faunistică corespunzătoare Tortonianului superior. În fig. 3, prezentăm

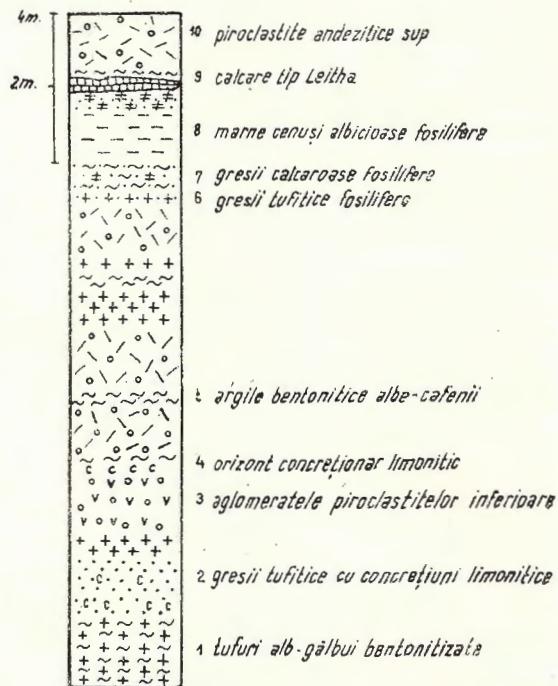


Fig. 2. — Detaliu în Tortonianul superior din dealul Gruiul.
Détail dans le Tortonien supérieur de la Colline Gruiul.
1, tufs blanc-jaunâtre bentonitisés; 2, grès tuffitiques à concrétions limonitiques; 3, aglomérats des pyroclastites inférieures; 4, horizon concretionnaire limonitique; 5, argiles bentonitiques blanc-marron; 6, grès tuffitiques fossilières; 7, grès calcaires fossilières; 8, marnes gris-blanchâtre fossilières; 9, calcaires de type Leitha; 10, pyroclastites andésitiques supérieures.

poziția rocilor sedimentare tortonian-superioare, față de piroclastitele inferioare și superioare din valea Momeasa, dealul Pleașa, dealul Gruiul. Aici se poate vedea întreaga variație litologică a sedimentelor în facies mixt, precum și variația pe direcție atât ca poziție, cît și grosime a calcarelor de Leitha. Probele micropaleontologice recoltate de pe valea

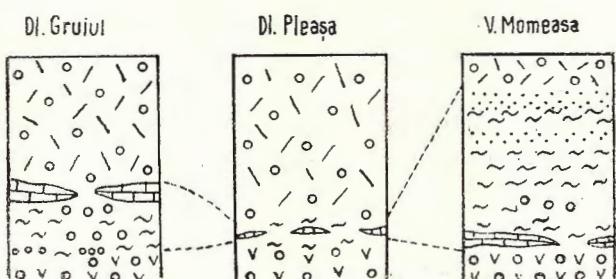


Fig. 3. — Intercalații de Tortonian superior în piroclastite andezitice.

1, piroclastite inferioare; 2, calcar tip Leitha; 3, facies mixt; 4, facies marnos-grezos; 5, piroclastite superioare.

Intercalations de Tortonien supérieur dans les pyroclastites andésitiques.

1, pyroclastites inférieures; 2, calcaire de type Leitha; 3, faciès mixte; 4, faciès marneux-gréseux; 5, pyroclastites supérieures.

Momeasa din formațiunea de molasă și din faciesul marnos-grezos, au indicat vîrstă Tortonian superior. Probele din dealul Gruiul, au indicat vîrstă Tortonian superior—Sarmatian inferior.

Tinind cont de faptul că întreaga macrofaună este caracteristică Tortonianului superior, considerăm edificatoare și rezultatele probelor micropaleontologice.

2. Andezitele amfibolice cu cuarț și biotit de tip Porcurea

După erupția andezitelor amfibolice cu puțin biotit, în zona dealul Cetraș urmează un nou moment de erupție, caracterizat prin rocile mai acide de tip Porcurea. Aceste roci sunt mascate de relieful mai tînăr; am observat numai trei mici dyke-uri, două pe pîrîul Măcriș și unul în versantul drept al văii Voia, aval de confluența cu pîrîul Afinei. Primele două străbat andezitele mai vechi (α_1) iar ultimul, nivelul pietrișurilor roșii. Credem că această erupție a fost scurtă.

Dacă în regiunea Cetraș acest moment de erupție este mai puțin evident, nu același lucru se întimplă la Porcurea, unde cele două aparate vulcanice din dealul Băilor și Măgura Porcului, au fost mult mai active, dind brecii de explozie și revârsări de lave, care se pot vedea către W pînă în valea Duba. La Vălișoara se întîlnesc raporturi clare între aceste roci și depozitele sedimentare mediteraneene. Astfel, pe valea Satului, pîrul Medroaiei, valea Curechi de către Porcurea andezitele repauzează peste „pietrișurile roșii”; pe valea Duba acoperă argilele și marnele cenușii-albicioase fosilifere, iar pe pîrul La Cruce sunt acoperite de gresiile și marnele șocolatii ale Tortonianului superior. Aceste observații încadrează momentul de erupție între partea inferioară a Tortonianului superior și partea sa superioară.

3. Andezitele cuartifere cu amfiboli și biotit tip Săcărîmb și produsele piroclastice superioare

Momentul de erupție care a generat aceste roci, este marcat de o activitate puternic explozivă, în urma căreia a rezultat o impresionantă stivă de material piroclastic, ce se ridică din valea Duba pînă sub abruptul vîrfului Cetraș, atingînd o grosime maximă de cca 300 m. După această fază de paroxism accentuat, urmează slabe revârsări de lave întîlnite pe văile Draica și Highiș, bazinele superioare ale văii Voia.

În valea Momeasa, dealul Gruiul, rocile sedimentare de vîrstă tortonian-superioară în facies lacustru, separă produsele piroclastice superioare corespunzătoare andezitelor de tip Săcărîmb (α_3) de pirolastitele inferioare. Materialul component al produselor piroclastice superioare este foarte variat din punct de vedere petrografic și prezintă o stratificație slab marcată dată de alternanțe dese și neregulate de cinerite fine și groziera cu brecii și aglomerate.

Elementele prinse în masa cristaloblastică reprezintă roci sedimentare și eruptive anterioare erupției. Astfel, s-au identificat marne, gresii, conglomerate, calcare, roci bazice, granodiorite, diorite, riolite, dacite și andezite. Rocile andezitice corespund erupțiilor anterioare, la care se adaugă și elemente corespunzătoare andezitelor de Săcărîmb.

Marnele, gresiile și conglomeratele întîlnite în aflorimentele sau grohotișurile de pantă în zonele piroclastitelor superioare, sunt în majoritatea cazurilor hidrotermalizate.

Pe valea Momeasa și Pîrul Iancului s-au întîlnit blocuri de calcare alb-cenușii silicificate, uneori baritizate și mineralizate cu pirită.

O parte din rocile bazice sănt transformate hidrotermal și mineralizate. Unele au în alveole însemnate cantități de grossular. Asemenea roci apar la zi în regiunea Vălișoara—Almașul Mic, ca rezultat al metamorfismului metasomatic, exercitat de soluțiile banatitice asupra rocilor bazice. Prezența amigdalelor a putut favoriza formarea granaților. De altfel, prezența elementelor de granodiorite, diorite, în aceste produse piroclastice cît și rocile dacitice din dealurile Cetraș, Stirba și Bulz, dovedesc existența lor în profunzime.

Acestui material i se adaugă fragmente de riolite, dacite, andezite amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit (α_1), andezite de Porcurea (α_2) și andezite de Săcărîmb (α_3). Menționăm abundența materialului provenit din erupția primelor andezite (α_1), care alcătuiește în partea inferioară a acestui nivel piroclastic, majoritatea elementelor componente. Către partea superioară a acestor roci, se observă o participare mai abundentă a materialului provenit din andezitele mai recente (α_2 , α_3). În aceste produse piroclastice semnalăm prezența unor elemente de andezite, dacite sau riolite, mineralizate și transformate hidrotermal (silicificate, serecizitate și alunitizate). Acestora li se adaugă fragmente și blocuri de filoane mineralizate cu pirită, blendă și galenă, prinse într-o gangă cuarțoasă.

În concentratele aluvionare recoltate de pe văile principale (văile Duba, Satului și Momeasa), am întlnit fire de aur nerulate, provenite probabil din elementele mineralizate și alterate.

Prezența elementelor de andezite mineralizate cu pirită, sulfuri polimetalice și aur, ridică probleme noi, conducind spre cercetarea în adâncime a unor structuri interesante din punct de vedere economic.

Intercalații de roci sedimentare în produsele piroclastice superioare, sănt mult mai rare. Semnalăm ca mai importantă apariția marnelor, grasiilor, sideritelor și sferosideritelor de pe valea Zimbrița. Celealte viri sănt de dimensiuni reduse. Intercalația de sedimentar de pe valea Zimbrița, cea mai superioară ca poziție, conține microfaună tortonian-superioară.

După erupția andezitelor de Săcărîmb, în regiune încep erupțiile dacitice de Căinel și Cetraș.

4. Dacitele

În momentul de față nu dispunem de date suficiente privitor la timpul de erupție al dacitelor. În regiunea Săliște, dacitul de Căinel (δ_1) din dealul Draica (T. P. Ghițulescu — M. Socolescu, 1941), deranjează depozitele Tortonianului inferior și mediu.

Dacitele din dealurile Stirba și Buha (δ_2) străbat atât aceste roci cât și produsele piroclastice superioare. În acest caz erupția rocilor dacitice a avut loc la finele Tortonianului superior și începutul Sarmățianului inferior.

5. Andezitele de Rotunda

Cu andezitele de Rotunda (α_4) se încheie activitatea vulcanică din regiune. Acestea apar în dealul Zimbrița și împrejurimi acoperind sau deranjând produsele piroclastice superioare sau lavele dacitice de Cetraș. Sunt cele mai tinere roci vulcanice din regiune. Neavînd alte date asupra timpului de erupție, le atribuim vîrstă Sarmățian superior-Pliocen inferior (T. P. Ghițulescu și M. Socolescu, 1941).

Succesiunea de erupție, caracterele petrografice ale rocilor eruptive terțiare și raporturile de vîrstă cu formațiunile mediteraneene ne permit să divizăm activitatea vulcanică din regiune în trei faze conform schemei :

Faza III-a : Sarm. sup.—Pliocen (τ)	<table border="0"> <tr> <td>Andezite de Rotunda</td></tr> <tr> <td>Andezite de Ciinel, dacite de Cetraș</td></tr> </table>	Andezite de Rotunda	Andezite de Ciinel, dacite de Cetraș			
Andezite de Rotunda						
Andezite de Ciinel, dacite de Cetraș						
Faza II-a : Sarm. inf.—Tortonian sup.	<table border="0"> <tr> <td>Andezite de Săcărîmb</td></tr> <tr> <td>Produse piroclastice superioare</td></tr> <tr> <td>Andezite de Porcurea</td></tr> <tr> <td>Andezite amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit</td></tr> <tr> <td>Produse piroclastice inferioare</td></tr> </table>	Andezite de Săcărîmb	Produse piroclastice superioare	Andezite de Porcurea	Andezite amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit	Produse piroclastice inferioare
Andezite de Săcărîmb						
Produse piroclastice superioare						
Andezite de Porcurea						
Andezite amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit						
Produse piroclastice inferioare						
Faza I-a : Tortonian inf.—Tortonian mediu	Riolite, dacite					

T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (1941) au grupat activitatea vulcanică din Tortonianul inferior și mediu în două faze : faza I-a și a II-a. Noi, de acord cu considerațiunile lui M. Borcoș și G. Manea (1962), grupăm dacitele și riolitele din Tortonianul inferior și mediu într-o singură fază.

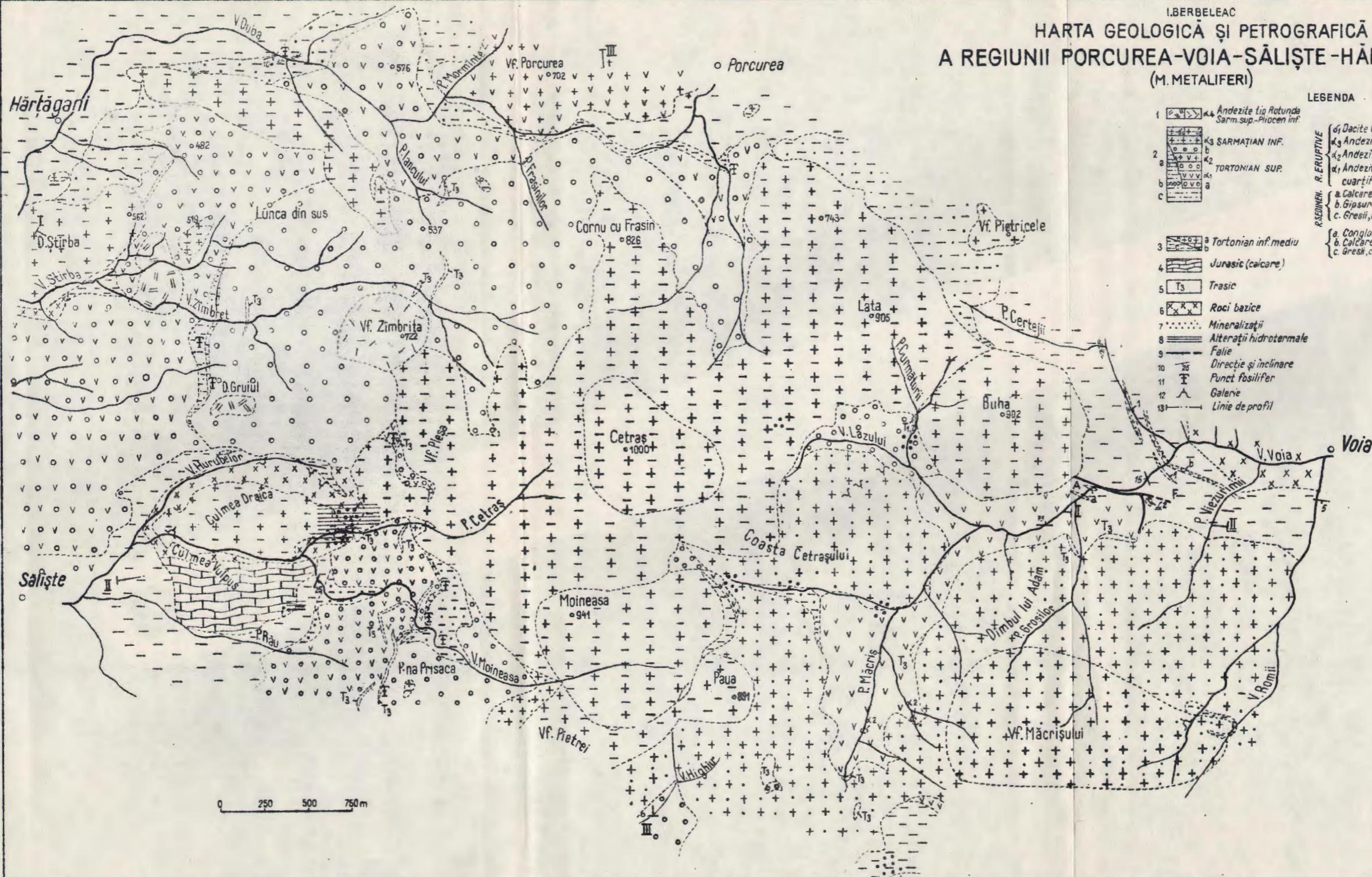
Conform schemei noastre, faza a II-a începe în Tortonianul superior cu andezite amfibolice slab cuarțifere cu puțin biotit și se termină în Sarmățianul inferior cu dacite de Ciinel și Cetraș. În schema lui T. P. Ghițulescu și M. Socolescu — faza III-a — începe în această regiune, cu dacite de Ciinel, continuă cu andezite de Săcărîmb și Porcurea, terminându-se cu dacite de Cetraș. Pentru andezitele de Rotunda rămîne ca

I.BERBELEAC
HARTA GEOLOGICĂ SI PETROGRAFICĂ
A REGIUNII PORCUREA-VOIA-SĂLIŞTE-HÂRTĀGANI
(M. METALIFERI)

LIBERBELFAC

LEGENDA

- | | | |
|----|--|---|
| 1 | | Andezite tip Rotunda
Sarm. sup.-Pliocen inf. |
| 2 | | SARMAȚIAN INF. |
| a | | TORTONIAN SUP. |
| b | | Pirocl. sup. |
| c | | R. ERUPTIVE |
| 3 | | Tortonian inf. mediu |
| 4 | | Jurasic (calcare) |
| 5 | | Trasic |
| 6 | | Roci bazice |
| 7 | | Mineralizatii |
| 8 | | Alteratii hidrotermale |
| 9 | | Falie |
| 10 | | Directie si inclinare |
| 11 | | Punct fosilifer |
| 12 | | Galerie |
| 13 | | Linie de profil |

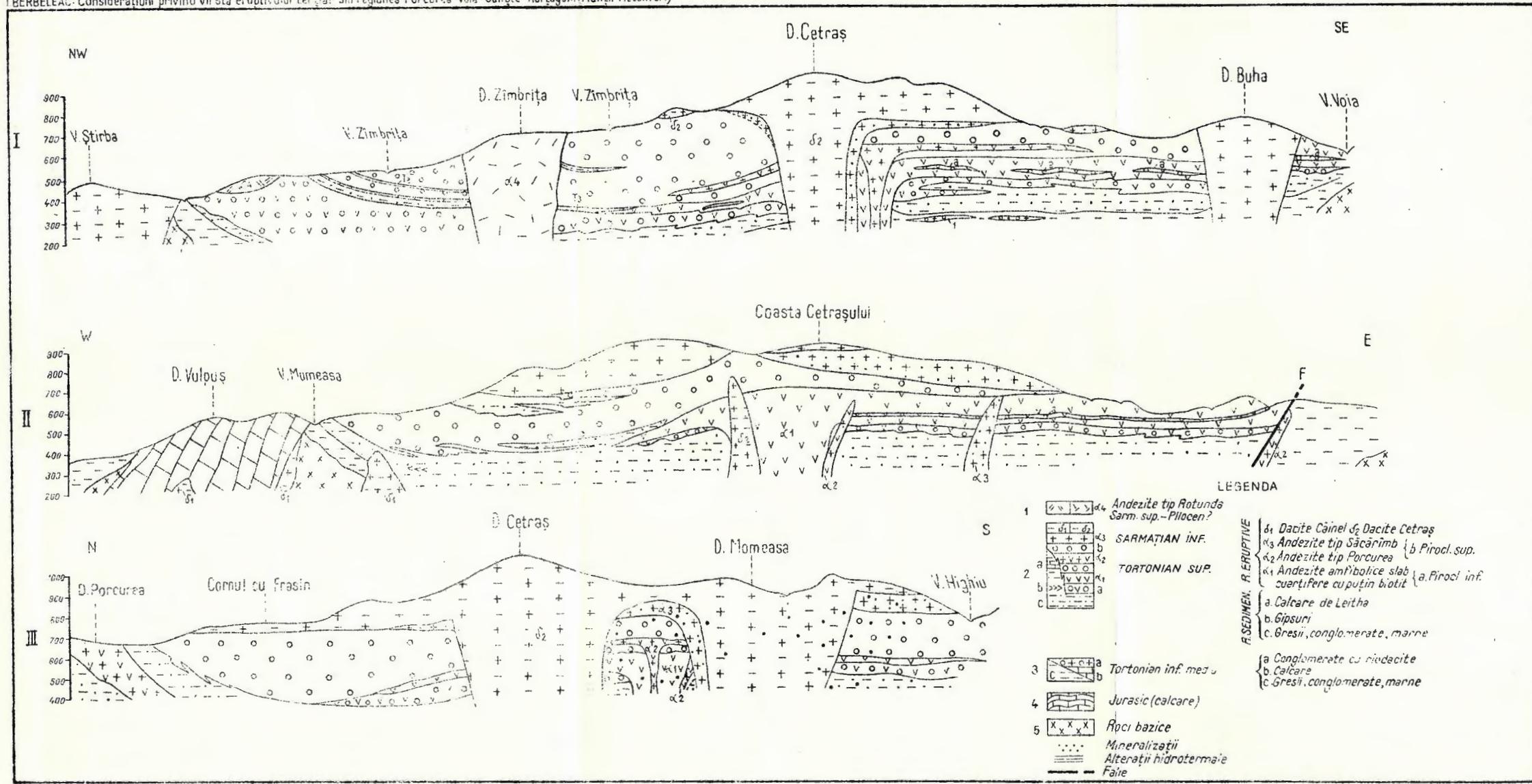


SECȚIUNI GEOLOGICE INTERPRETATIVE IN REG. PORCUREA-VOIA-SĂLIȘTE-HĂRTĂGANI

0 250 500m

I BERBELEAC: Considerații privind virsta eruptivului tertiar din regiunea Porcurea-Voia-Săliște-Hărtăgan (Munții Metaliferi)

Pl. II



vîrstă : Sarmatian superior—Pliocen inferior (T. P. Ghițulescu, M. Socolescu, 1941).

Această schemă are un caracter limitat și nu se referă la regiunile învecinate, sau la celealte bazine de sedimentare din cadrul Munților Metaliferi. Paraleлизarea cu bazinul Zlatna—Almașul Mare s-a făcut cu scopul de a scoate în evidență unitatea de vîrstă a eruptions.

Concluzii

Sedimentarul tortonian este reprezentat prin toate cele trei orizonturi : inferior, mediu și superior. Separarea Tortonianului superior și inferior de cel mediu, s-a făcut pe baze litologice și faunistice (pteropodul *Spirialis*). Între cele trei orizonturi există o continuitate de sedimentare.

Prin colmatarea bazinului tortonian cu material eruptiv, s-a trecut de la un facies cu caracter neritic-litoral la unul salmastru-recifal. Rocile sedimentate în Tortonianul superior, au un caracter mixt sedimentar-eruptiv.

Activitatea vulcanică din regiune a început din Tortonianul inferior și mediu, prezentând un aspect ritmic și cunoaște faze de paroxism mai accentuate în timpul Tortonianului superior și Sarmatianului inferior. Această activitate a început cu roci acide de tipul riolitelor și dacitelor, după care se trece la andezite variate, pentru ca să se revină la dacite. Andezitele de Rotunda sunt cele mai noi roci eruptive din regiune.

Prezența unor intercalări de sedimentar cu macro- și microfosile, de vîrstă tortonian-superioară în produsele piroclastice andezitice, cobează timpul de erupție al andezitelor de Săcărîmb și Porcurea din Sarmatianul superior în Tortonianul superior, cel mult Sarmatian inferior.

În regiunea Cetraș, sîntem în prezență unui stratovulcan complex, a cărui erupție a început în Tortonianul superior și s-a terminat în Sarmatianul inferior.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Gheorghita I., Boștinescu S., Mătieș P. (1961) Contribuții împotriva unor manifestări magmatice neogene cu caracter linear în Mării Metaliferi și împotriva structurii aparatului vulcanic Hanos. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX. București.
- Borcoș M., Mantea Gh. (1862) Vîrstă formațiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Mare (munții Metalifcri). *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX. București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Metalliphères. *An. Com. Géol.* XX. București.

- K o c h A. (1891) Die Tertiärbildungen des Siebenbürgischen Beckens. Berlin, Budapest.
 P á l f y M. (1906) Der westliche und südliche Teil des Csetrásgebirges. *Jahrsb. d. k. ung. geol. A.* pag. 124. Budapest.
 P r i m i c s G. (1896) A Csetráshegység geologiája és érctelérei. Budapest.

CONSIDÉRATIONS CONCERNANT L'ÂGE DE L'ÉRUPTIF TERTIAIRE DE LA RÉGION PORCUREA – SĂLIŞTE – HĂRTĂGANI (MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR

I. BERBELEAC

(Résumé)

Le travail traite de l'évolution du volcanisme tertiaire de la région Porcurea – Sălişte – Hărtăgani en y ajoutant de nouvelles données concernant le caractère lithologique et faunique des formations sédimentaires tortoniennes ainsi que la variété pétrographique des roches éruptives tertiaires. De nouvelles interprétations, étayées par les données paléontologiques et les relations d'âge entre les roches sont données à l'évolution temporelle du volcanisme de la région. C'est ainsi que, pour la première fois, on s'aperçoit de la présence, dans la région, des conglomérats rhyodacitiques et des tufs dacitiques du Tortonien inférieur et moyen. On apporte également des précisions sur l'existence d'un stratovolcan dans la zone de la colline Cetraş qui s'est affirmé par des andésites moins acides d'abord – andésites amphiboliques faiblement quartzifères, à peu de biotite (α_1), par les éruptions, ensuite, des andésites quartzifères de Porcurea (α_2) et Săcărîmb (α_3) et dont l'activité s'est achevée par les éruptions dacitiques de la colline Geamănu et Cetraş.

A part les déversements de laves des types de roches mentionnées l'éruption du stratovolcan s'est manifestée par des moments de paroxisme qui ont engendré les produits pyroclastiques inférieurs et supérieurs correspondant aux andésites amphiboliques faiblement quartzifères à peu de biotite et à celles de Săcărîmb.

L'activité volcanique de la région s'achève par les éruptions des andésites de Rotunda de la colline Zimbrița.

Le travail présente la description des types de roches éruptives à aspects pétrographiques spécifiques ainsi que les rapports entre les pro-

duits pyroclastiques inférieurs et supérieurs et les sédiments du Tortonien supérieur.

La macro- et la microfaune identifiées dans les intercalations de sédimentaire des produits pyroclastiques ont indiqué l'âge Tortonien supérieur — Sarmatien inférieur pour les éruptions des andésites de type Săcărimb—Porcurea et des dacites de Căinel—Cetraș.

Voilà les trois phases qui se succèdent dans l'activité éruptive de la région : la première phase — les éruptions de dacites et rhyolites du Tortonien inférieur et moyen, la deuxième phase — les éruptions des andésites de Porcurea—Săcărimb et les dacites de Căinel—Cetraș du Tortonien supérieur—Sarmatien inférieur, la troisième enfin —les andésites de Rotunda du Sarmatien supérieur-Pliocène inférieur.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique et pétrographique de la région Porcurea—Voia—Săliște—Hărțăgani (Monts Métallifères).

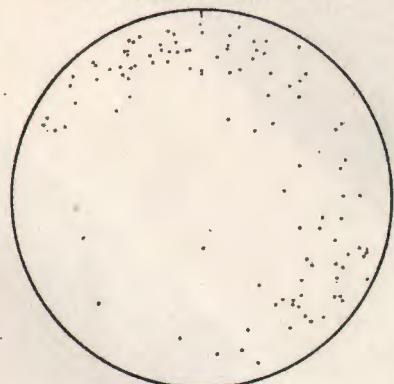
1. Sarmatien supérieur — Pliocène inférieur?; — andésites de type Rotunda; 2. Sarmatien inférieur — Tortonien supérieur; roches éruptives; δ_1 , dacites Clinel; δ_2 , dacites Cetraș; α_1 , andésites de type Săcărimb; b, pyroclastites supérieures; α_2 , andésites de type Porcurea; α_3 , andésites amphiboliques faiblement quartzifères à peu de biotite; a, pyroclastites inférieures; roches sédimentaires; a, calcaires de Leitha; b, gypses; c, grès, conglomérats, marnes; 3. Tortonien inférieur, — moyen a, conglomérats à rhyodacites; b, calcaires; c grès, conglomérats, marnes; 4. Jurassique calcaires); 5. Trias. 6, roches basiques; 7, minéralisations; 8, altérations hydrothermales; 9, faille; 10, direction et pendage, 11, point fossile; 12, galerie, 13, ligne de profil.

Planche II

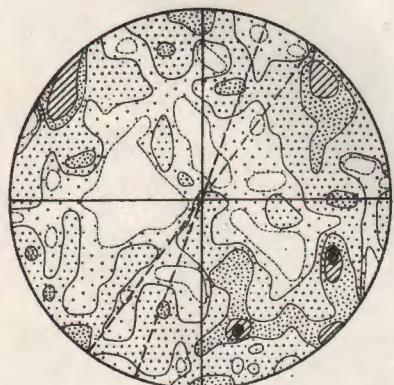
Sections géologiques interprétatives dans la région Porcurea—Voia—Săliște—Hărțăgani

1. Sarmatien supérieur — Pliocène? α_4 , andésites de type Rotunda; 2. Tortonien supérieur — Sarmatien inférieur; roches éruptives; Δ_1 , dacites Clinel; δ_3 , dacites Cetraș; α_1 , andésites Săcărimb; b, pyroclastites supérieures; α_2 , andésites de type Porcurea; α_3 , andésites amphiboliques faiblement quartzifères à peu de biotite; a, pyroclastites inférieures 3. Tortonien inférieur — moyen; a, conglomérats à rhyodacites; b, calcaires; c, grès, conglomérats, marnes; 4, Jurassique calcaires); 5, roches basiques; 6, minéralisations; 7, altérations hydrothermales; 8, faille.

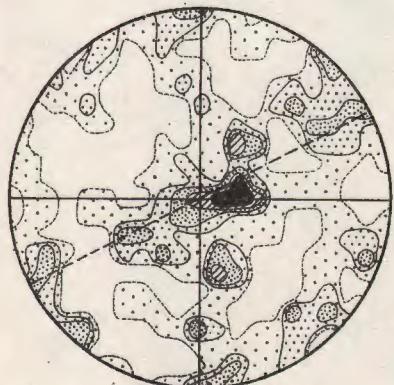
IACOBENI
SERIA EPIZONALĂ
105 LINEAȚII ȘI AXE DE MICROCUTE



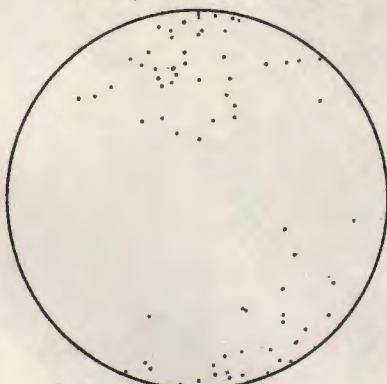
ȘIST CUARTITIC-SERICITIC, MESTECĂNIȘ
200 Q
0-0,5-1-2-3-4%



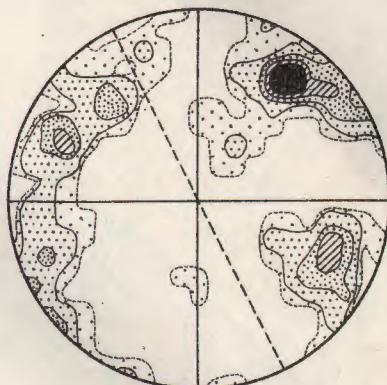
CUARTIT NEGRU, CĂPRĂRIE
100 Q
0-1-2-3-4-6%



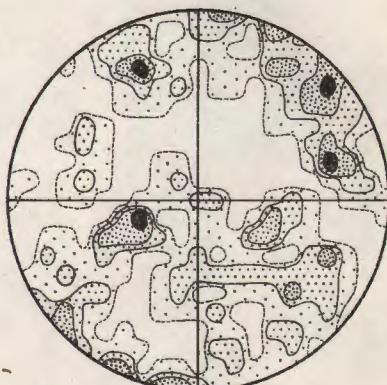
IACOBENI
SERIA MESOZONALĂ
70 LINEAȚII ȘI AXE DE MICROCUTE



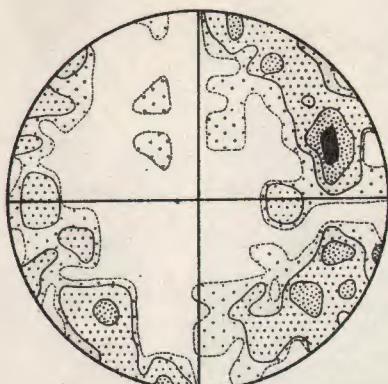
CUART IN MINEREU DE Mn, CĂPRĂRIE
100 Q
0-1-2-4-6-8%



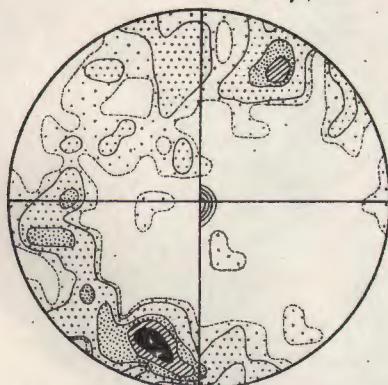
CUARTIT NEGRU, V. CISLA
100 Q
0-1-2-3-4%



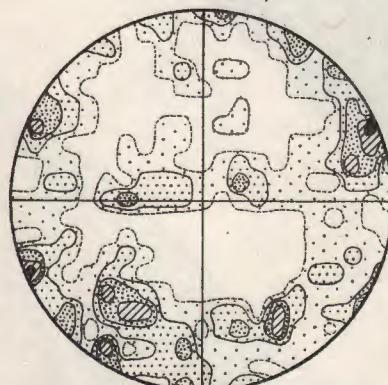
MICAȘIST CUARTITIC-MUSCOVITIC, V.BISTRITÉI
100 Q
0-1-2-4-6%



CUART IN MINEREU DE Mn (MICROCUTĂ, 1b)
CĂPRĂRIE
0-1-2-4-6-8(<9)%



ȘIST CUARTITIC-SERICITIC, V.CISLA
100 Q
0-1-2-3-4-5%



MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE ȘI PETROGRAFICE
ASUPRA CĂRBUNILOR ÎNTÎLNITI ÎN FORAJUL
DE LA CAMENIȚA¹⁾

DE

CORNELIA BIȚOIANU²⁾, SMĂRĂNDIȚA ILIE²⁾, G. PITULEA³⁾

Abstract

Stratigraphical and Petrographical Considerations on the Coals occurring in the Drilling at Camenița. The work points out the presence of the Upper Carboniferous in a drilling West of Svinia-Svinecea Mare zone (at Camenița) and presents a petrographical study of coals found in these deposits.

Introducere. În prezență notă ne propunem să redăm cîteva aspecte stratigrafice, petrografice și fizico-chimice ale cărbunilor interceptați într-un foraj din regiunea Camenița, pe baza cărora vom trage și unele concluzii în legătură cu vîrsta formațiunii cărbunoase.

Sondajul (22718) a fost amplasat în partea centrală a ramurei sedimentare Cozla-Camenița din zona Svinia — Svinecea Mare, pe depozitele liasice ale sinclinalului Gura Siriniei — Camenița, la sud-vest de vîrful Glavecina Mică (fig. 1). El a străbătut depozite sedimentare și erupțive ce aparțin Jurasicului, Cretacicului în facies de fliș, Permianului și Carboniferului superior.

Studiul petrografic al cărbunilor întâlniți de foraj, l-am efectuat pe 12 probe ce provin din carotele de la adîncimile de 356,46 — 358,57 m, 372,20 — 373,77 m, 428,10 — 431,18 m și 431,18 — 433,81 m. Ele constituie primele analize petrografice și fizico-chimice din regiunea Camenița.

¹⁾ Comunicare în ședință din 20 aprilie 1965.

²⁾ Cornelia Bițoianu, Smărăndița Ilie — Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, nr. 55, București.

³⁾ G. Pitulea — I.S.E.M. Bul. N. Bălcescu, nr. 26, București.

Menționăm că date stratigrafice referitoare la zona Camenița se găsesc în lucrarea intitulată : „Cercetări geologice în regiunea Svinia - Fața Mare” (Gr. Răileanu), în care au fost descrise formațiunile jurasice și cretacice ce apar la zi.

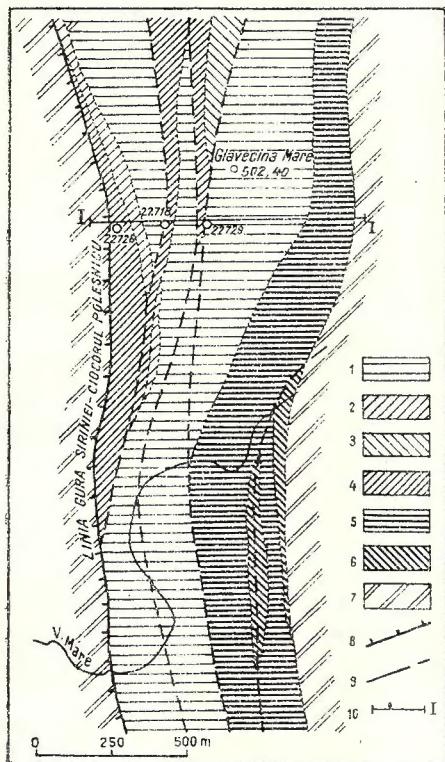


Fig. 1. — Schiță geologică a zonei în care este amplasat forajul de la Camenița.

1. Cristalin; 2. Carbonifer superior; 3. Permian; 4. Liasic inferior; 5. Liasic mediu; 6. Dogger; 7. Cretacic superior.

Esquisse géologique de la zone dans laquelle est placé le forage de Camenița.

1. Cristallin; 2. Carbonifère supérieur; 3. Permien; 4. Lias inférieur; 5. Lias moyen; 6. Dogger, 7. Crétacé supérieur.

gălbui și cu diaclaze de calcit. La celelalte strate acoperișul este constituit din gresii argiloase cenușii-negricioase. În cuprinsul straturilor de cărbuni se remarcă prezența șisturilor cărbunoase și argiloase ce nu depășesc grosimea de 0,20 m. Trebuie remarcat faptul că stratele de cărbuni au o dez-

Un studiu petrografic privind cărbunii de vîrstă carbonifer-superioră în extremitatea estică a zonei Svinia-Svinecea Mare, a fost efectuat de către I. Mateescu (1964) în regiunea Baja Nouă.

Date geologice asupra formațiunilor întlnite în foraj

Carboniferul superior se dispune transgresiv pe fundamentul Cristalinului danubian. El este reprezentat prin gresii arcoziene, gresii și șisturi argiloase cenușii-negricioase, cărbuni, precum și porfire roșii intercalate în orizonturile grezoase.

Din datele de foraj (fig. 2) rezultă că seria depozitelor carbonifere are o grosime de 362 m, cărbunii fiind cantonați în intervalul cuprins între 355,50 m și 435 m. Între aceste adâncimi au fost întlnite patru strate de cărbuni numerotate de jos în sus de la I la IV. Grosimea reală a straturilor de cărbuni variază de la 0,72 m la 3,57 m. Culcușul straturilor II, III și IV îl formează șisturile argiloase și gresile argiloase șistoase cenușii. La stratul I atât culcușul cât și acoperișul sunt alcătuite din porfire cenușii cu nuanțe

voltare lenticulară și cu totul redusă, deoarece n-au mai fost interceptate în forajele de la est și vest situate la aprox. 200 m de cel studiat.

În șisturile și gresiile argiloase negre din nivelele în care apar stratele de cărbuni, au fost determinate Calamitale, printre care *Calamites suckowi* Brongniart, formă frecventă în Stephanian.

Permianul este constituit din șisturi și gresii argiloase roșii cu frecvențe diaclaze umplute cu calcit, apoi conglomerate, porfire și diabaze.

Jurasicul este reprezentat numai prin Liasicul inferior, acesta fiind alcătuit din gresii silicioase, șisturi grezo-argiloase, șisturi argiloase și argile cărboase negre.

Cretacicul superior îmbracă faciesul de fliș și este format din gresii silicioase și marno-calcare ce alternează cu bancuri de conglomerate poligene.

Depozitele sedimentare și efuzive menționate, alcătuiesc un sinclinal orientat nord-sud, strîns cutat, deversat spre est, în care se individualizează mai mulți solzi. Această structură a fost confirmată și de lucrările de explorare. Un exemplu în această privință îl constituie poziția anormală a Jurasicului inferior peste Cretacicul superior (fig. 3).

Date petrografice

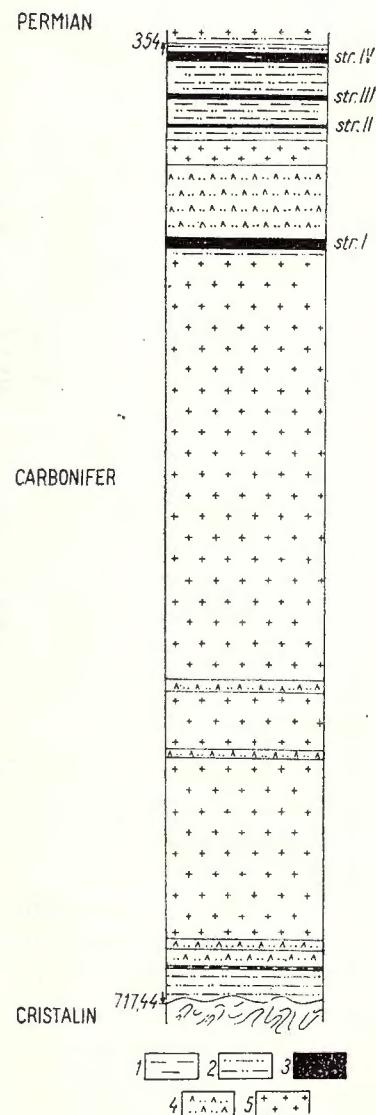
Analiza macroscopică. Macroscopic, acest cărbune prezintă o caloare neagră-cenușie, cu spărtură neregulată și luciu puternic.

Fig. 2. — Coloana litologică a depozitelor Carboniferului superior din forajul de la Camenița.

1. șisturi argiloase; 2. gresii argiloase; 3. cărbuni; 4. gresii arcoziene; 5. roci efuzive.

Colonne lithologique des dépôts du Carbonifère supérieur dans le forage de Camenița.

1. schistes argileux; 2. grès argileux; 3. charbons; 4. grès arkosiens; 5. roches effusives.



Aspectul general al probelor recoltate indică o friabilitate pronunțată a cărbunelui, fapt care conduce la ideia unei sfărîmări și reconsolidări a acestuia în condiții tectonice deosebite.

Pe placa de porțelan, cărbunele lasă o urmă de culoare neagră cu nuanță cenușie.

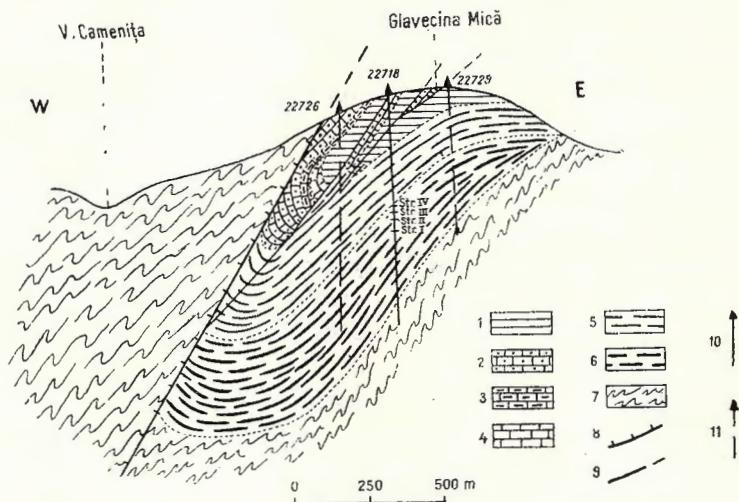


Fig. 3. — Profil geologic transversal prin forajul de la Camenita.
1, Cristallin; 2, Carbonifer superior; 3, Permian; 4, Liasic inferior; 5, Dogger;
6, Malm; 7, Cretacic superior.

Coupe géologique transversale dans le forage de Camenița.
1, Cristallin; 2, Carbonifère supérieur; 3, Permien; 4, Lias inférieur; 5, Dogger;
6, Malm; 7, Crétacé supérieur.

Analiza microscopică. A fost executată prin metoda suprafeteelor lustruite.

Componenți petrografici. Prin analiza microscopică s-a pus în evidență prezența a doi microlithotipi : vitritul și fuzitul, ambii puternic milonitizați, prezintându-se sub formă de fragmente cu contururi neregulate și putere mare de reflexie.

Vitritul este componentul predominant și este lipsit de structură, reprezentând deci varietatea collinit. Culoarea lui se apropiște foarte mult de aceea a fuzitului. Uneori în vitrit se văd numeroase goluri asemănătoare unor pori.

Fragmentele mai mari de vitrit sunt străbătute de numeroase crăpături pe care s-au putut observa în unele locuri depunerii de calcit, fapt care indică de asemenea o milonitzare (pl. I, fig. 1).

Fuzitul este predominant în multe probe și este reprezentat prin maceralele fuzinit și semifuzinit. În cea mai mare parte fuzitul are structura sfărmată, adesea străbătut de microfalii și prezintă structurile caracteristice „stelară” și în „arc”. Acolo unde structura s-a păstrat, interiorul celulelor este gol, indicând prezența varietății fuzinit moale. Culoarea fuzitului este foarte apropiată de a vitritului, distingându-se de acesta prin relieful puțin mai ridicat și prin interiorul celulelor care fiind gol, are culoarea neagră.

Modul de prezentare a acestor microlithotipi precum și puterea mare de reflexie a vitritului, dovedesc gradul avansat de carbonificare a acestor cărbuni.

Elemente de constituție. Corpurile bituminoase pot fi recunoscute cu greu în acest cărbune. Dintre acestea s-au putut determina totuși macrospori care sunt puternic transformați și inclusi în benzile de fuzit. Culoarea lor este aproape identică cu aceea a fuzitului. În general ei sunt rupti, uneori incomplet turtiți, având forma eliptică, deschisă la unul din capete, cu interiorul vitritizat sau fuzitizat, iar alții se prezintă ondulați (pl. II, fig. 1). Cîteva fragmente de macrospori au excrescențe, uneori de formă rotundă, pe marginea exterioară a exinei, (pl. I, fig. 2). După R. P o t o n i é et G. K r e m p, (1955) acești macrospori aparțin grupei *Sporites*, seriei Apiculati, genului *Apiculatisparites*. Aceștia sunt caracteristici pentru Carboniferul superior, asemănindu-se într-o oarecare măsură cu macrosporii găsiți în cărbunele de vîrstă stephaniană de la Baia Nouă (I. M a t e e s c u, 1964).

Într-una din suprafețele lustruite s-a observat prezența unui macrospor complet turtit care la unul din capete prezintă o ușoară bifurcație de forma literei Y (caracteristică macrosporilor) (pl. II, fig. 2).

De asemenea s-a constatat că macrosporii sunt mai frecvenți în probele colectate din stratul 1 de la adâncimea cuprinsă între 431,18 m – 433,81 m.

Componenti minerali. Dintre compoziții minerali trebuie menționată carbonatul de calciu și pirita.

CO_3Ca apare sub formă de depuneri pe crăpăturile vitritului (pl. III, fig. 1), sau încunjurînd fragmentele de vitrit. Această fapt, ne face să presupunem că cimentează fragmentele de vitrit milonitizat în punctele respective. Culoarea sa este mai închisă decât a vitritului.

Pirita apare rar, în cantități neglijabile și se prezintă sub formă de granule mici. Prezența piritei în cantitate mică este confirmată și de ana-

lizele fizico-chimice care arată un conținut foarte scăzut în sulf combustibil (0,25—0,50%).

Rareori se mai observă și impurități argiloase fine.

Analiza cantitativă a cîtorva probe de cărbuni a arătat următoarele valori medii : vitrit 52,18%, fuzit 41,88%, CO_3Ca 5,92% și pirită 0,02%.

Analiza fizico-chimică. Analizele fizico-chimice efectuate în cadrul Laboratorului Interprinderii de Prospective au arătat următoarele rezultate :

TABEL

Strat	Date raportate la proba de laborator						Date raportate la materia combustibilă	
	Cenușe	Materii volatile %	Carbon fix %	Sulf combust. %	Putere calorifică K cal/kg.		Putere calorifică	
					Inf.	Sup.	Inf.	Sup.
I	30,5	9,00	56,1	0,50	4 718	4 909	7 505	7 748
II	26,15	9,55	56,1	0,50	4 819	5 043	7 977	8 220
III	25,35	8,95	51,80	0,30	5 019	5 038	7 911	8 154
IV	24,80	9,40	54,35	0,25	5 207	5 422	8 034	8 277

Din tabelul de mai sus rezultă că pe măsură ce trecem la stratele superioare cenușa scade de la 30,5% la stratul I la 24,80% la stratul IV; materiile volatile rămân aproape constante atingând valoarea maximă 9,5% la stratul II și minimă 8,97% la stratul III; sulful scade de la 0,50% la stratul I la 0,25% la stratul IV. De asemenea crește puterea calorifică de la 4909 Kcal/Kg (stratul I) la 5422 Kcal/Kg (stratul IV).

Analizele pentru coecificare au arătat că acest cărbune nu coecifică.

Conținutul scăzut în materii volatile, participarea redusă a bituminelor și conținutul ridicat în carbon, arată gradul avansat de carbonificare a acestui cărbune, care poate fi considerat, din acest punct de vedere ca o huilă antracitoasă.

Concluzii

Din rezultatele analizelor petrografice și fizico-chimice ale celor patru strate de cărbuni interceptate în forajul de la Camenița, deducem următoarele :

Cărbunele este alcătuit din doi microlithotipi : vitritul și fuzitul, ambii puternic sfărîmati.

PLANŞA I

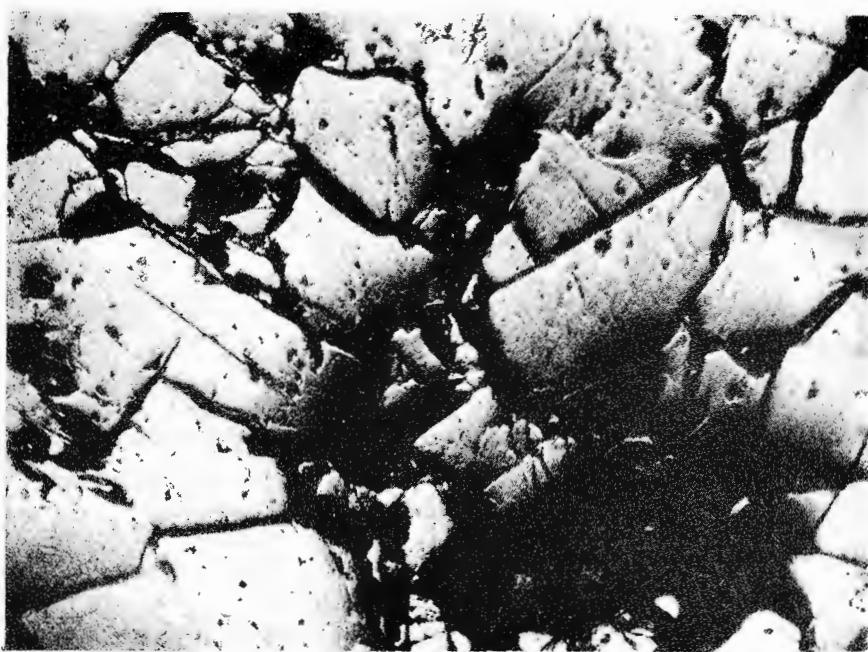
PLANŞA I

Fig. 1. — Vitrit sfărmat. Sondaj 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.

Vitrite broyé. Sondage 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.

Fig. 2. — Macrospor cu excrescențe, incomplet turtit (Ms). Fuzit (f).
Sondaj 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.

Macrospore à excrèscences, incomplètement aplati (Ms).
Fusain (f). Sondage 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.



1.

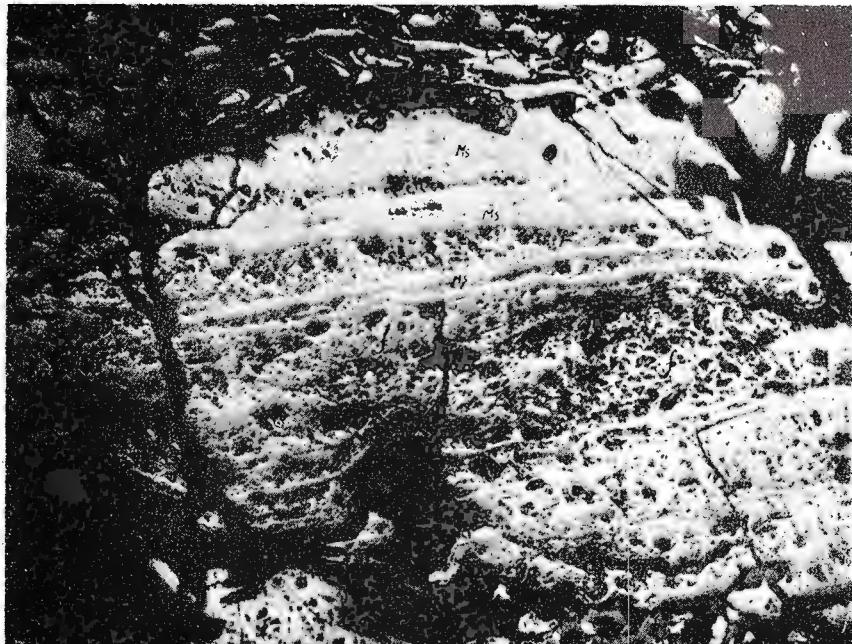


2.

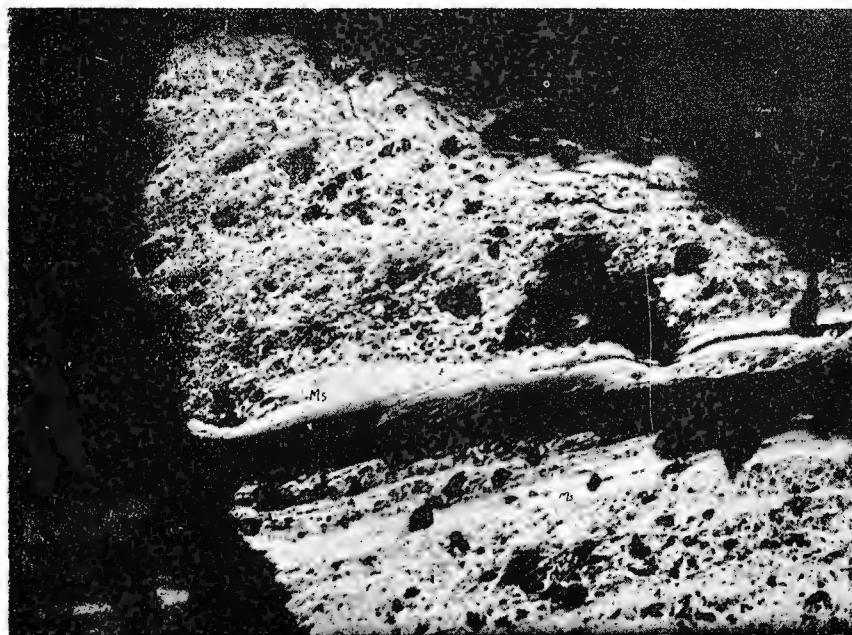
PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — Macrospori (Ms). Fuzit (f). Sondaj 22718/S 18. Camenița $\times 130$.
Macrospores (Ms). Fusain (f). Sondage 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.
- Fig. 2. — Macrospori (Ms). Sondaj 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.
Macrospores (Ms). Sondage 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.



1.



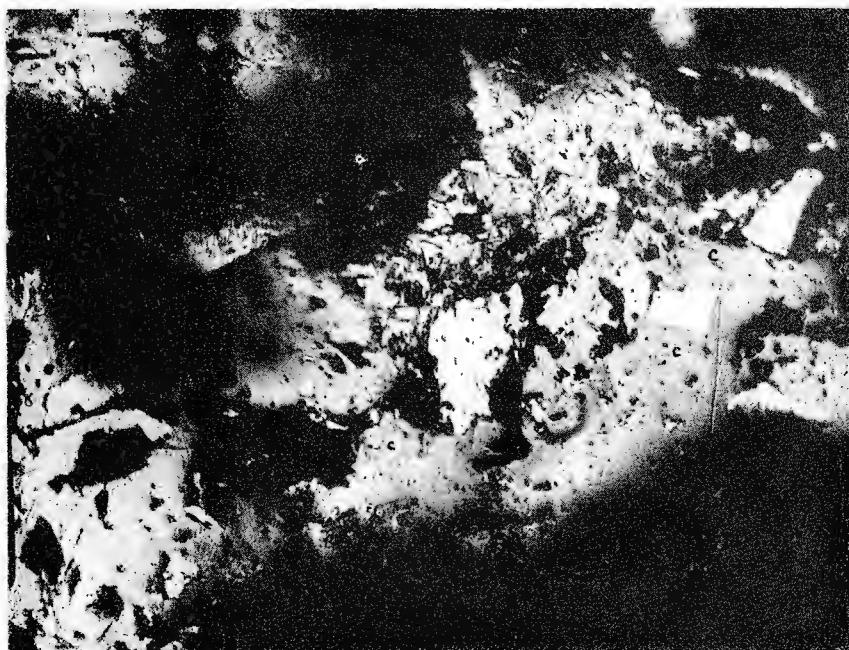
2.

PLANŞA III

PLANŞA III

Fig. 1. — Carbonat de calciu (c). Sondaj 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.
Carbonate de calcium (c). Sondage 22718/S 18. Camenița. $\times 130$.

C. BIȚOIANU, S. ILIE, G. PITULEA. Cărbunii de la Camenița. Pl. III.



Milonitizarea vitritului și a fuzitului, numeroasele microfalii, evidente la fuzit, precum și ruperea și deformarea sporilor, pun în evidență puternicile solicitări tectonice la care au fost supuse stratele de cărbuni împreună cu întregul pachet de roci înconjurătoare.

Dispariția oricărei urme de structură la vitrit, precum și omogenizarea compoziției prin creșterea puterii de reflexie a acestora, dovedește un grad de carbonificare avansat, confirmat de altfel și de analizele chimice (carbon fix peste 50% și materii volatile sub 10%).

Privitor la geneza acestor cărbuni, participarea în procent mare a fuzitului, precum și lipsa aproape completă a piritei, aspecte reflectate atât în analizele petrografice cât și în cele fizico-chimice, ne fac să presupunem că turbăria respectivă nu a fost tot timpul submersă. Fieind o turbărie cu scurgere, materialul vegetal s-a transformat în mare parte în contact cu aerul, generând fuzit. Acest fapt explică totodată și absența piritei pentru formarea căreia este necesar un mediu reducător.

Prezența în cantitate mare a fuzitului (41,88%), care se comportă inert în procesele de aglomerare și aglutinare, precum și procentul mic de volatile reduc total posibilitățile de cocsificare a acestui cărbune. În schimb conținutul foarte scăzut în sulf combustibil face din el un bun degresant.

Prezența speciei *Calamites suckowi* Brong. precum și a macro-sporilor caracteristici identificate, sunt argumente pe baza cărora am atribuit cărbunilor din forajul de la Camenița, vîrstă carbonifer-superioară (Stephanian).

Totodată relevăm faptul că semnalarea cărbunilor de vîrstă carboniferă în extremitatea vestică a zonei Săvinița, făcută pentru prima dată cu această ocazie, deschide perspectiva unei importanțe economice a depozitelor carbonifer-superioare din această regiune.

BIBLIOGRAFIE

- Amosov I. (1953) Cauzele principale ale neuniformității compoziției și proprietăților cărbunilor minerali. *Analele Rom.-Sov., Seria geologie-geografie* nr. 2.
- Bronniart A. (1928) *Histoire des végétaux fossiles*. Paris.
- Hartung W. (1935) Flora und Altersstellung des Karbons in Westbalkan (Bulgarien). *Palaeontographica*. Bd. LIII.
- Mateescu I. (1964) Studiu asupra metamorfismului cărbunilor de la Baia Nouă, bazat pe considerente petrografice și chimice. *Com. Geol. St. tehn. și ec., Seria A*, nr. 6.
- Potonié R., Krempp G. (1955) Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. *Palaeontographica*, Band 98, Abt. B.

Răileanu Gr. (1960) Recherches géologiques dans la région Svinīța—Fața Mare. *Ann. Com. Géol.*, tome XXVI—XXVIII. București.

CONSIDÉRATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES SUR LES CHARBONS RENcontrÉS DANS LE FORAGE DE CAMENIȚA

PAR

CORNELIA BITOIANU, SMĂRĂNDIȚA ILIE, G. PITULEA

(Résumé)

Cette note expose quelques aspects stratigraphiques, pétrographiques et physico-chimiques des charbons rencontrés dans un forage à Camenița, dans la zone Svinīța — Svinecea Mare.

De toutes les formations rencontrées par le forage, le Carbonifère seul fait l'objet de notre exposé. Il est constitué par des grès arkosiens, grès et schistes argileux gris-noirâtre à calamites, dans lesquels on trouve des intercalations de charbons et porphyres. Les quatre couches de charbons ont un développement lenticulaire tout à fait réduit.

L'analyse pétrographique et physico-chimique de ces charbons a relevé que :

le charbon est constitué par deux microlithotypes : le vitrite et le fusain, tous les deux fortement broyés, microfaillés et milonitisés, qui mettent en évidence les fortes sollicitations tectoniques subies par les couches de charbons.

L'absence de la structure chez le vitrite et l'homogénéisation des composants témoignent d'un degré avancé de carbonification (houille anthraciteuse) que les analyses chimiques confirment également (carbone fixe plus de 50% et matières volatiles sous 10%).

A cause de la présence en grande quantité du fusain (41,88%) ainsi que du pourcentage réduit de substances volatiles, ce charbon ne cokifie pas, néanmoins il est un bon dégraissant grâce à la teneur réduite en soufre combustible (0,25%). La présence de l'espèce *Calamites suckowi* Brong., ainsi que l'identification des macrospores (g. *Apiculatisporites*) sont autant d'arguments servant à l'identification, pour la première fois, des charbons d'âge Carbonifère supérieur, dans l'extrême W de la zone de Svinīța.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

**ASUPRA PREZENȚEI UNOR FILOANE BANATITICE
(ANDEZITE AMFIBOLICE) ÎN ZONA DINTRE VALEA
IEZER ȘI VALEA GALZII (MUNTII METALIFERI)¹⁾**

DE

S. BORDEA²⁾, R. DIMITRESCU³⁾

Abstract

On the Presence of Banatitic Veins (Amphibole Andesite) in the Zone between the Valleys Iezer and Galda (Metalliferous Mountains). The authors point out several sills identified by the studies carried out in 1960 and 1961. Regarding the age of these formations, taking into account that at the contact they transform the surrounding sedimentary deposits (Barremian-Aptian) and are overlain by Tortonian deposits (untransformed hydrothermally), they are related to the amphibole andesites belonging to the Banatitic Eruptive, namely to its Senonian stage, preceding the granodioritic hypabissal eruptions. In this area a line of weak resistance, according to the sill orientation (NNE—SSW) is also pointed out.

În cercetările efectuate în 1960 și 1961, unul dintre autori a avut ocazia să semnaleze și să studieze o serie de filoane amplasate în zona de izvoare a văilor Iezer, Telna, Cricău și Gălzii. Regiunea este amplasată la NW de orașul Alba Iulia, în apropierea comunelor Telna, Ighișu, Bucerdea.

M. Ilie (1950) menționează în această zonă două filoane de „porfire dioritice” fără însă a insista asupra lor.

Studiind în detaliu regiunea, am pus în evidență cca 75 filoane de andezite, determinând astfel un aliniament de slabă rezistență în această zonă. Din raporturile cu rocile sedimentare, am ajuns la stabilirea vîrstei acestor erupțiuni.

¹⁾ Comunicare susținută în ședința din 18 martie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecții și Laboratoare Șos. Kiseleff nr. 2 București,

³⁾ Comitetul Geologic. Calea Griviței nr. 64. București.

În ce privește forma de zăcămînt, andezitele din regiune constituie fără îndoială, o serie de filoane orientate NNE—SSW. Grosimea lor variază între 0,75 m și 200 m, majoritatea avînd 3—4 m grosime. Lungimea maximă, 2 km, este atinsă de filoanele din vîrful Picioară Plăieșului—valea Telna. Filoanele de andezite aflorează în general pe vâi, urmărind în mare aceeași direcție, fapt care ne face să presupunem continuarea lor (în adîncime) și pe sub culmi. Lungimea filoanelor ar atinge astfel, pe cît am urmărit-o noi, cca 10 km. Andezitele cercetate formează îndeosebi filoane-strat, străbătînd depozitele cretacice inferioare.

Rocile întlnite aparțin aproape fără excepție tipului de andezite amfibolice.

Andezitele cu hornblendă sunt cenușii închise sau cenușii deschise, uneori cu slabă nuanță verzuie. Se observă bine pasta și fenocristalele, ambele de obicei într-un stadiu avansat de alterare. Rare apar feldspați cu conture definite. Hornblenda este vizibilă; rareori cristalele ating lungimi de 1,75 cm și au dispoziții în formă de stea.

Pasta microcristalină participă cu cca 60% în medie la constituția rocii; structura ei este în general panalotriomorfă, dar în unele cazuri, printre-o dezvoltare mai largă a componentelor, ea poate ajunge ocelată, iar într-un singur caz am putut observa o structură pilotaxitică. Fenocristalele sunt formate aproape exclusiv din plagioclaz și din amfibol. Plagioclazul maclat și zonat, corespunde cel mai frecvent, după determinările făcute prin utilizarea curbelor de temperatură înaltă, unui andezit cu 45—50% An; dimensiunile cristalelor variază de la fractiuni de milimetru pînă la 2 mm. Amfibolul este reprezentat printre-o hornblendă verde comună, uneori ușor zonată. Dimensiunile cristalelor sunt în general mai reduse decît la plagioclaz (0,2—1 mm) cu excepția unor varietăți în care hornblenda este bine dezvoltată.

Componența mineralologică a unui andezit cu hornblendă :

	cca %
Feldspați plagioclazi	„ 15
Hornblendă verde	„ 12
Biotit	„ 4
Apatit	„ 0,5
Minerale opace	„ 1,5
Masa de bază	„ 67

În anumite tipuri rare, mai acide, apar alături de mineralele descrise mai sus și fenocristale de cuarț și de biotit, proporția de hornblendă

scăzind. Se ajunge astfel la andezite cu biotit. Dăm mai jos componența mineralogică a unui andezit cu biotit :

	cca	%
Feldspați plagioclazi	„	02
Cuarț	„	3,5
Biotit	„	15
Apatit	„	0,5
Minerale opace	„	1
Masa de bază	„	60

În andezitele din zona cercetată, apar ca minerale secundare scripitul, format pe seama feldspatului, cloritul, rezultat din transformarea mineralelor femice și, foarte rar, cuarțul și calcitul.

Ca varietate aparte cităm un andezit feldspatic, cu cristale formate exclusiv din plagioclaz (andezin cu 35% An). În sfîrșit menționăm apariția unui microdiorit porfiric cu hornblendă reprezentând un facies net subvulcanic al tipului de roci descrise mai sus.

În ce privește relațiile dintre aceste filoane și sedimentarul înconjurător, am constatat că permanent andezitele amfibolice silicifiază și caolinizează rocile cu care vin în contact. În funcție de grosimea și desimea filoanelor de andezite, acestea altereză mai mult sau mai puțin depozitele barremian-aptiene din apropiere. Astfel, în nordul perimetrlului, în dealul Picioară Plăeștelui unde andezitele cunosc cea mai mare dezvoltare, flișul cretacic inferior este puternic silicificat, gresiile și sisturile argilo-marnoase aproape neputind fi recunoscute.

Eruptivul andezitic a fost deci pus în loc ulterior depunerii formațiunilor cretaceice inferioare, acestea din urmă fiind transformate în apropierea lui. Într-o zonă imediat învecinată (valea Ampoiței) depozitele tortoniene repauzează pe andezite amfibolice, Tortonianul nefiind transformat la contact. Faptul ne dă posibilitatea să încadrăm formațiunile eruptive în perioada cuprinsă între sfîrșitul Aptianului și începutul Tortonianului, adică să raportăm andezitele cu amfiboli eruptivului banatitic și anume fazei sale senoniene, premergătoare erupțiunilor hipoabisice granodioritice.

Este drept că și în legătură cu eruptivul ofiolitic de vîrstă cretacică inferioară și medie apar roci andezitice, denumite de autorii mai vechi porfirite, în special piroxenice și formînd frecvent curgeri interstratificate, dar acestea sunt totdeauna asociate cu dacite, oligofire, spilite și bazalte (G. Ciofliga, 1961), și nu constituie un ansamblu filonian conturat, de sine stătător, cum este cazul rocilor studiate de noi.

Orientarea paralelă a acestor filoane cu fisiile de eruptiv bazic de la NW și SE indică o linie de slabă rezistență dirijată NNE—SSW. Această linie de slabă rezistență a fost folosită înaintea Malmului de eruptivul bazic (de la NW de filoanele de andezite banatitice), apoi de eruptivul bazic cretacic inferior (de la SE de andezitele banatitice); au urmat andezitele amfibolice descrise de noi și în sfîrșit, eruptivul nou de la Ighiel, Telna, Tibru (la E de zona cercetată).

Merită menționat faptul că rocile eruptive neogene nu apar în general în Munții Apuseni pe aliniamente orientate NNE—SSW, care dimpotrivă sunt caracteristice rocilor banatitice (R. Dimitrescu, 1964) și se întâlnesc și la rocile ofiolitice în sectorul estic al munților Mureșului; direcțiile fracturilor pe care au venit magmele neogene se orientează de obicei NW—SE (T. P. Ghιtulescu, M. Socolescu, 1941, R. Dimitrescu, 1964).

BIBLIOGRAFIE

- Cioflica G. (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de W a Munților Metaliferi. *Analele Univ. C. I. Parhon, S. St. Nat. (Geol.-Geogr.)*, Nr. 27. București.
- Dimitrescu R. (1964) Contribuționi la cunoașterea evoluției magmatische a Munților Apuseni, în relație cu geotectonica. *D.S. Com. Geol. XLIX/1* (1961—1962). București.
- Gherman I. (1936) Incălecări postsenoniene în bazinul Ampoiului. *Rev. Muz. Geol. Min. VI/1*, 2. Cluj.
- Gherman I. (1938) Cercetări geologice în colțul de SW al Depresiunii Transilvanici. *Rev. Muz. Geol. Min. VII*. Cluj.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. XXI*. București.
- Ilie M. (1950) Monts métallifères de Roumanie; Recherches géologiques entre la Valea Stremțului et la Valea Ampoiului. *An. Inst. Géol. Roum. XXIII*. București.

SUR LA PRÉSENCE DES FILONS BANATITIQUES (ANDÉSITES AMPHIBOLIQUES) DANS LA ZONE COMPRISSE ENTRE LA VALLÉE IEZER ET LA VALLÉE GALDA (MONTS METALIFERI)

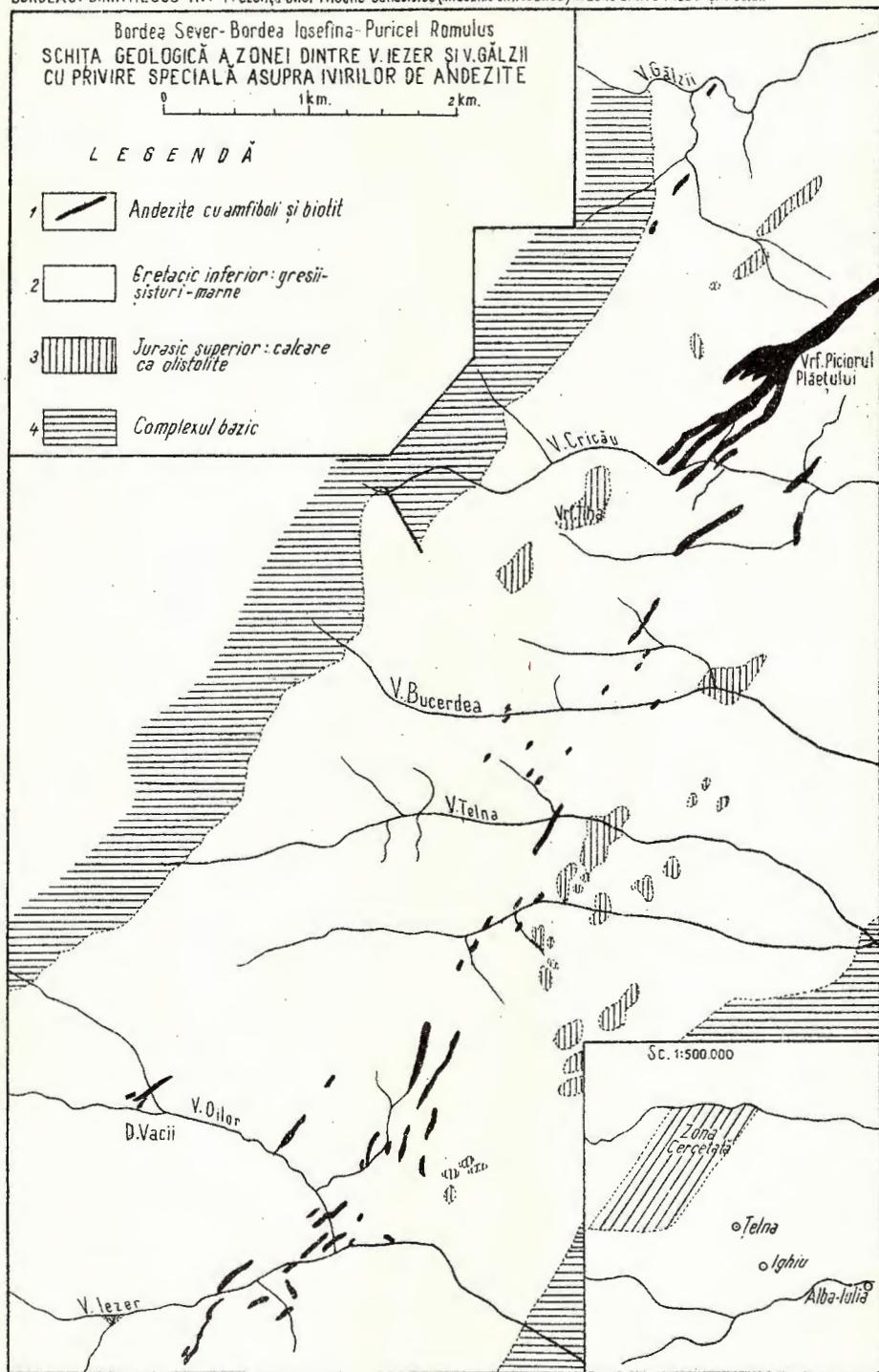
PAR

S. BORDEA, R. DIMITRESCU

(Résumé)

Lors des recherches effectuées en 1960 et 1961 nous avons signalé et étudié une série d'environ 75 filons emplacés dans la zone de source des

BORDEA S., DIMITRESCU R.: Prezența unor filoane banalitice (andezite amfibolice) în zona dintre V. Iezer și V. Gălziu



vallées de Iezer, Telna et Cricău. Sur la carte publiée en 1950, Mircea Ilie en figure deux — dénommés „porphyres dioritiques”.

Les filons identifiés dans la région ont des puissances moyennes de 3—4 m et des longueurs d'environ 10 km (y compris les portions qui n'affleurent pas, situées sous les crêtes); ce sont pour la plupart des filons-couches.

Les roches des filons appartiennent, à peu près sans exception, au type d'andésites amphiboliques.

Pour ce qui est des relations entre ces filons et le Séimentaire environnant, nous avons constaté que les andésites amphiboliques silicifient et kaolinisent constamment les roches avec lesquelles elles sont en contact (les dépôts barrémien-aptiens). L'éruptif andésitique aura donc été mis en place après la sédimentation des dépôts crétacés inférieurs.

Dans une zone toute proche (vallée Ampoia) les dépôts tortoniens reposent sur des andésites amphiboliques, le Tortonien n'étant pas métamorphisé au contact. C'est grâce à ce fait que nous pouvons établir le moment de la mise en place des formations éruptives à une époque qui se situe entre la fin de l'Aptien et le début du Tortonien, c'est-à-dire de rapporter les andésites amphiboliques à l'éruptif banatitique, à savoir à sa phase sénonienne, précédant les éruptions hypabyssales granodioritiques.

On signale dans la région une ligne de faible résistance, dirigée conformément à l'orientation des filons d'andésites (NNE--SSW), ligne que l'éruptif basique emprunte lui-aussi, celui pré-malm tout comme celui d'âge Crétacé inférieur.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la zone comprise entre Valea Iezer et Valea Galda portant surtout sur les apparitions d'andésites.

1. andésites à amphibole et biotite; 2. Crétacé inférieur-grès, schistes, marnes; 3. Jurassique supérieur — calcaires à olistostolites; 4. complexe basique.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

STUDIUL MINERALOGIC A DOUĂ PROFILE
DIN DEPOZITELE PLIOCENE ALE BAZINULUI BEIUŞ¹⁾
DE
AL. MANEA²⁾

Abstract

Mineralogical Study on two Sections from the Pliocene Deposits of the Beiuş Basin. The results of mineralogical researches on two sections from the Pliocene deposits of the Beiuş basin are presented. For the first section the correlative paragenetical association is given: opaque minerals + almandine + staurolite + + dysthene ± sillimanite. From the granulometry view point the sands belong to the median class having a littoral origine probably also with fluvial supplies. The second section is characterized by a correlative paragenetical association: opaque minerals + almandine and colourless garnet + zirconium. The presence of minerals of volcanic origine like as brown and green hornblende, hypersthene is also observed. The sands have from the granulometry view point a very advanced sorting degree.

Introducere. Pentru efectuarea unor studii de minerale grele și mai ales în scopul de a pune bazele unei etalonări pentru corelarea și orizontarea stratigrafică a depozitelor nisipoase cum și reconstituirii paleogeografice, au fost cercetate din punct de vedere mineralologic, o serie de probe din două profile ale depozitelor neogene din bazinul Beiuş, care sunt caracterizate faunistic.

Primul profil (nr. 40) este situat în partea nordică a bazinului Beiuş, pe valea Baciuului, la 1 700 m amonte de confluența acestuia cu pîrîul Ceica și la 2 km est de satul Bucium, în apropierea marginii sudice a masivului Pădurea Craiului.

¹⁾ Comunicare în ședința din 16 aprilie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, Bucureşti.

Al doilea profil (nr. 161) este situat în partea sudică a bazinei la extremitatea vestică a satului Tărcaia, în apropierea marginii estice a masivului Codru-Moma.

De la început trebuie să arătăm că vom caracteriza profilele, în primul rînd din punct de vedere mineralologic, prezintând evoluția în timp și spațiu a formulelor asociațiilor paragenetice pe fiecare orizont, pentru a trece apoi la caracterizarea mineralologică a întregului profil.

Lucrarea prezintă și rezultatele obținute în urma analizei granulometrice a nisipurilor care participă la alcătuirea litologică a celor două profile.

Consideraționi asupra istoricului cercetărilor. Dintre numeroșii cercetători ai depozitelor pliocene din bazinul Beiușului, menționăm în primul rînd lucrările mai recente ale lui M. P a u c ă. Acest autor arată că Ponțianul este dispus transgresiv peste Tortonianul și Sarmatianul bazinului Beiușului, urmînd după o lungă perioadă de eroziune postsarmațiană.

M. Bleahu și colaboratorii¹⁾ prezintă formațiunea ponțiană din acest bazin ca fiind constituită dintr-un facies marno-nisipos care are în bază marne „tipic ponțiene”, compacte, stratificate, cu caracter slab nisipoase și slab micacee, fiind în general lipsite de fosile. În continuitate de sedimentare, se dispun depozite variante care au rezultat din asocierea în diferite proporții a marnelor și nisipurilor, caracterizate printr-o întreagă gamă de culori : alb, brun, cenușiu sau roșcat.

În partea de nord a bazinei Beiuș, A. M i h a i și colaboratorii²⁾ arată că Pliocenul este dispus peste un relief post-sarmațian, fiind separat în două serii litologice. În seria inferioară autorii deosebesc faciesurile : marnos, nisipos și marnele tufacee. Se remarcă faptul că faciesul marnos are cea mai largă dezvoltare. Depozitele seriei superioare sunt reprezentate prin nisipuri cu diverse granulații, slab argiloase, cu o culoare roșcată.

Această serie este ușor transgresivă peste depozitele fundamentului permno-mesozoic.

Autorii consideră, pe baza conținutului faunistic, că depozitele indicate, aparțin Pliocenului superior, adică Ponțianului și Dacianului, sau Panonianului, zonele B,C,D, și E, după A. P a p p.

¹⁾ M. Bleahu și colaboratorii (1959). Raport geologic asupra cercetărilor din Munții Codru-Moma și regiunea Beiuș-Criștior. Arh. Inst. Geol., București.

²⁾ A. M i h a i și colaboratorii (1962). Raport geologic. Prospecțiuni pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în zona de la E de Oradea, între Crișul Repede și Crișul Negru pînă în valea Rîpa la est. Arh. Inst. Geol. București.

Studiul mineralogie

Considerații litologice. Materialul litologic care constituie cele două profile analizate este caracterizat faunistic și prezintă în general două faciesuri : nisipos și argilo-marnos slab nisipos.

Astfel, profilul nr. 40 (de la „*a*” pînă la „*j*” exceptind „*i*”) are în bază orizont cu o grosime de 7 m constituit din nisipuri gălbui-roșcate, avînd elemente rare de pietrișuri (proba 40 *j*).

Fosilele recoltate din acest orizont ca și din orizontul din partea superioară (proba 40 *b*), au fost determinate de Fl. *Marienescu*. Acestea sunt : *Theodoxus* sp., *Melanopsis fossilis fossilis Martinii-Gmelini*, *M. fossilis constricta Handmanni*, *M. vindobonensis vindobonensis Fuchs*, *M. vindobonensis cf.*, *M. vindobonensis contigua Handmanni*, *M. rugoza Handmanni*, *M. cf.*, *M. bouei rarispinosa Lorenthei*, *Congeria partschi globosatesta Papp*, *C. partschi partschi Czyżek*, *C. cf.*, *C. Hornes et Brusina*.

Urmează un orizont de marne micacee vinete cu intercalații milimetrice de nisipuri, avînd la partea inferioară o intercalație subțire cu elemente de pietrișuri. Grosimea acestui orizont este de 2,0 m (proba 40 *h*).

Concordant se dispun apoi nisipuri cenușii-albicioase cu intercalații de culoare vînătă, avînd o grosime totală de 1,0 m (proba 40 *g*), peste care urmează un orizont de marne nisipoase cenușii-vinete cu nisipuri roșcate-cenușii, cu o grosime de 1,0 m (proba 40 *f*).

Peste marne urmează nisipuri roșcate mai grosiere, avînd o grosime de cca 1,0 m (proba 40 *e*) urmate de un orizont gros de 2,8 m de nisipuri cenușii-albicioase proba 40 *d*. Următorul orizont (proba 40 *c*) este constituit din nisipuri roșcate avînd aceleasi caracteristici litologice ca cele ale probei 40 *e* (grosimea 0,7 m). Deasupra se dispune un orizont gros de 1,5 m (40 *b*) format din nisipuri grosiere cu elemente de pietrișuri și bolovănișuri, de culoare cenușie-albicioasă, cu un conținut faunistic identic cu cel din orizontul din bază. Ultimul termen al profilului îl reprezintă argilele nisipoase, feruginoase cu o grosime de 1,5 m (proba 40 *a*).

În ceea ce privește profilul nr. 161 (de la „*a*” pînă la „*c*”) succesiunea este următoarea : în bază, atît cât apare la zi (2,5 m) se găsesc nisipuri cenușii-gălbui micacee nefosilifere (probe 161 *a*). Deasupra este dispusă o argilă aleuritică cenușie conținînd forme de *Congeria banatica Hörenses*. Formele fosile au fost determinate tot de Fl. *Marienescu* (proba 161 *b*). Urmează în ordine : nisipuri micacee gălbui-roșcate feruginoase, (proba 161 *c*), nisipuri micacee cenușii-gălbui cu o grosime de 1,0 m (proba 161 *d*), argile marnoase cenușii cu intercalații milimetrice

și centrimetice de nisipuri fine cenușii (proba 161 e). Marnele conțin frecvent forme de *Congeria banatica* Hörenes. Peste acestea sunt așezate nisipuri gălbui, bogate în mică, cu o grosime de 1,0 m (proba 161 f), pentru ca în continuare să apară un pachet de alternanțe regulate, cu grosimi egale centimetrice, reprezentate prin nisipuri fine cenușii-gălbui și marne cenușii. Ultimele conțin adesea *Congeria banatica* Hörenes. Acest pachet cu roci alternative a fost reprezentat în profilul litologic sub forma unui strat (grosimea 6,0 m), dar cercetările mineralogice au fost efectuate separat (proba 161 g = marne, proba 161 h = nisipuri). Urmează un strat de 0,8 m grosime, constituit din marne argiloase cenușii-albicioase, cu aceleași forme fosile din orizonturile inferioare, apoi profilul continuă cu nisipuri gălbui micacee, cu o grosime de 0,6 m (proba 161 k), marne cenușii-albicioase cu *Congeria banatica* Hörenes (proba 161 l = 0,4m), nisipuri micacee cenușii (proba 161 m = 0,5 m), marne micacee cenușii-albicioase fosilifere (*C. banatica* Hörenes (proba 161 n = 0,5 m) și, în sfîrșit, profilul se încheie cu un strat de 2,5 m grosime, reprezentat prin marne nisipoase cenușii cu *Congeria banatica* Hörenes.

Conținutul faunistic, indică în cazul profilului nr. 161 zona „B” a Panonianului, iar în cel al profilului nr. 40 zona „D” a acestuia.

Sistemizarea și reprezentarea grafică a rezultatelor obținute. Rezultatele obținute în urma prelucrării statistice a datelor cercetărilor micrografice, calitative și cantitative a speciilor minerale din fracția grea, sunt infățișate sub formă de tabele.

De asemenea au fost reprezentate grafic și rezultatele analizei granulometrice. În acest sens, au fost întocmite atît histograme pentru fiecare probă din profilele citate, cît și curbe cumulative cu bază logaritică. Au mai fost calculați și coeficienții de sortare și de asimetrie după metoda Ruhin.

Caracterizarea mineralogică a profilelor. Evoluția asociațiilor paragenetice pe tipurile litologice. Baza acestei caracterizări a constituit-o principiile separării asociațiilor paragenetice cunoscute din literatură.

În sensul acestor principii cercetările noastre au stabilit pentru fiecare tip litologic care participă la constituția profilului I (nr. 40) următoarele asociații paragenetice :

Nisipuri galbui-roșcate (proba 40 j) din baza profilului se caracterizează prin : minerale opace + almandin + disten + staurolit. De asemenea se mai constată prezența în cantități mai reduse

a sillimanitului (3,20%), rutilului (8,54%) iar biotitul, zirconul și epidotul apar sub 1%. În ceea ce privește compoziția mineralogică a fracției ușoare se constată predominarea lamelelor de muscovit cu incluziuni fine asupra euarțului. Rareori apar și granule de feldspat.

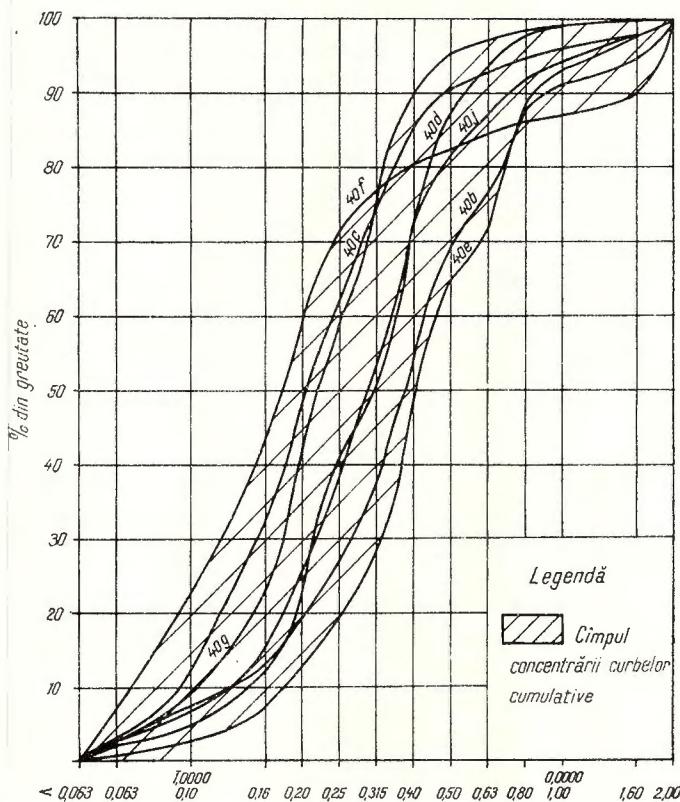
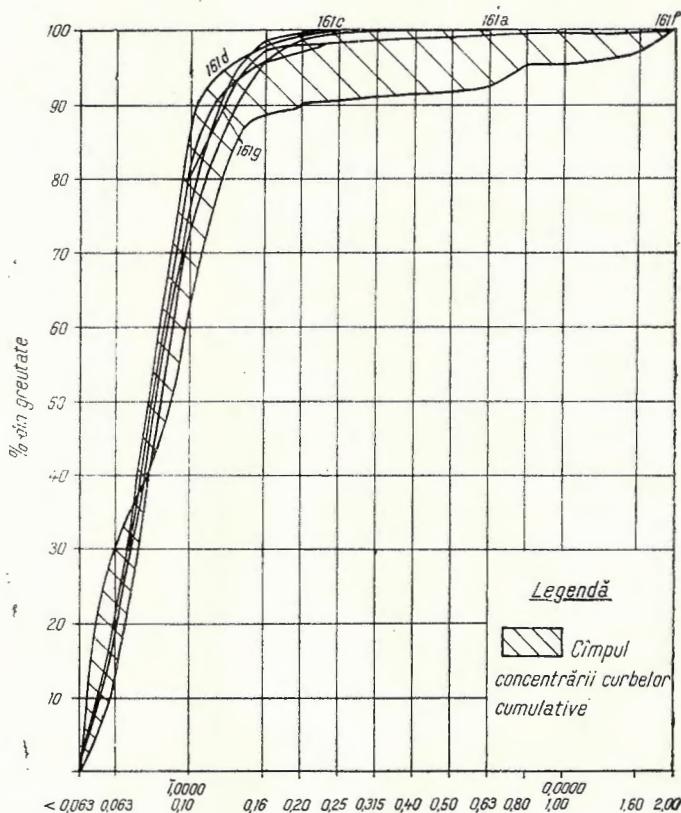


Fig. 1. — Forma de concentrație a curbelor cumulative ale probelor din profilul I (nr. 40).

Forme de concentration des courbes cummulative des échantillons de la coupe géologique I (nr. 40).

Mărnele micacee vinete cu intercalății milimetrice de nisipuri (proba 40 h) sunt reprezentate prin asociația paragenetică : minerale opace + almandin + staurolit. Conținuturi sub 10% prezintă distenul (8,34%), sillimanitul (2,13%), biotitul (2,56%), rutilul (5,28%), zirconul (5,00%) iar turmalina prezintă un conținut sub 1%. Remarcăm absența totală a epidotului în acest orizont, iar fracția ușoară este dominată de muscovit.

În orizontul următor care este reprezentat prin nisipuri cenușii - albicioase (proba 40 g) se constată prezența dominantă a mineralelor opace + almandin + disten + staurolit cu alterare mameleonară. Conținuturi sub 10% se constată pentru mineralele : sillimanit



Forma de concentrație a curbelor cumulative ale probelor din profilul II (nr. 161).

Forme de concentration des courbes cummulative des échantillons de la coupe géologique II (nr. 161).

(8,93%), biotit (2,81%), rutil (4,75%), zircon(0,30%). Lipsesc total, turmalina brună și epidotul. Fracția ușoară este caracterizată prin predominarea cuarțului asupra muscovitului. Foarte rar apare feldspatul.

Criontul care urmează (proba 40 f), reprezentat prin marni nisipoase, este caracterizat prin prezența constantă a asociației

paragenetice : minerale opace (unele granule prezintă habitus și chiar marginal la microscop se constată caracterele unei hornblende opacizate) + almandin + staurolit. Celelalte minerale prezintă următoarele conținuturi : disten (8,55 %), sillimanit (7,21 %), biotit (4,46 %), rutil (9,17 %), zircon (5,12 %), turmalină brună (1,18 %). Mineralogic, fracția ușoară este dominantă de lamelele de muscovit, iar subordonat apar cuartul și feldspatul în proporții analoge.

Pentru nisipurile roșcate (proba 40 e), asociația paragenetică este reprezentată prin : minerale opace + almandin + staurolit. Mineralele cu o participare sub 10% sunt următoarele : disten (6,56 %), sillimanit (4,10 %), biotit (2,80 %), rutil (5,37 %), turmalină brună (1,58 %), epidot (1,50 %) iar zirconul prezintă o participare sub 1%. Fracția ușoară este dominată de cuart. Subordonat apar muscovitul și foarte rare granule de feldspat.

Orizontul de nisipuri cenușii-albicioase (proba 40 d) se caracterizează prin prezența asociației : minerale opace + staurolit. O prezență constantă dar cu o participare procentuală de sub 10% se constată la : almandin (7,80 %), disten (3,88 %), biotit (1,58 %), rutil (4,57 %). Participă sub 1% următoarele minerale : sillimanitul, zirconul, turmalina brună, epidotul. La compoziția mineralologică a fracției ușoare, o participare predominantă o prezintă cuartul și muscovitul în proporții echivalente și mult subordonat feldspatul.

Asociația paragenetică care caracterizează nisipurile roșcate ale probei 40 e care urmează, este următoarea : minerale opace + almandin + staurolit, iar o participare de sub 10% o prezintă distenul (4,03 %), sillimanitul (3,92 %), biotitul (1,67 %), rutilul (4,05 %), zirconul (1,71 %), epidotul (4,02 %), însă de această dată turmalina brună prezintă un conținut foarte scăzut (0,24 %). Fracția ușoară este constituită preponderent din muscovit care se prezintă în foițe de dimensiuni mari și de asemenea din granule mai mici de cuart. Cantitativ feldspatul apare mult subordonat celorlalte două minerale amintite.

Nisipurile grosiere care urmează (proba 40 b) sunt caracterizate de asociația paragenetică : minerale opace (hornblendă opacizată) + staurolit, iar o participare sub 10% prezintă almandinul (8,27 %), distenul (5,85 %), sillimanitul (3,80 %), rutilul (2,23 %), turmalina brună (3,32 %). Remă căm absența biotitului, zirconului și epidotului. Fracția ușoară este constituită din lamele mari de muscovit și din granule cu mărimi neuniforme de cuart și rare granule de feldspat.

Partea superioară a profilului constituită din argile nisipoase, ferruginoase (proba 40 a) se caracterizează prin prezența asociației paragenetice : minerale opace (hornblendă opacitizată) + almandin + staurolit + sillimanit. O participare procentuală sub 10% prezintă : distenul (8,60%), biotitul (3,92%), rutilul (8,36%), zirconul (3,97%), epidotul (3,84%), iar turmalina brună sub 1% (0,26%). Remarcăm și prezența turmalinei gălbui (0,57%) care atestă prezența și a unor roci slab metamorfozate pe aria de sursă (0,57%). În ceea ce privește fracția ușoară, semnalăm predominarea netă a muscovitului asupra cuarțului și apariția rară a fedspațiilor cu un grad avansat de alterare.

În urma examinării datelor prezentate mai sus, se remarcă pentru întregul profil, următoarea asociație paragenetică : minerale opace (hornblendă opacitizată ?) + almandin + staurolit + disten ± sillimanit.

Sintetizând datele de care dispunem, evoluția asociațiilor paragenetice pe tipurile litologice ale profilului I (nr. 40) se prezintă în felul următor :

TABELUL 1

Numărul probei	Asociația paragenetică caracteristică
40 a	Minerale opace + almandin + staurolit + sillimanit
40 b	Minerale opace + staurolit
40 c	Minerale opace + almandin + staurolit
40 d	Minerale opace + staurolit
40 e	Minerale opace + almandin + staurolit
40 f	Minerale opace + almandin + staurolit
40 g	Minerale opace + almandin + staurolit + disten
40 h	Minerale opace + almandin + staurolit
40 j	Minerale opace + almandin + staurolit + disten

Pentru profilul II (nr. 161), fiecare tip litologic se caracterizează prin următoarele asociații paragenetice :

Nisipurile micațe, cenușii și galbui din bază (proba 161 a) conțin minerale opace + almandin. Participă cu un conținut procentual de 1–10% următoarele minerale : rutil roșu (2,09%), zircon (4,67%), turmalină brună (3,81%), hornblendă verde (3,48%). Sillimanitul apare sub 1% iar staurolitul și biotitul apare cu totul sporadic. Trebuie de remarcat faptul că datorită granulației fine a nisipurilor, fracția grea este contaminată de muscovit și cuarț, iar fracția ușoară prezintă granule de hornblendă, turmalină, granat, disten, zircon. Fracția ușoară este constituită preponderent de lamele fine de muscovit și granule mai mari de cuarț secundar adesea cu numeroase incluziuni foarte fine.

Argilele aleuritice cenușii cu fosile (proba 161 b) sunt caracterizate prin următoarea asociație paragenetică: minerale opace + zircon. O participare sub 10% prezintă: almandinul (7,25%), rutilul (7,00%), turmalina brună (2,78%); iar conținuturi sub 1% prezintă distenul (0,48%), hornblendă verde (0,71%) hiperstenul (0,50%) și cu totul sporadic apar: biotitul, staurolitul și turmalina albastră de proveniență pegmatitică. În fracția ușoară constituță predominant de muscovit și subordonat granule de cuart și feldspat, s-a observat o participare destul de ridicată a mineralelor grele de dimensiuni fine.

Urmează nisipuri roșcate (proba 161 c) în care s-a constatat următoarea asociație paragenetică: minerale opace + almandin + zircon. O participare de 1–10% au mineralele: sillimanit (2,15%), biotit (mai mult sau mai puțin cloritizat) (2,09%), rutil (5,56%), turmalină brună (2,09%), hornblendă verde (1,00%), turmalină albastră (1,22%). Participă sub 1,0%, hornblendă brună. Fracția ușoară este dominată de muscovit și feldspat pertitizat și uneori sericitizat marginal.

În nisipurile mici acee, cenușii - galbui, s-a constatat prezența următoarei asociații paragenetice: minerale opace + almandin și granat incolor + zircon. Conținuturi de 1–10% prezintă mineralele: staurolit (4,52%), biotit (3,83%), rutil (2,54%), turmalină brună (4,52%), hornblendă verde (1,30%), hipersten (2,32%), iar turmalina albastră apare cu totul sporadic. Fracția ușoară este dominată de muscovit în lamele mici = 0,06/0,08–0,07/0,10, iar cuartul subordonat apare în granule mai mari subcolțuroase (proba 161 d).

Asociația paragenetică constituită din minerale opace + almandin caracterizează argilele marnoase, cenușii, fosilifere ale probei 161 e. Mai participă sub 10% următoarele specii minerale: sillimanit (1,12%), biotit (1,36%), rutil (3,77%), zircon (1,10%), turmalină brună (2,55%), hornblendă brună (1,17%) iar staurolitul prezintă o participare doar de 0,66%. Remarcăm prezența zirconului roz care prezintă o particularitate structurală reprezentată prin macla în genunchi. În ceea ce privește fracția ușoară a acestei probe se observă o participare asemănătoare a foișelor fine de muscovit și a granulelor de cuart.

Următorul termen litologic al profilului este reprezentat prin nisipuri puternice mici acee, galbui (proba 161 f) care este caracterizat de asociația paragenetică: minerale opace + almandin. Se remarcă o participare de sub 10% a speciilor: rutil (1,85%), zircon (3,22%), biotit (1,34%). De asemenea remarcăm prezența mineralelor turmalină brună (0,53%), staurolit (0,88%). Muscovitul în foișe mici

$0,06/0,08 - 0,10/0,16$ predomină asupra cuarțului, în fracția ușoară a acestei probe.

Alternanța de nisipuri fine cenușii-gălbui cu mărne cenușii fosilifere a format obiectul unei caracterizări mineralogice separate. Marnele prezintă asociația paragenetică caracterizată prin : minerale opace + almandin și granat incolor, restul speciilor minerale prezentind conținuturi în intervalul 1–10 %. În acest sens remarcăm că staurolitul prezintă 1,32 %, rutilul 7,32 %, zirconul 4,21 %, turmalina brună 2,17 %. Remarcăm absența mineralelor de origine vulcanogenă (proba 161 g). Muscovitul în lamele echigranulare de $0,07/0,10 - 0,06/0,16$ predomină asupra cuarțului rotunjit din fracția ușoară. Nisipurile acestei alternanțe (proba 161 h) se caracterizează prin asociația minerale opace + almandin, având în rutil (2,14 %), zircon (3,34 %), turmalină brună (5,91 %), reprezentanții speciilor minerale cu conținut de 1–10 %, iar în staurolit pe cei sub 1 %. Fracția ușoară este dominată de lamelele de muscovit, cuarțul apărind subordonat în granule rare rotunjite.

Urmează mărne argiloase, cenușii-albicioase fosilifere (proba 161 j) care sunt caracterizate de asociația : minerale opace (+ almandin și granat incolor) iar mineralele : staurolit (2,32 %), rutil (5,60 %), zircon (5,94 %), turmalină brună (2,90 %) reprezentă conținuturi cuprinse între 1–10 %, pentru ca biotitul cloritizat și hipertenul să apară cu conținuturi sub 1 %. Fracția ușoară conține cantități ridicate de minerale opace, granați, fiind dominată de muscovit și cuart, iar cu totul subordonat să apară granule de feldspat.

Următoarea asociație paragenetică constituită din minerale opace + almandin este caracteristică pentru orizontul de nisipuri micacee, gălbui din care s-a recoltat proba 161 k. Urmează mineralele cu conținuturi de 1–10 % reprezentate prin : biotit (1,54 %), rutil (5,56 %), zircon (2,24 %), turmalină brună și staurolitul prezintă conținuturi sub 1 %, iar hornblenda verde apare cu totul sporadic. În ceea ce privește fracția ușoară se remarcă contribuția egală a cuarțului și feldspatului la constituția mineralogică a acesteia, pentru ca muscovitul să apară în mod cu totul subordonat.

Asociația : minerale opace + almandin, caracterizează marnele cenușii-albicioase fosilifere ale probei 161 l. La constituția acestora mai participă cu un conținut procentual de 1–10 % următoarele minerale : staurolit (1,21 %), disten (1,33 %), biotit (1,09 %), rutil (4,09) zircon (4,10 %) turmalină brună (5,35 %), și hornblendă brună (0,90 %). Fracția ușoară este dominată de cuart și subordonat muscovit în lamele mari $0,16/0,40 - 0,20/0,51$ și mult mai rar feldspat în granule mici.

Mările cenușii care urmează săt caracterizate de asociația: minerale opace + almandin, având în mineralele biotit (2,30%), rutil (5,00%), zircon (7,00%), turmalină brună (2,10%), conținuturi cuprinse între 1–10%, iar în staurolit, disten și epidot, reprezentanții conținuturilor de sub 1%. Fracția ușoară este alcătuită în proporții egale din muscovit și feldspat și subordonat cuarț (proba 161 n).

Ultimul termen al profilului litologic este reprezentat de proba 161 o la care s-a constatat următoarea asociație paragenetică: minerale opace + almandin. Conținuturi cuprinse între 1–10% prezintă speciile minerale: staurolit (4,00%), biotit (3,90%), rutil (3,61%), zircon (4,50%), turmalină brună (3,18%), hornblendă brună (4,01%). Procente sub 1% prezintă distenul 0,47%, hornblenda verde 0,84%, hiperstenul 0,30% și epidotul 0,22%. Fracția ușoară este constituită preponderent de muscovit și subordonat cuarț. Foarte rar apar granule de feldspat.

Formula asociației paragenetice care caracterizează întregul profil se prezintă în felul următor: minerale opace + almandin și granit roz + zircon. Ca o particularitate a profilului, remarcăm în plus prezența mineralelor de origine vulcanogenă: hornblendă brună și verde, hipersten, în cantități minime. Mai remarcăm prezența în cele trei orizonturi care săt situate în baza profilului a turmalinei albastre (proveniență pegmatitică).

Sintetizând datele enunțate mai sus, evoluția asociațiilor paragenetice ale profilului II (nr. 161) pe tipurile litologice, se prezintă în felul următor:

TABELUL 2

Numărul probei	Asociația paragenetică caracteristică
161 o	Minerale opace + almandin
161 n	Minerale opace + almandin
161 l	Minerale opace + almandin
161 k	Minerale opace + almandin
161 j	Minerale opace + almandin
161 h	Minerale opace + almandin și granat incolor
161 g	Minerale opace + almandin și granat incolor
161 f	Minerale opace + almandin
161 e	Minerale opace + almandin
161 d	Minerale opace + almandin și granat incolor + zircon
161 c	Minerale opace + almandin + zircon
161 b	Minerale opace + zircon
161 a	Minerale opace + almandin

Caracterizarea granulometrică a profilelor. Principalul obiectiv al acestor cercetări l-a constituit punerea în evidență a distribuției fracțiilor granulometrice ale nisipurilor celor două profile și aflarea genezei acestora pe baza caracteristicilor distribuției granulometrice.

Analiza granulometrică a fost efectuată asupra nisipurilor, cu ajutorul unui complet de 13 site, având deschideri ale ochiurilor de 2,00; 1,60; 1,00; 0,80; 0,63; 0,50; 0,40; 0,315; 0,25; 0,20; 0,16; 0,10; 0,063 mm.

Din punct de vedere granulometric luând în considerație clasificarea structurală a rocilor detritice a lui L. B. R u h i n , probele profilului I (nr. 40) sunt destul de neuniforme (tabelul 3). Astfel, în proba 40 e, predomină fracțiile fine caracterizate printr-un conținut ridicat al clasei granu-

TABELUL 3

Clasificarea structurală a nisipurilor din profilul I (40) după datele analizei granulometrice (după clasificarea structurală a lui L. B. R u h i n).

Nr. probei	Nisipuri foarte fine 0,05–0,10 %	Nisipuri fine 0,10–0,25 %	Nisipuri medii 0,250–,50 %	Nisipuri grosiere 0,50–1,00 %	Nisipuri foarte grosiere 1,00–2,00 %
40b	7,20	20,40	42,00	21,40	9,00
40c	11,30	50,80	28,40	5,30	4,20
40d	4,60	36,00	47,20	11,00	1,20
40e	2,9	16,20	46,40	28,50	7,00
40f	22,40	40,00	10,80	4,70	13,10
40g	8,80	51,20	35,40	3,50	1,10
40j	6,60	33,20	41,90	11,90	6,40

lometrice fine. Fracțiile foarte fine, medii, grosiere și foarte grosiere, sunt caracterizate de conținuturi scăzute. O accentuare a predominării fracției fine dar și un amestec mai ridicat al fracției grosiere se remarcă la proba 40 f.

O altă grupă de probe prezintă caracteristici aparte exprimate prin aceea că, predominarea aparține net fracțiilor medii, având în mod simetric procente ridicate pentru fracțiile fine și grosiere, în timp ce fracția foarte fină și foarte grosieră să prezinte procente scăzute, de obicei sub 10 %. În această grupă includem proba 40 b.

La proba 40 e, se remarcă o situație inversă decit la probele precedente. Acest lucru se datorește faptului că pe lîngă dominarea netă a

fracției medii se remarcă conținuturi mai ridicate a fracțiilor grosiere și foarte grosiere asupra fracțiilor fine și foarte fine.

În acest profil ieșe în evidență proba 40 g care posedă caracteristici granulometrice aparte. La această probă se remarcă predominarea netă a fracției fine, exprimată prin cea mai ridicată valoare procentuală. Fracția medie și celelalte fracții prezintă valori procentuale foarte neregulate și reduse.

Cu totul alta este imaginea distribuției valorilor procentuale ca expresie a conținuturilor fracțiilor granulometrice la profilul II (161).

TABELUL 4

*Clasificarea nisipurilor din profilul II (nr. 161) după datele analizei granulometrice
(după clasificarea structurală a lui L. B. Ruhin)*

Nr. probei	Nisipuri foarte fine 0,03—0,10 %	Nisipuri fine 0,10—0,25 %	Nisipuri medii 0,25—0,50 %	Nisipuri grosiere 0,50—1,00 %	Nisipuri foarte grosiere 1,00—2,00 %
161 a	72,70	26,80	0,40	0,10	
161 c	74,80	25,10	0,10		
161 d	87,10	12,30			
161 f	82,60	15,40	0,9	0,4	0,7
161 g	80,10	17,70	0,4	0,5	1,3
161 k	61,40	28,90	1,50	3,80	4,40

O trăsătură comună a tuturor probelor o constituie predominarea netă a fracției foarte fină în valori procentuale remarcabile. În acest sens se relevă faptul că valoarea maximă a fracției foarte fine este atinsă de proba 161 d 87,10%, iar cea minimă de 61,40% la proba 161 k. Se mai evidențiază faptul că probele diferă și printr-o repartiție foarte neuniformă a celorlalte fracții granulometrice, în raport cu fracția foarte fină dominantă.

Pentru a se trage unele concluzii în baza analizei granulometrice privind geneza nisipurilor, s-au calculat coeficientul de sortare — care caracterizează gradul de uniformitate al granulelor după dimensiuni — și coeficientul de asimetrie care ilustrează simetria de distribuire a granulelor față de dimensiunile medii. În acest scop a fost folosită metoda cuartilelor.

În scopul înțelegerei acestei metode, considerăm necesar a da explicația noțiunii de quartil. Quartilul este un interval statistic, în care quartilul inferior reprezintă o repartiție de frecvență cu valoarea Q_1 a variabilei, pentru care valorile mai mari au o frecvență totală egală cu 1/4.

Cuartilul superior Q_3 este determinat astfel încât valorile mai mari decât Q_3 să aibă de asemenea o frecvență totală relativ egală cu 1/4.

De obicei valoarea lui Q_1 în analiza granulometrică, pentru determinarea lui S_0 — coeficientul de sortare — și a lui S_K — coeficientul de asimetrie — se iau ca valoarea lui Q_1 — 25% și O_3 — 75% în cazul construirii curbei cumulative de la dimensiunile mici la cele mari și invers, în cazul construirii curbei cumulative de la dimensiuni mari la cele mici; deoarece pentru întocmirea curbei cumulative se folosesc logaritmii și deci și valoarea cuartilelor reprezintă logaritmi pe care apoi se găsesc dimensiunile granulelor exprimate în milimetri.

După întocmirea curbelor cumulative și determinarea cuartilelor respective se calculează coeficienții amintiți mai sus după următoarele formule :

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}} \text{ și } S_K = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{M_d^2} \text{ unde } M_d \text{ — mediana cuartilelor — de obicei } 50\%.$$

Mediana reprezintă acea dimensiune a granulelor față de care jumătate din granulele constitutive sunt de dimensiuni mai mari, iar jumătate de dimensiuni mai mici.

Și în cazul calculelor coeficienților cuartili, valorile lui Q_1 și Q_3 se dispun în felul indicat mai sus sau invers, după modul în care au fost întocmite curbele cumulative, adică de la dimensiuni granulometrice mici la cele mari sau invers.

Au fost calculați și acești parametri deoarece se știe că valoarea coeficientului de sortare depinde în mare măsură de condițiile de sedimentare. În acest sens, L. B. R u h i n arată că „nisipurile litorale se caracterizează printr-o sortare mai bună în comparație cu nisipurile fluviiale care au aceleași dimensiuni medii ale granulelor ... Depozitele marine sunt constituite din particole detritice care au suferit o depunere repetată, sunt de obicei fin sortate. Dacă în compoziția lor intră testuri fosile sau substanțe organice care s-au precipitat din soluții, sortarea lor se înrăutățește net, ceea ce determină un caracter cu mai multe maxime (vîrfuri) pentru curbele de răspindire”.

Examinând rezultatele analizei granulometrice exprimate prin coeficienții de sortare calculați pe baza exprimărilor logaritmice ale curbelor cumulative cu ajutorul metodei cuartilelor ca și histogramelor tot cu bază logaritmică ale celor două profile se relevă următoarele situații :

Probele profilului I (nr. 40) prezintă coeficienți de sortare destul de neuniformi și sunt mai mici decât la profilul II (nr. 161). În acest sens putem spune cu certitudine deci că materialul care participă la constitu-

TABELUL 5

Valorile calculate pentru coeficientul de sortare, de asimetrie și mediana pentru probele celor două profile

Nr. probei	Valoarea coeficientului de sortare So	Valoarea coeficientului de simetrie Sk	Mediana
40 b	0,62	0,75	0,44
40 e	0,66	1,00	0,21
40 d	0,71	0,90	0,31
40 e	0,66	0,20	0,41
40 f	0,63	1,20	0,17
40 g	0,73	1,20	0,21
40 j	0,70	0,91	0,30
161 a	0,86	0,10	0,085
161 c	0,82	0,10	0,079
161 d	0,87	1,02	0,076
161 f	0,87	1,04	0,076
161 g	0,85	0,97	0,083
161 k	0,70	0,90	0,085

ția profilului II este mai bine sortat decât cel al profilului I cu excepția probei 161 k care are coeficientul de sortare apropiat de cel al profilului I. De asemenea iese în evidență faptul că coeficienții de sortare ai probelor profilului II sunt foarte apropiati de 1 care reprezintă expresia sortării ideale. Acest lucru demonstrează geneza litorală a nisipurilor constitutive având mișcări oscilatorii ale apei.

În ceea ce privește profilul I, se remarcă prezența a o serie de probe cu mai multe maxime exprimate atât în histogramă cât și pe curbele cumulative. Aceste maxime repeterminate exprimă o sortare mai proastă, datorită mai multor cauze. Astfel proba 40 b, având un coeficient de sortare de 0,62 prezintă mai multe maxime și considerăm că sortarea mai slabă se datorează resturilor organice (fosile). Proba 40 d, are un coeficient de sortare mai ridicat 0,71, dar și ea prezintă aceleași caracteristici ale maximelor. Probele 40 e și 40 f prezintă coeficienți de sortare apropiati 0,66 și respectiv 0,63 dar cu mai multe maxime ceea ce demonstrează un caracter oscilatoriu al agentului de sortare. Restul probelor profilului au coeficienți de sortare mai ridicăți 0,70 ceea ce indică o sortare mai bună și cu un singur maxim.

Diferențele rezultatelor analizei granulometrice din acest profil pot fi explicate probabil prin existența în această zonă a unor puternice va-

riatii a curentilor litorali sau a unei zone mixte fluvio-litorală, adică mișcări oscilatorii litorale care au creat condiții de sortare bună și perioade cu mișcări fluviatile care au creat condiții de sortare proastă.

Concluzii

Profilui I (40) dispus în partea de nord a bazinului Beiuș, care corespunde orizontului D al Panonianului, este caracterizat de asociația paragenetică : minerale opace + almandin + staurolit + disten + sillimanit. Ea denotă că aria de alimentare a fost constituită din roci metamorfice de mezo-catazonă. Prezența turmalinei gălbui în proba 40a atestă existența în aria de alimentare și a unor roci slab metamorfozate. Granulometric, nisipurile fac parte din clasa medie, cu un grad mediu de sortare, fiind de origine litorală cu aporturi probabil și fluviale.

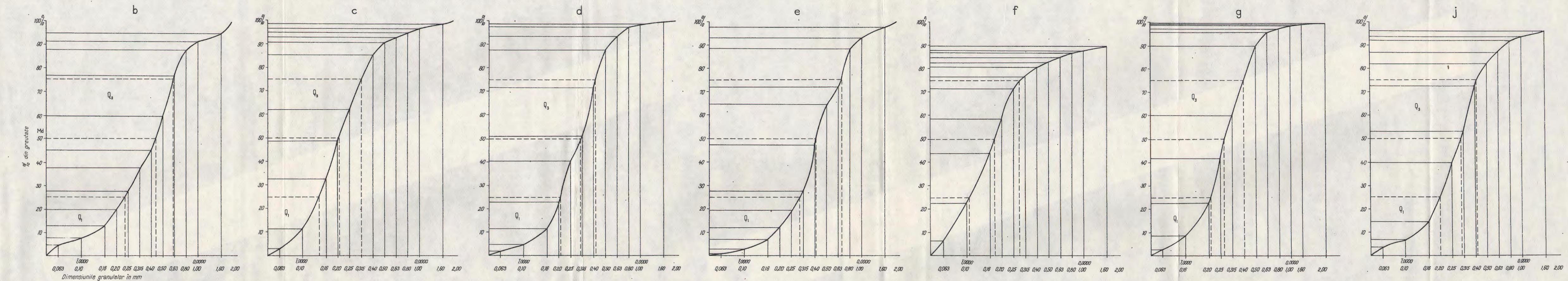
Profilul II (161), situat în sudul bazinului și care corespunde orizontului B al Panonianului este caracterizat de asociația paragenetică : minerale opace + almandin și granat incolor + zircon. Se mai constată și prezența mineralelor de origine vulcanogenă : hornblendă brună și verde, hipersten. Prezența turmalinei albăstre în probele 161 b, 161 d, ne obligă să presupunem existența și a unor formațiuni pegmatitice care iau parte la alcătuirea geologică a ariei de alimentație. Din punct de vedere granulometric, nisipurile acestui profil au un grad foarte avansat de sortare, fiind de origine litorală.

Din punct de vedere mineralologic, cele două profile sunt deosebite. Ele pot constitui elemente etalon pentru o corelare mineralologică pentru întregul bazin al Beiușului.

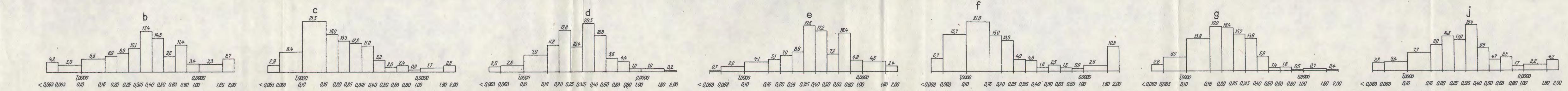
BIBLIOGRAFIE

- Babaev A. G. (1854) Petrografija verhnemelovih otlojenijah ravninnyh prostranstv zapadnovo Uzbekistana. *Dokl. AN Uzb. SSR* Nr. 1.
- Berthois L., Filipescu G. M. (1939) Sables de Bistriza et de Bistricicara. *Bul. Sec. Scient. Acad. Roum.* Tom. XXI, Nr. 9–10. București.
- Chiriac M. (1957) Contribuții la studiul petrografic al apitanului din Dobrogea. *An. Com. Geol.* vol. XXX. București.
- Ciucova N. M. (1868) Mineralogicheskii analiz. Šlihov i rudnih konzentratav. *Gosghizdat*. Moskva.
- Codarcea Al., Ianovici V. și colab. (1958) Elemente rare în masivul de la Ditrău. *Comunic. Acad. R.P.R.* Tom. VIII, nr. 3, București.
- Duplaix S. (1958) Détermination microscopique des minéraux des sables. Paris.

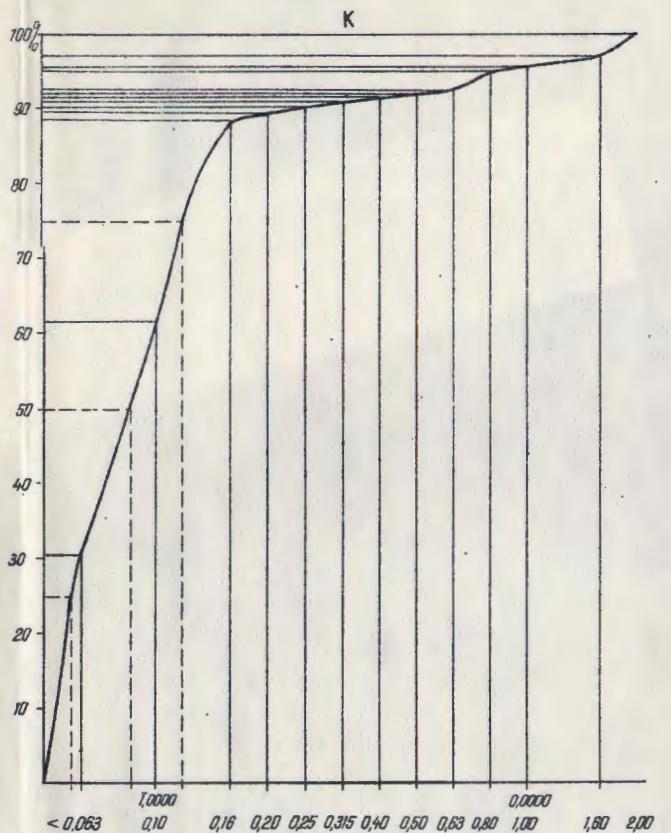
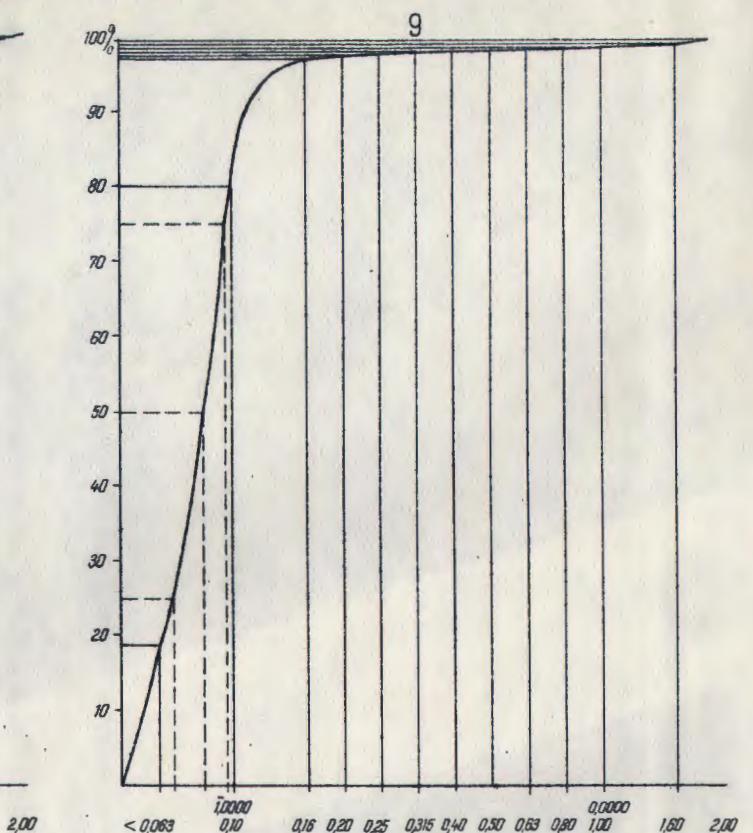
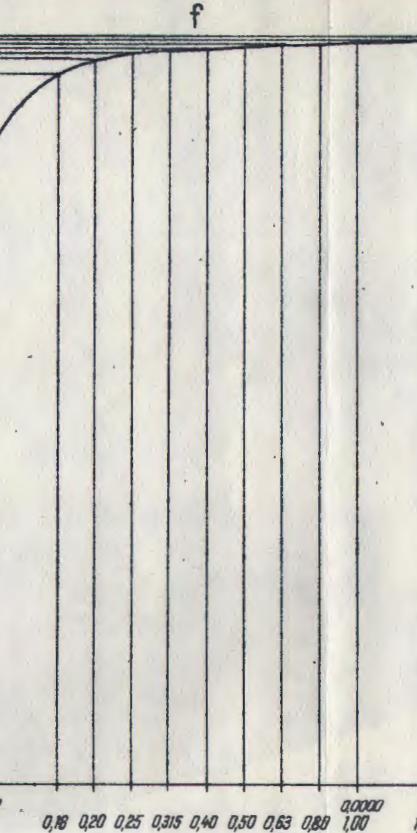
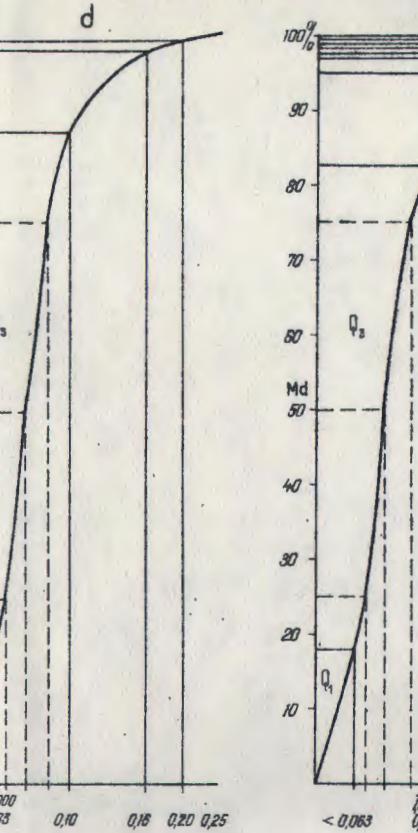
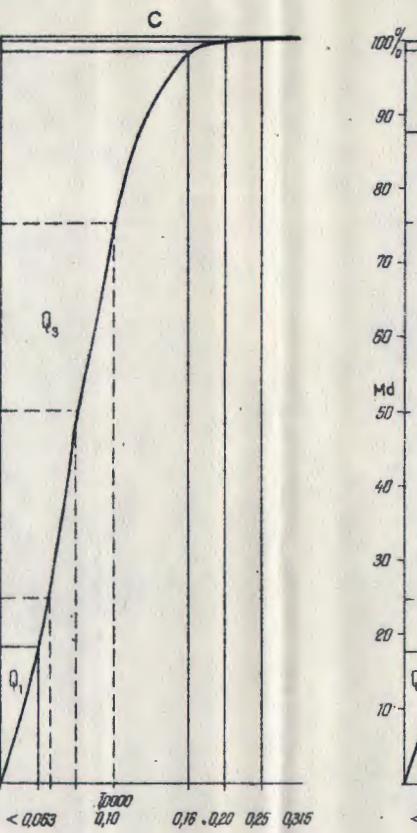
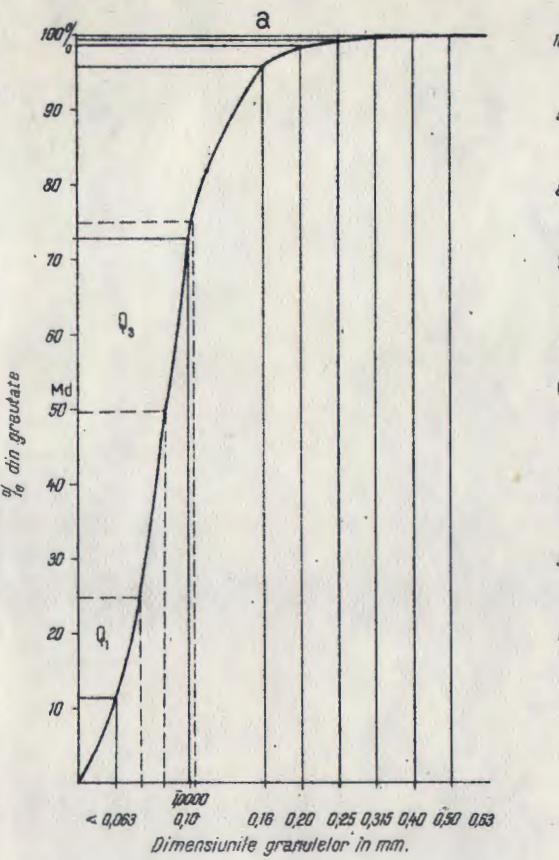
CURBELE CUMULATIVE ALE PROBELOR DIN PROFILUL I (№ 40)



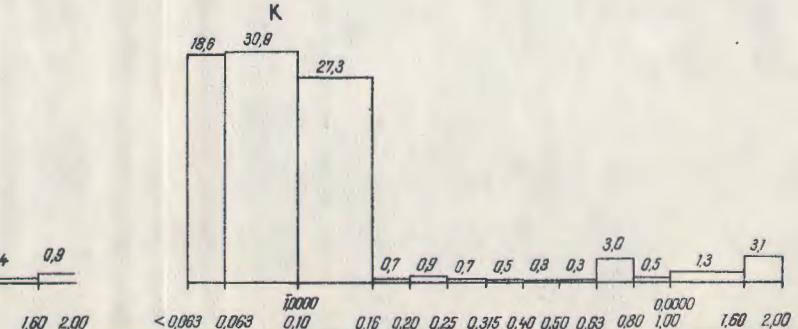
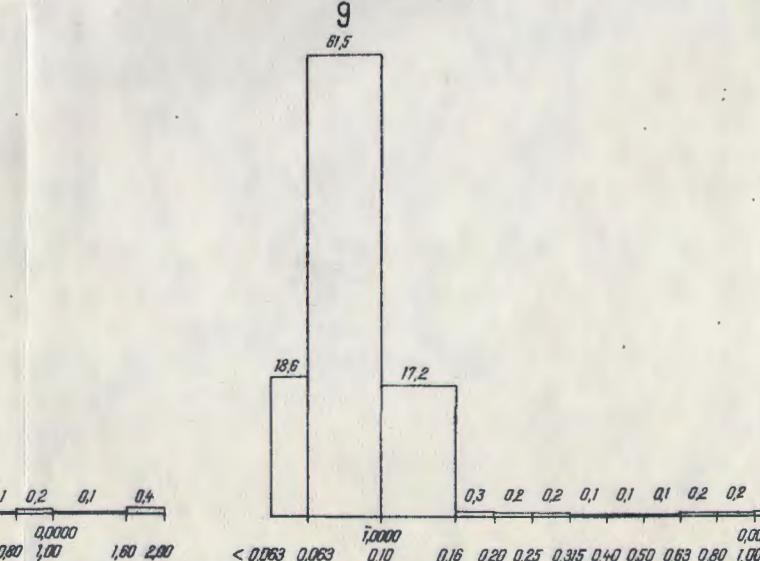
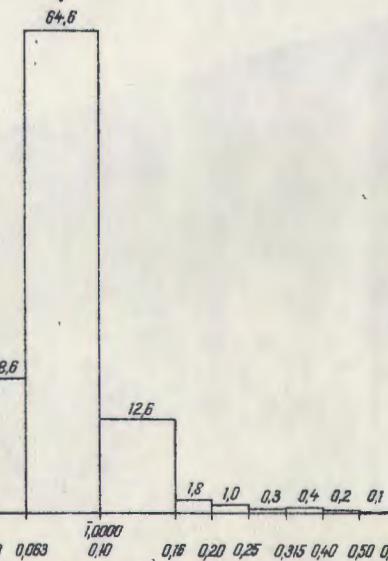
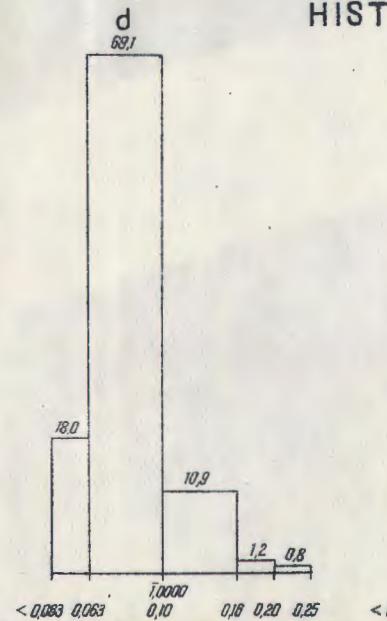
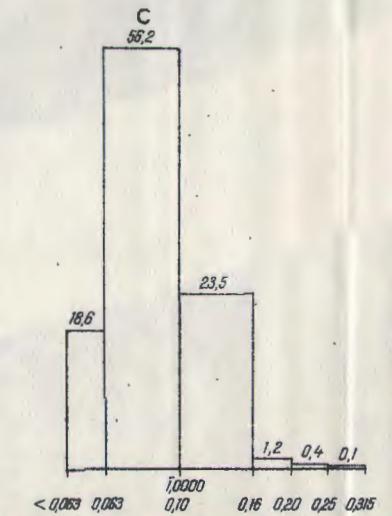
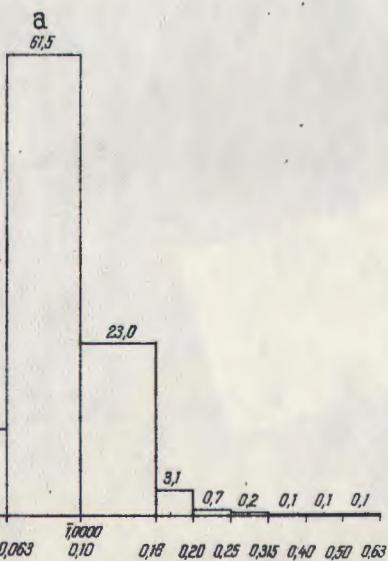
HISTOGRAMELE PROBELOR DIN PROFILUL I (№ 40)



RBELE CUMULATIVE ALE PROBELOR DIN PROFILUL II (№ 161)



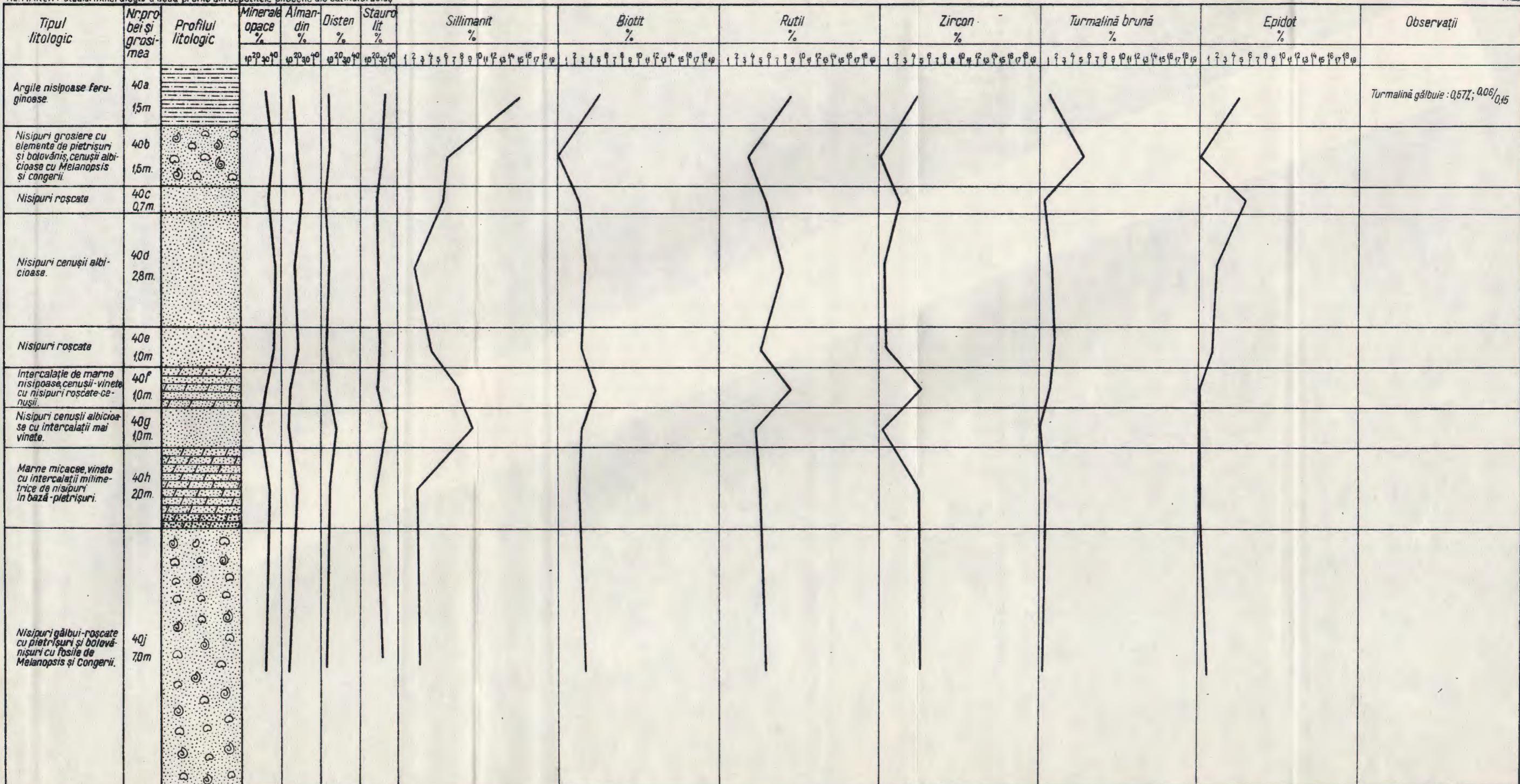
STOGRAMELE PROBELOR DIN PROFILUL II (Nº 161)



FRECVENȚA MINERALELOR GRELE PE TIPURILE LITOLOGICE ALE PROFILULUI I(N=40)

AL. MANEA : Studiu mineralogic a două profile din depozitele pliocene ale bazinului Beiuș

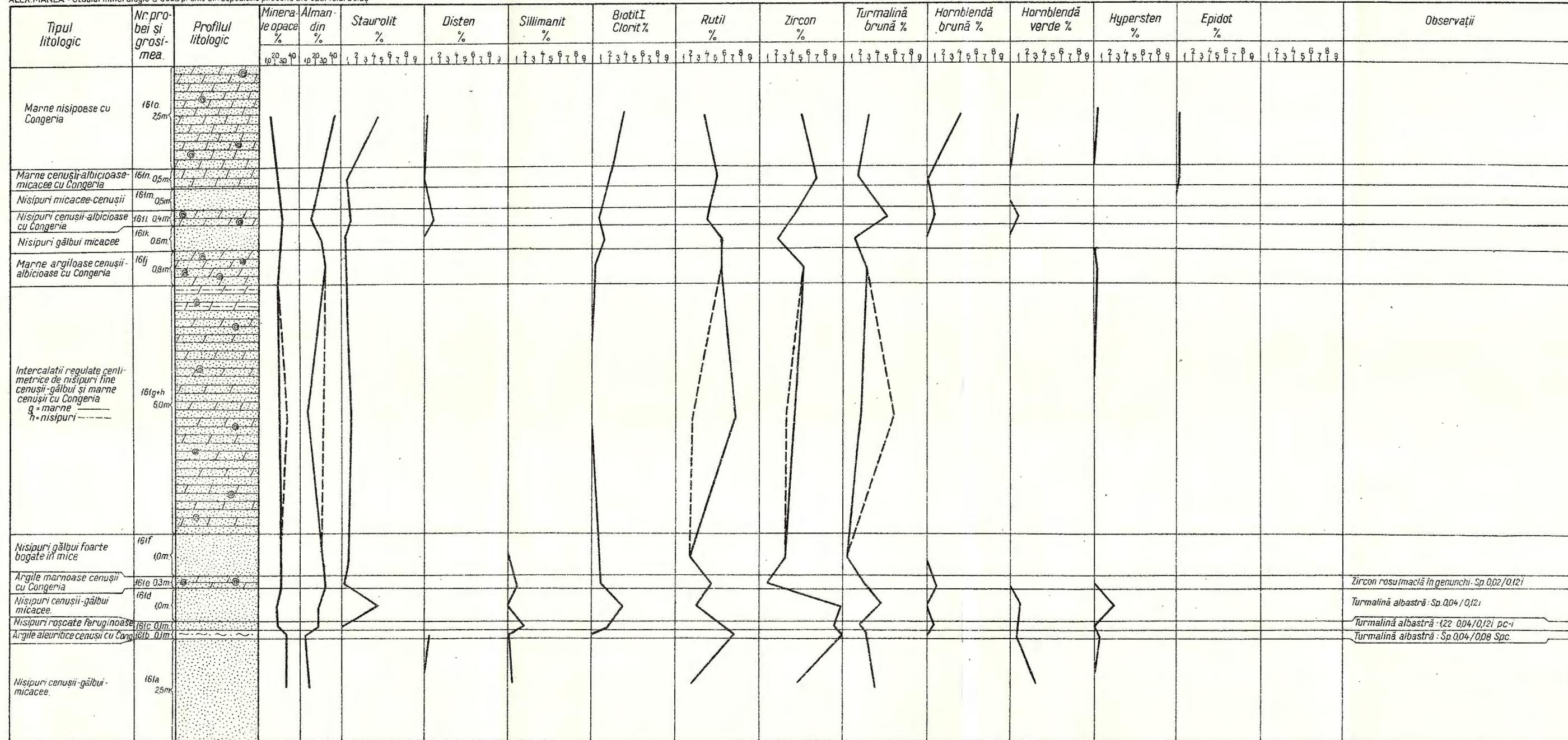
Pl.III



FRECVENȚA MINERALELOR GRELE PE TIPURILE LITOLOGICE ALE PROFILULUI II (N=161)

ALEX.MANEA : Studiu mineralogic a două profile din depozitele pliocene ale bazinului Beiuș

Pl. IV



TABEL SINOPTIC PRIVIND MINERALELE GRELE DIN PROBELE PROFILULUI I (N°40)

AL. MANEA: Studiu mineralologic a două profile din depozitele pliocene ale bazinului Beiuș

Nr. cod: probă	Tipul litolologic	Minerale opace			Almandin			Disten			Staurolit			Sillimanit			Biotit			Rutil			Zircon			Turmalină brună			Epidot			Observații			
		Conținut m%	Dimen- sioniuni	Forma granulelor	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	C%	D	F	
1	40a	Argile nisipoase feruginoase	31,58	0,08/ 0,16 0,32/ 0,40	C-pr	9,21	0,06/ 0,08 0,16/ 0,20	C-SR	8,60	0,10/ 0,22 0,22/ 0,32	C-sr.	26,67	0,10/ 0,15 0,20/ 0,16	C-sr.	13,40	0,06/ 0,08 0,08/ 0,08	fibros	3,92	0,28/ 0,25 0,26/ 0,30	L	8,36	0,05/ 0,25 0,32/ 0,52	Sr-i	3,97	0,04/ 0,80	pc-i	0,25	0,07/ 0,07	pc-sr	3,84	0,06/ 0,12 0,12/ 0,18	C-sr	Turmalină galbuie 0,57; 0,06/ 0,15 pc		
2	40b	Nispuri grose cu elemente de piatră și bolovaniș, cenusii albitioase cu Mel și Cong.	38,01	0,10/ 0,10 0,42/ 0,64	Pc-psr	13,40	0,08/ 0,08 0,16/ 0,28	C-sr.	9,35	0,12/ 0,32 0,16/ 0,30	pc	24,45	0,16/ 0,20 0,26/ 0,30	pc-sc	6,08	0,07/ 0,20 0,25/ 0,30	pf	-	-	-	3,52	0,15/ 0,48 0,25/ 0,32	pc	-	-	5,30	0,36/ 0,44 0,35/ 0,40	pc	-	-	-	-	-		
3	40c	Nispuri roscate	34,22	0,10/ 0,14 0,24/ 0,32	C-sr.	19,08	0,08/ 0,10 0,26/ 0,42	C-r	5,55	0,12/ 0,18 0,20/ 0,32	pc-sr	19,65	0,08/ 0,08 0,24/ 0,38	C-sr.	5,53	0,06/ 0,40 0,18/ 0,32	f	2,30	0,10/ 0,42 0,18/ 0,32	l	5,58	0,06/ 0,60 0,18/ 0,35	pc-i	2,35	0,06/ 0,12 0,08/ 0,22	pc-i	0,33	0,18/ 0,20 0,16/ 0,24	pc-i	5,52	0,10/ 0,26 0,07/ 0,14	C-sr	-		
4	40d	Nispuri cenusii, albitioase	41,81	0,10/ 0,12 0,36/ 0,32	C-sr.	15,15	0,08/ 0,10 0,28/ 0,38	C-sr.	7,52	0,10/ 0,12 0,26/ 0,38	pc-psr	19,35	0,08/ 0,14 0,24/ 0,36	C-sr.	1,80	0,04/ 0,08 0,07/ 0,42	pf	3,06	0,14/ 0,18 0,18/ 0,20	l	8,06	0,36/ 0,34 0,26/ 0,40	pc-i	0,33	0,08/ 0,14 0,08/ 0,10	pc-i	1,05	0,10/ 0,18 0,06/ 0,16	pc	1,86	0,04/ 0,38 0,06/ 0,16	pc-sr	-		
5	40e	Nispuri roscate	33,29	0,10/ 0,14 0,30/ 0,62	C-r	17,43	0,06/ 0,08 0,15/ 0,48	C-sc.	6,56	0,08/ 0,24 0,30/ 0,82	pc	22,22	0,10/ 0,16 0,40/ 0,55	Sr-sc	3,93	0,08/ 0,32 0,18/ 0,52	f	2,70	0,22/ 0,28 0,32/ 0,50	l	5,15	0,08/ 0,35 0,07/ 0,48	pc	0,76	0,07/ 0,14 0,21/ 0,28	pc-i	1,51	0,16/ 0,30 0,28/ 0,24	pc-i	1,44	0,12/ 0,14 0,10/ 0,24	C-sr	-		
6	40f	Intercalație de marne cenusii - vinețe cu nispuri roscate	31,46	0,05/ 0,10 0,26/ 0,36	C-sr.	11,76	0,08/ 0,14 0,18/ 0,28	C-sc.	8,55	0,06/ 0,12 0,20/ 0,42	pc-psr	20,98	0,06/ 0,15 0,20/ 0,42	C-sr.	7,21	0,05/ 0,40 0,18/ 0,28	pf	4,46	0,14/ 0,18 0,18/ 0,28	l	9,17	0,04/ 0,18 0,18/ 0,22	pc-i	5,12	0,06/ 0,12 0,08/ 0,18	pc-i	1,18	0,12/ 0,36 0,19/ 0,20	pc-i	-	-	-	-	-	
7	40g	Nispuri cenusii albitioase cu intercalatii vinețe	23,22	0,06/ 0,18 0,24/ 0,50	C-sr.	9,48	0,10/ 0,12 0,24/ 0,48	C-r	17,50	0,14/ 0,20 0,24/ 0,42	pc-psr	31,28	0,12/ 0,18 0,25/ 0,46	C-sr.	8,93	0,08/ 0,25 0,08/ 0,42	pf	2,81	0,16/ 0,28 0,26/ 0,42	l	4,75	0,10/ 0,34 0,22/ 0,26	pc	0,30	0,08/ 0,20 0,04/ 0,22	pc-i	1,74	0,22/ 0,26 0,42/ 0,46	pc	-	-	-	-	-	
8	40h	Marne mitacee vinețe cu intercalatii milimetrici de nispuri	41,95	0,06/ 0,08 0,16/ 0,26	C-r	10,93	0,06/ 0,06 0,10/ 0,48	C-sn	8,34	0,05/ 0,20 0,28/ 0,38	pc-sr	23,26	0,12/ 0,18 0,26/ 0,34	C-cr	2,13	0,04/ 0,16 0,04/ 0,30	f	2,56	0,14/ 0,26 0,12/ 0,20	l	5,28	0,08/ 0,28 0,10/ 0,22	pc-i	5,00	0,04/ 0,10 0,06/ 0,14	pc-i	0,58	0,08/ 0,12 0,16/ 0,34	pc-i	-	-	-	-	-	
9	40j	Nispuri galbui-roscate cu pietrișuri și bolovanișuri: A.I. Nelan, Cong.	34,87	0,05/ 0,08 0,22/ 0,52	C-psr	18,70	0,10/ 0,18 0,32/ 0,52	C-sn	12,11	0,18/ 0,32 0,24/ 0,54	pc-psr	20,38	0,12/ 0,18 0,22/ 0,32	C-sr.	3,20	0,04/ 0,20 0,12/ 0,12	pf	0,70	0,15/ 0,18 0,24/ 0,36	l	8,54	0,12/ 0,48 0,24/ 0,44	Ac-sr	0,47	0,10/ 0,16 0,09/ 0,20	pc-sr	-	-	-	0,82	0,22/ 0,28	C-sr	-	-	-

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LII

Imprim. Atel. Inst. Geol.

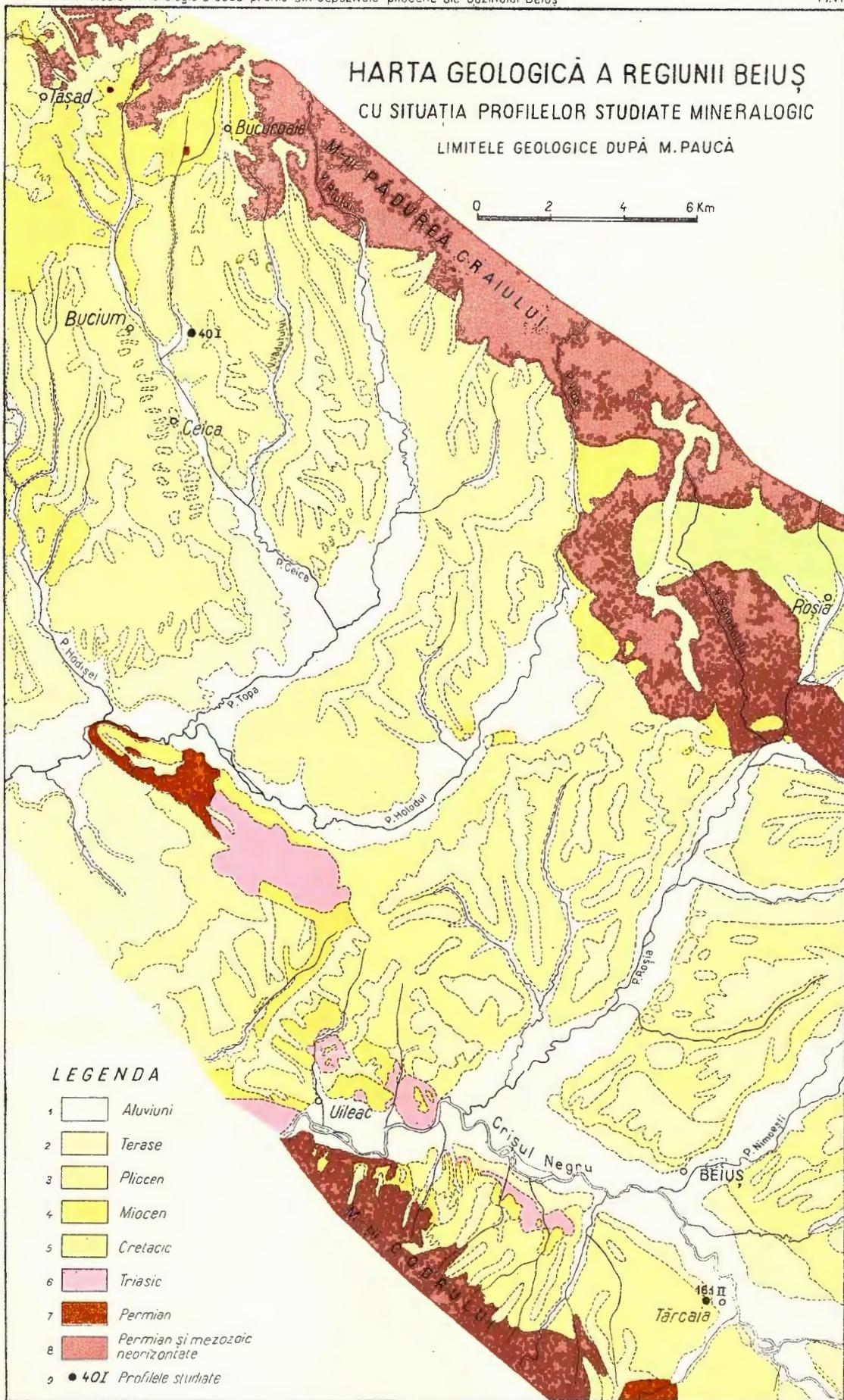
LEGENDĂ: C% - conținut la % ; D = dimensiuni ; F = forme ; C = colture ; R = rotunjit ; Sc = subcolture ; Sr = subrotunjit ; L = lamellar ; P = prismatic ; Po = prismatic colture ; Psr = prismatic subrotunjit ; I = idiomorf ; Pr = prismatic rotunjit ; A = angular ; F = fibros ; Pf = prismatic fibros.

TABEL SINOPTIC PRIVIND MINERALELE GRELE DIN PROBELE PROFILULUI II (Nº 161)

ALMANEA: Studiu mineralogic a două profile din depozitele pliocene ale bazinului Beius

Pl VI

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul litolologic	Minerale opace			Almandin			Bisten			Staurolit			Sillimanit			Biotit ± clorit			Rutil			Zircon			Turmalină brună			Epidot			Hornblendă brună			Hornblendă verde			Observații																
			C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.	C%	D	F.																				
1	161a.	Nisipuri cenușii-gălbui-micacee	71,55	0,06/ 0,10 0,12/ 0,22	C-Sr	13,17	0,04/ 0,06 0,10/ 0,14	C-r			Sp	0,08/ 0,12	S.r						2,09	0,08/ 0,10 0,10/ 0,12	Sr-pc	4,67	0,03/ 0,05 0,08/ 0,14	pc-i	3,81	0,06/ 0,10 0,10/ 0,14	pc-c						3,48	0,06/ 0,12 0,07/ 0,22	pc																				
2	161	Argile aleuritice cenușii cu Congeria	71,22	0,02/ 0,06 0,22/ 0,28	C-Sr	7,25	0,02/ 0,06 0,09/ 0,16	C-Sr	0,48	0,06/ 0,09 0,09/ 0,08	pc	Sp.	0,06/ 0,12	C.			Sp.	0,06/ 0,10	L.	7,00	0,02/ 0,08 0,02/ 0,14	pc-r	10,08	0,02/ 0,04 0,10/ 0,14	pc-i	2,78	0,03/ 0,06 0,04/ 0,10	pc-i					0,71	0,15/ 0,24	psr	0,50	0,04/ 0,12	pc-a																	
3	161c.	Nisipuri roșcate feruginoase	51,53	0,04/ 0,08 0,14/ 0,22	C-r	24,10	0,04/ 0,06 0,08/ 0,18	C-Sr					2,15	0,08/ 0,14	p.a	2,09	0,06/ 0,10	L.	5,56	0,04/ 0,08 0,06/ 0,12	pc	9,26	0,05/ 0,15 0,07/ 0,08	pc-i	2,09	0,02/ 0,05 0,07/ 0,13	pc-i				0,60	0,08/ 0,20	psr																						
4	161d.	Nisipuri cenușii gălbui-micacee	45,71	0,04/ 0,04 0,10/ 0,18	SC-r	24,30	0,04/ 0,06 0,11/ 0,16	SC-Sr				4,52	0,12/ 0,18	C-Sr			3,83	0,06/ 0,10	L.	2,54	0,03/ 0,05 0,06/ 0,15	psr-i	10,71	0,03/ 0,08 0,05/ 0,12	SC-i	4,52	0,03/ 0,09 0,06/ 0,12	Sr-i				Sp.	0,32/ 0,60	pc	1,30	0,08/ 0,20 0,07/ 0,20	psr	Turmalină albastină sp; 0,04/ 0,12 ; psc.																	
5	161e.	Argile marnoase cenușii cu Congeria	54,88	0,04/ 0,07 0,20/ 0,28	SC-r	33,37	0,04/ 0,06 0,30/ 0,28	SC-r				0,66	0,06/ 0,11 0,10/ 0,12	SC-r	1,12	0,03/ 0,18	psr	1,36	0,06/ 0,08 0,06/ 0,08	L.	3,77	0,02/ 0,05 0,12/ 0,20	Sc-i	1,10	0,06/ 0,12 0,03/ 0,16	pc-i	2,55	0,03/ 0,06 0,12/ 0,16	Sr-i				1,17	0,05/ 0,07 0,14/ 0,18	Sr-r			Zircon roșu (macă în genunchi) sp; 0,02/ 0,12 ; i																	
6	161f.	Nisipuri gălbui bogate în mica	80,18	0,03/ 0,05 0,10/ 0,12	SC-r	31,98	0,05/ 0,06 0,08/ 0,12	SC-Sr				0,88	0,06/ 0,08 0,10/ 0,12	C-Sr			1,34	0,08/ 0,11	L.	1,85	0,04/ 0,06 0,06/ 0,10	Sr-i	3,22	0,04/ 0,04 0,04/ 0,10	pr-i	0,53	0,08/ 0,10 0,06/ 0,10	pc-i																											
7	161g.	Marne nisipoase cenușii	54,12	0,04/ 0,06 0,08/ 0,15	C-r	30,82	0,05/ 0,06 0,08/ 0,14	SC-r				1,32	0,07/ 0,09 0,09/ 0,12	C-Sr						7,32	0,04/ 0,10 0,09/ 0,14	C-Sr	4,21	0,03/ 0,08 0,05/ 0,09	SC-i	2,71	0,03/ 0,06 0,08/ 0,12	psr-i																											
8	161h.	Nisipuri cenușii	74,20	0,03/ 0,05 0,10/ 0,12	SC-r	12,85	0,04/ 0,06 0,07/ 0,11	C-Sr				0,82	0,02/ 0,04 0,07/ 0,11	C-Sr						2,14	0,02/ 0,08 0,03/ 0,11	Sr-ps	3,34	0,05/ 0,07 0,04/ 0,10	psr-i	5,91	0,04/ 0,08 0,07/ 0,08	pc-i																											
9	161j.	Marne argiloase cenușii-albicioase cu Congeria	51,00	0,03/ 0,04 0,20/ 0,26	C-r	32,42	0,04/ 0,06 0,16/ 0,20	SC-r				2,32	0,07/ 0,13 0,14/ 0,30	C-Sr			0,31	0,04/ 0,10 0,05/ 0,12	L.	5,60	0,09/ 0,30 0,05/ 0,30	pc-Sr	5,34	0,02/ 0,04 0,06/ 0,30	pc-i	2,90	0,08/ 0,09 0,07/ 0,12	pc-i																											
10	161k.	Nisipuri galbui micacee	61,34	0,04/ 0,07 0,11/ 0,24	C-r	27,24	0,04/ 0,08 0,08/ 0,12	C-Sr				0,53	0,06/ 0,12 0,10/ 0,14	C-Sr			1,54	0,08/ 0,10 0,12/ 0,15	L.	5,56	0,04/ 0,06 0,08/ 0,12	pc-Sr	2,24	0,04/ 0,12 0,03/ 0,05	r-i	1,54	0,05/ 0,08 0,07/ 0,12	pc-i									1,12	0,12/ 0,14 0,20/ 0,20	pc																
11	161l.	Marne cenușii-albicioase cu Congeria	66,19	0,04/ 0,04 0,10/ 0,14	C-Sr	15,62	0,03/ 0,07 0,20/ 0,30	C-i	1,33	0,04/ 0,06 0,20/ 0,30	C-Sr	1,21	0,04/ 0,10 0,05/ 0,12	C-Sr			1,09	0,04/ 0,04 0,08/ 0,12	L.	4,09	0,04/ 0,12 0,05/ 0,12	pc-Sr	4,18	0,04/ 0,12 0,05/ 0,05	C-i	5,35	0,04/ 0,12 0,08/ 0,20	C-i									0,90	0,06/ 0,10 0,16/ 0,28	pc-Sr																
12	161n.	Marne albe cu Congeria	55,77	0,04/ 0,05 0,12/ 0,16	C-r	26,34	0,04/ 0,07 0,12/ 0,16	C-Sr	0,21	0,06/ 0,10 0,16/ 0,21	pc-Sr	0,74	0,07/ 0,12 0,16/ 0,21	Sr-C						2,30	0,06/ 0,08 0,05/ 0,11	L.	5,00	0,04/ 0,06 0,05/ 0,15	pc-Sr	7,00	0,02/ 0,08 0,04/ 0,10	pc-i	2,10	0,05/ 0,14 0,04/ 0,15	i-pc	0,31	0,05/ 0,07 0,08/ 0,14	Sr.	0,28	0,06/ 0,12 0,08/ 0,14	pc																		
13	161o.	Marne nisipoase cu Congeria	36,34	0,04/ 0,05 0,15/ 0,32	C-Sr	39,00	0,03/ 0,08 0,14/ 0,22	C-SC	0,47	0,09/ 0,12 0,07/ 0,20	C	4,00	0,06/ 0,09 0,07/ 0,20	C-Sr						3,30	0,15/ 0,15 0,15/ 0,15	L.	3,61	0,05/ 0,07 0,12/ 0,16	pr-Sc	4,50	0,04/ 0,10 0,06/ 0,08	Sr-i	3,38	0,04/ 0,08 0,06/ 0,08	pc-i	0,22	0,10/ 0,15 0,12/ 0,31	pc	0,84	0,06/ 0,25 0,15/ 0,34	pc	0,30	0,05/ 0,09 0,08/ 0,09	SC.	4,01	0,14/ 0,22 0,12/ 0,31	pc												



- Filipescu G. M. (1935) Étude microscopique du sable silicieux de Kliwa et considérations sur son origine et les conditions de sédimentation. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.* vol. XV, fasc. 7–8. București.
- Filipescu G. M. (1936) Le résultat d'analyse physique pour les liquides lourds du sable dacien de Mierlău-Gepiș. *C. R. Inst. Géol. Roum.* vol. XX. București.
- Filipescu G. M. (1937) Étude physique des sables sénoniens de Breaza (distr. de Prahova). *C.R. Inst. Géol. Roum.* vol. XXI. București.
- Gherasimovskii V. I. (1953) O zadaçia gheneticeskoi mineraloghii. *Zap. Vses. Min. Obščee.* II. Seria. Ci. 82. Vip. 1.
- Kariakin L. I. (1961) Mineraloghiceskii sostav peskov Harkovskovo iarusa v predele USSR i ih ghenezis. *Zap. Vses. Min. Obščee.* II. seria Ci. 80, pih 3.
- Milner H. B. (1929) Sedimentary Rocks. New-York.
- Papp A. (1953) Die Mollusken fauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. d. geol. Ges. in Wien* 44, Bd. 1951. Wien.
- Papiu C. V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Științifică. București.
- Pauca M. (1956) Neogenul din bazinile externe al Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII. București.
- Ruhin L. B. (1961) Osnovi Litologhii. *Gostoptehizdat.* Leningrad.
- Ruhin L. B. și colab. (1958) Spravocinoe rukovodtsvo po petrografii osadocinih porod. *Gostoptehizdat.* Moskva.
- Sarkisian S. G. (1947) Opit mineraloghiceskoi koreliații pri krupnomasstabnoi gheologhi ceskoi ciemke. *Izv. AN SSSR* Nr. 7.
- Sarkisian S. G., Šapovalova G. A. (1952) Petrografiia maikopskikh i sarmaṭkikh otlojenii vostocinoi Gruzii i paleogeografiia ih vremeni. *Izd. AN. SSSR.*
- Saullea-Bocea Emilia (1935) La constitution minéralogique du sable alluvial du Pianul de Sus, distr. Alba (România). *An. Sci. Univ. Jassy*, Tom. XXI.
- Sedleckii I. D., Samodurov P. S. (1950) Mineraloghiceskii metod korreliații gheologhiceskikh osadocinlh formaṭiah. *Zap. Vses. Miner. Obšče.* II, seria Ci. 79, vlp.
- Strahov N. M și colect. (1957) Metodi izuceniai osadocinih porod. *Gosgheoltehizdat.* Moskva.
- Truskova N. N., Kuhařenko A. A. (1961) Atlas mineralov rossipei. *Gosgheolthizdat.* Moskva.

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE COMPARATIVE DE DEUX PROFILS DANS LES DÉPÔTS PLIOCÈNES DU BASSIN DE BEIUŞ

PAR

Al. MANEA

(Résumé)

Le travail présente les résultats obtenus par les recherches terri-géno-minéralogiques effectuées sur deux profils constitués de dépôts mobiles, situés dans le bassin néogène de Beiuş.

Le premier profil (Nr. 40, de „*a*” jusqu’à „*j*”) appartient à la zone „*d*” du Pannonien, et le profil II (Nr. 161 de „*a*” jusqu’à „*o*”) à la zone „*b*” (suivant la disposition stratigraphique des horizons appartenant à A. Pap). On a établi l’appartenance aux zones citées des dépôts des deux profils sur la base des formes fossiles collectées dans les deux profils.

On remarque du point de vue terrigéno-minéralogique que l’association paragénétique pour tout le profil I est constituée de : minéraux opaques (hornblende opacitisée) + almandin + staurolite + dysthène ± silimanite. Cette association prouve que l’aire de source pour les dépôts mobiles de ce profil a été constituée par des roches cristallophylliennes de mésozone. Les coefficients de tri, calculés sur la base des recherches des courbes cumulatives, relèvent que les sables constitutifs appartiennent au groupe des sables moyens (selon la classification structurale de L. B. Ruhin), à degré moyen de tri, d’origine littorale, probablement à apports fluviatiles.

Pour ce qui est du profil II (161) on constate qu’il se caractérise du point de vue terrigéno-minéralogique par l’association paragénétique ; minéraux opaques + grenat (almandin et incolore) ± zircon. On relève également la présence en quantités minimales des minéraux d’origine volcanogène : hornblende brune et verte, hypersthène. C’est une association qui indique le caractère mixte cristallophylien et volcanogène de la constitution géologique de l’aire de source. Du point de vue granulométrique, les sables de ce profil ont un degré très avancé et sont d’origine littorale avec un mouvement oscillatoire (propulsatif) du milieu.

Au point de vue terrigéno-minéralogique les deux profils diffèrent et ne peuvent donc pas être corrélés pour ce qui est de la stratigraphie, mais ils peuvent constituer des éléments-étalon pour une corrélation terrigéno-minéralogique pour tout le bassin.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

A) Courbes cumulatives des échantillons de la coupe géologique nr. I (nr. 40). B) Histogramme des échantillons de la coupe géologique nr. I (nr. 40).

Planche II

A) Courbes cumulatives des échantillons de la coupe géologique nr. II (nr. 161). B) Histogramme des échantillons de la coupe géologique nr. II (nr. 161).

Planche III

Fréquence des minéraux lourds selon les types lithologiques de la coupe géologique nr. I (nr. 40).

Planche IV

Fréquence des minéraux lourds selon les types lithologiques de la coupe géologique nr. II (nr. 161).

Planche V

Tableau synoptique concernant les minéraux lourds des échantillons de la coupe géologique nr. I (nr. 40).

C %, teneur en % ; D, dimensions ; F, formes ; C, anguleux ; R, arrondi ; Sc, sous-arondi ; L, lamellaire ; P, prismatique ; Pc, prismatique arrondi ; P.s.r., prismatique sous-arondi ; I, idiomorphe ; P.r., prismatique arrondi ; A, angulaire ; F., fibreux ; P.f., prismatique fibreux.

Planche VI

Fréquence des minéraux lourds selon les types lithologiques de la coupe géologique nr. II (nr. 161).

Planche VII

Carte géologique du bassin néogène de Beiuș, d'après les données de M. Paucă avec les coupes géologique étudiées par Al. Manca.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

**INTERDEPENDENȚE STRATIGRAFICO - STRUCTURALE
ÎN FORMAȚIUNILE CRISTALINE DIN PARTEA DE NW
A MASIVULUI POIANA RUSCĂ¹⁾**

DE

M. MUREŞAN²⁾

Abstract

Stratigraphical-Structural Interdependence within the Crystalline Formations in the Northwestern Part of the Poiana Rusca Massif. The knowledge of the detailed stratigraphy of the crystalline rocks of the Poiana Rusca Massif allows to interpret the structural particularities observed in this region depending on the stratigraphical features of these formations. As the primary stratifications of the rocks (subsequently transformed into metamorphical foliations) were not parallel within the investigated zone (due to the accentuated variations in the thickness of the different horizons), the linear elements too (parallel with the plicative structure) which appear in the stratification plane cannot be parallel everywhere.

Zona la care ne referim este situată în partea de NW a masivului Poiana Rusca, întinzându-se între valea Bega (la W), valea Rozaliei (la E), versantul sudic al culmei Padeșului (la S) și linia localităților Tomești — Baloșești — Zolz — Gladna Montană (la N).

Părțile de nord ale regiunii au constituit obiectul cercetărilor mai recente întreprinse de către C. V. Pașiu (1956), H. Savu³⁾, C. Chivu și V. Serafimovič (1964)⁴⁾, A. Popescu (1964), M. Mureşan (1964, 1965). Extremitatea sudică a suprafeței luată în considerare

¹⁾ Comunicare în ședință din 12 martie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55 București.

³⁾ H. Savu. Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a masivului Poiana Rusca. 1953 Arh. Com. Geol.

⁴⁾ C. Chivu, V. Serafimovič. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecții geologice pentru minereuri de fier și sulfuri complexe — Poiana Rusca. 1961 Arh. Com. Geol.

a fost studiată de către D. Giuşcă și colab. (1956) și de O. Maier și colab.¹⁾.

Majoritatea suprafeței luată în considerare este alcătuită din formațiuni cristaline epimetamorfice (ce aparțin unității epimetamorfice din Poiana Ruscă) acoperite transgresiv, în N, de către depozite pliocene. Seria cristalină este străbătută (mai ales în partea vestică a regiunii) de numeroase corpuri eruptive, în general filoniene, de vîrstă triasică—cretacic-inferioară (diabaze) și laramice (banatite—granodiorite, andezite, riolite, odinete).

Orizontarea seriei cristaline ne permite să explicăm unele particularități structurale observate în șisturile cristaline din această parte a masivului Poiana Ruscă. Aceste concluzii, ce vor fi expuse în lucrarea de față, evidențiază legăturile complexe de interdependență ce există între procesele tectonice, pe de o parte, și cele de sedimentare, pe de altă parte.

Privire generală asupra stratigrafiei formațiunilor cristaline

La baza șisturilor epimetamorfice prezente în regiune se situează partea superioară a seriei tufogene²⁾, alcătuită dintr-o asociatie caracteristică de calcare albe, cuarțite negre și roci verzi tufogene (ultimele alternanează cu șisturi terigene sericito-cloritoase).

În succesiune normală urmează seria terigenă superioară care ocupă majoritatea regiunii. Prezența unor nivele caracteristice în cadrul acesteia (cuarțite negre, roci tufogene keratofirice — porfiogene) a permis subdivizarea seriei în cinci orizonturi (vezi harta geologică anexată).

În cadrul părții superioare a seriei tufogene precum și în primele trei orizonturi ale seriei terigene superioare s-au constatat treceri laterale (variații de facies) de la rocile terigene (șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase etc.) la rocile carbonatice ale masivului dolomitic de la Luncani. Se consideră că formațiunile carbonatice de la Luncani aparțin unei bariere recifale vechi, metamorfozată odată cu șisturile cristaline conexe cu care se îndințează facial (V. C. Pașiu 1956; A. Popescu 1964; M. Murășan 1964, 1965).

¹⁾ O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Nădrag — Munții Poiana Ruscă. 1961 Arh. Com. Geol.

²⁾ Conform nomenclaturii propuse de noi (M. Murășan, 1965), în cadrul prezentării succesiunii stratigrafice a formațiunilor cristaline vom utiliza termenii de „serie tufogenă” și de „serie terigenă superioară” în locul celor de „complex al șisturilor verzi tufogene” și respectiv de „complex al filitelor și al șisturilor sericito-cloritoase superioare” (noțiunea stratigrafică de „complex” a fost introdusă de către O. Maier și colab. 1964).

Orizonturile I, II, III ale seriei terigene superioare (ce au corespondențe stratigrafice dolomitele de la Luncani) prezintă variații considerabile de grosime. Astfel în zonele în care rocile carbonatice predomină, grosimile orizonturilor sunt de 2—3 ori mai mari decât ale rocilor terigene corespunzătoare stratigrafic, evidențiindu-se astfel faptul că formațiunile barierelor recifale creșteau pe verticală mult mai rapid decât depozitele terigene sincrone. Scăderea grosimilor are deci loc pe direcția orizonturilor I, II, III, dinspre dolomitele de Luncani, spre NW și N, către zonele șistoase corespunzătoare stratigrafic.

Ultimele două orizonturi ale seriei terigene superioare sunt alcătuite în general din șisturi sericito-cloritoase ± cuartoase ± biotit, șisturi sericito-grafitoase și subordonat din intercalări de cuarțite negre, metatufuri acide (keratofirice-porfirogene), șisturi verzi tufogene, calcare.

Orizontul IV, cu caracter predominant terigen, prezintă de asemenea variații importante de grosime, dar de data aceasta în sens invers celor menționate în cadrul orizonturilor I, II, III și anume grosimile minime s-au constatat în zonele unde primele trei orizonturi prezintă îngroșări maxime, îngroșindu-se dimpotrivă în zonele unde aceste orizonturi aveau grosimile stratigrafice cele mai mici.

Intrucât limita superioară a orizontului V (delimitată la partea sa inferioară de un nivel de metatufuri acide keratofirice-porfirogene¹⁾, asociate uneori cu calcare și cuarțite negre) nu se cunoaște în regiune, nu se pot face aprecieri asupra eventualelor variații de grosime ce ar putea fi prezente și în cadrul acestui orizont.

Înspite sud seria terigenă superioară este delimitată de o puternică falie inversă direcțională, cu inclinare sudică (însotită de milonite)²⁾, reprezentând continuarea în regiunea noastră a dislocației direcționale de la S de zona Dealul Vlădeasca — Dealul Aredei. La S de această falie se disting două compartimente tectonice, separate printr-o falie orientată NE—SW; la vestul faliei se dezvoltă seria de șisturi mai intens metamorfozate de la Nădrag (care ar putea reprezenta o parte inferioară a

¹⁾ De acest nivel de roci tufogene keratofirice se leagă probabil minereurile pirotoase stratificate, semnalate ca blocuri în bazinul văii Bordarului de către O. Mäier și colab. (vezi nota 1 pag. 2). În acest caz aceste minereuri sunt de natură exhalativ-sedimentară, legate genetic de activitatea magmatică ce a dat naștere rocilor porfirogène din Poiana Rusă. Nu este exclus ca vechile lucrări de la Dîmbul cu Fier să fi fost amplasate în zona unor pălării de fier ale unor zăcăminte legate genetic de rocile porfiroide.

²⁾ Această falie direcțională a fost pusă în evidență în zona de la vest de Nădrag de către H. Kräutner și Florentina Kräutner (Raport. Cartări, revizuiri și coordonări în cuprinsul foilor 82 Deva și 81 Margina 1963 Arh. Com. Geol.).

seriei terigene superioare, mai puternic metamorfozată) iar în cîstul acesteia seria terigenă superioară (reprezentată mai ales prin șisturi sericito-cloritoase ± biotit ± cuarțoase).

În SE-ul regiunii o puternică falie NE-ică decoșează înspre NE falia direcțională amintită și pune în contact seria terigenă superioară din W cu formațiunile epimetamorfice din regiunea Rușchiș, orizontate în ultimii ani (L. Pavelescu și colab. 1964).

Caracteristicile tectonice principale ale formațiunilor cristaline

Formațiunile cristaline din zona noastră constituie flancul sudic și respectiv vestic al anticlinoriului Arănieș-Poieni¹⁾, structura plicativă majoră a unității epimetamorfice din masivul Poiana Rusă.

În regiune, cele mai importante structuri plicative de pe acest flanc sunt reprezentate printr-un sinclinal și un anticlinal, situate în culmea Padeș-Bordarul, de unde se continuă spre W, înspre bazinul superior al văii Nădragului. Aceste cute, puse în evidență în zona menționată de către O. Maier și colab.²⁾, reprezintă continuarea ansamblului de cute similare din zona Iazuri — Dealul Vlădeasca — valea Sasa, decoșate înspre SE, în regiunea noastră, de către o puternică falie orientată NE—SW (M. Mureșan 1964, 1965³⁾). Axele acestor cute orientate E—W și chiar WSW—ENE (în partea lor vestică) sunt tăiate în unghi ascuțit de către puternica falie direcțională menționată în capitolul anterior. Dacă se acceptă că structura sinclinală pe care o constituie rocile mai intens metamorfozate din zona Nădragului (structură pusă în evidență de către D. Giusea și colab. — 1956 — și urmărită de către O. Maier și colab. — 1961) este aceeași cu sinclinalul din Culmea Padeș-Bordarul⁴⁾ atunci de-a lungul faliei direcționale amintite a existat în afara săriturii

¹⁾ Întrucît în NW-ul Poienii Rusce anticlinoriul Arănieș — Poieni prezintă o accentuată curbare înspre N, flancul sudic, după rotire, devine flancul vestic al acestei structuri.

²⁾ Vezi nota 1, pag. 60.

³⁾ Această falie reprezintă continuarea spre SW a unei puternice dislocații din zona Băirina, unde a fost cartată de H. Kräutner, Florentina, Kräutner, Georgea Mureșan și M. Mureșan (Structura geologică a regiunii Roșcani — Poieni — Poiana Răchișele — Ferigi — Poiana Ruseă de N 1962, Arh. Com. Geol.).

⁴⁾ O. Maier și colab. (vezi nota 1, pag. 60) consideră aceste două cute (sinclinalul și anticlinalul menționat mai sus) drept ondulații ale flancurilor unui anticlinal izocinal, culcat spre N. Întrucît microcutele ce indicau flancuri inverse (menționate de autori pe flancul sudic al sinclinalului), constituind un argument în favoarea unei astfel de interpretări, s-au dovedit a fi de fapt microcute B₂ (care nu pot da indicații asupra tipului de flanc — vezi fig. 1), considerăm aceste cute din zona Padeș — Nădrag, ca fiind structuri plicative normale.

pe verticală (compartimentul sudic ridicat în comparație cu cel nordic) și o mișcare de decroșare importantă de la E la W a compartimentului nordic față de cel sudic.

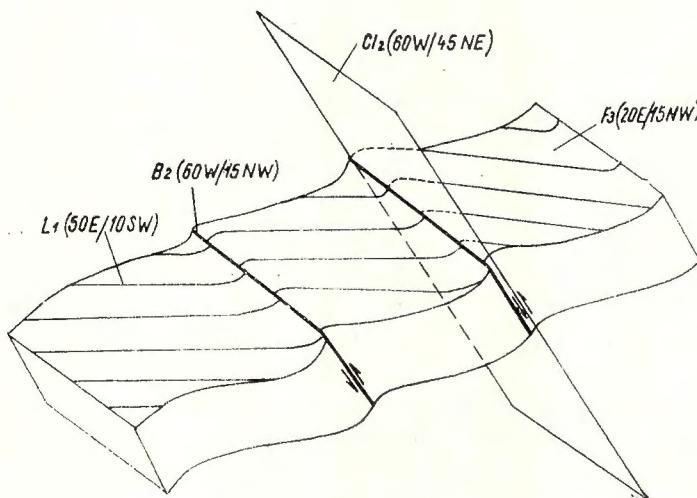


Fig. 1. — Aspect de flanc invers fals (valea Sălășele, pe flancul sudic al sinclinalului Padăș — valea Nădrag) dat de microcutele de clivaj B_2 . Se observă că liniațiile L_1 (paralele structurii plicative), dispuse la unghi mare față de microcutele B_2 , sunt deranjate de acestea din urmă. În cazul de față, mișcarea de-a lungul clivajelor Cl_2 se face dinspre NE (la fel cum se constată în partea de NW a Poienii Rusce), producind îndoirea foliației de stratificație (Fs).

Aspect de flanc inverse faux (vallée de Sălășele, sur le flanc méridional du synclinal Padăș—vallée de Nădrag) donnée par les microplis de clivage B_2 . On observe que les linéations L_1 (parallèles à la structure plicative), disposée à grand angle par rapport aux microplis B_2 , sont dérangées par ceux-ci. Dans ce cas-là, le mouvement le long des clivages Cl_2 se produit du NE (de même que dans le NW de Poiana Ruscă) provoquant l'incurvation de la foliation de stratification (Fs).

În afara celor două structuri plicative amintite, în regiune există o serie de cute minore, cu extindere locală, cum sănt de pildă cele din bazinul văii Rozaliei, din partea superioară a văii Gladnei etc.

În regiune sănt prezente, ca de altfel în întregul masiv Poiana Ruscă, mai multe tipuri de elemente liniare (microcute, liniații) diferite morfologic și genetic. Dintre acestea distingem ca principale : elementele liniare B_1 , paralele structurilor plicative și elementele liniare B_2 , în general oblice față de structurile plicative (elementele B_1 și B_2 au fost descrise, în 1958—1959, pentru prima dată în zona centrală a masivului Poiana Ruscă, de către I. Bercia și Elvira Bercia—1964—și I. Bercia, Elvira

Bercia și C. Chivu¹⁾). Primele sunt legate genetic de cutarea flexurală cu alunecare concentrică sinmetamorfică care a dat naștere structurilor plicative din regiune iar cele din urmă (cu caracter în general ruptural și semiruptural) au fost generate de mișcări cu amplitudine redusă de-a lungul unor clivaje (oblice în general față de B₁).

În ceea ce privește orientarea în spațiu a elementelor liniare B₁ și deci a structurii în această parte a masivului Poiana Ruscă, se observă că în jumătatea sudică a regiunii, direcția acestora este E—W și chiar WSW—ENE (cu afundări vestice), adică paralel cu ansamblul de cute (adică anticlinorul și sinclinorul dintre culmea Padeș și valea Nădrag) care apare în partea sudică a zonei noastre. Înspre N situația este mai complicată, astfel în NW (la sud de Gladna Montana și Gladna Română) elementele liniare B₁ se rotesc treptat spre N, ajungînd să fie orientate NW—SE (cu afundări spre NW, cu excepția unui sector nord-estic, unde afundările axiale devin sud-estice — linie de „O”); înspre NE (în special la N de terminația dolomitelor de Luncani) elementele liniare B₁ se rotesc mult mai accentuat, fiind dispuse N—S și chiar NNE—SSW (cu afundări axiale predominant nordice), adică paralel cu structurile plicative ce apar la E de Tomești (M. Mureșan, 1964).

O divergență similară de orientare se observă și la dispunerea foliațiilor de stratificație a rocilor și deci a limitelor stratigrafice și petrografice, fapte scoase de altfel în evidență de harta geologică anexată.

Din cele de mai sus, rezultă că în regiune structurile plicative, elementele liniare B₁ și foliațiile de stratificație din partea sudică a regiunii nu reflectă rotirea anticlinorului ce survine în partea de NE a regiunii (și la E de Tomești); în colțul de NW al zonei noastre, această rotire este reflectată incompletă.

Corelații între particularitățile tectonice și cele stratigrafice ale formațiunilor cristaline din partea de NW a masivului Poiana Ruscă

Particularitățile tectonice ale formațiunilor cristaline din regiune (particularități menționate mai sus) au fost premizele principale care au stat la baza ipotezei emise de către C. Chivu (1964) și V. Serafimović²⁾, privind existența în regiune a două serii cristaline de vîrstă

¹⁾ I. Bercia, Elvira Bercia, C. Chivu, H. Kräutner, Florentina Kräutner, O. Maier, Georgeta Mureșan, M. Mureșan, G. Neacșu. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda — Poiana Crivina — Bâtrâna — Socet — Cerbăl — Sohodol (Poiana Ruscă). 1959 Arh. Com. Geol.

²⁾ Vezi nota 4, pag. 59.

diferite (o serie inferioară — complexul șisturilor muscovitice — metamorfozată în orogeneza caledoniană, peste care s-a depus seria superioară — complexul șisturilor filitice — metamorfozată în timpul mișcărilor hercine). În concepția autorilor citați seria inferioară (care ar fi dezvoltată mai ales în bazinul văii Rozaliei de unde se întinde spre vîrful Padăș) ar fi separată de cea superioară prin linii puternice de dislocație, la E, la W și la N. Ținând seama de grosimea stratigrafică mare cunoscută a seriei epimetamorfice din Poiana Ruscă (cca 10 km), aceste dislocații, presupuse de către C. Chivu și V. Serafimoviči, ar trebui să aibă sărituri enorme pe verticală (de cel puțin 10—15 km), pentru ca astfel de-a lungul lor să poată fi scos la zi un eventual fundament vechi al seriei epimetamorfice din Poiana Ruscă. Dislocații de o asemenea amploare trebuie să fie însoțite de zone importante de roci cataclazate, (breccii, milonite), zone care în regiune (de-a lungul traseelor dislocațiilor presupuse) nu există. În plus, tranzițiile de la un sector la altul observate în dispunerea elementelor microstructurale (foliații de stratificație, elemente liniare B_1), lipsa unor deosebiri între șisturile terigene aparținând celor două presupuse serii (în zonele unde acestea se admitea că vin în contact tectonic), prezența în sudul regiunii a unor nivele-reper precum și a axelor de cută (menționate mai înainte) nederanjate practic de fali importante, se opun unei astfel de interpretări.

Orizontarea de amănunt a formațiunilor cristaline din nord-vestul Poienii Rusce, ne permite să dăm o justă interpretare particularităților structurale observate în regiune, în funcție de caracteristicile stratigrafice ale acestor formațiuni.

Succesiunea stratigrafică a șisturilor cristaline și variațiile importante de grosime pe care le prezintă orizonturile separate în cadrul seriei terigene superioare din regiune ajută la reconstituirea principalelor procese de sedimentare care aveau loc în timpul formării seriei marine actualmente metamorfozată. Astfel, în evoluția geosinclinalului în care s-au format actualele șisturi cristaline, după o sedimentare cu caracter predominant terigen (seria terigenă inferioară, dezvoltată în afara regiunii noastre — către E), are loc o intensă activitate vulcanogenă care a generat cantități imense de material tufogen bazico-spilitic: orizonturile predominant tufogene alternează cu cele terigene alcătuind seria tufogenă (a cărei parte superioară aflorează și la noi în regiune). La un moment dat, în timpul formării seriei tufogene are loc instalarea unei bariere recifale (actualele formațiuni carbonatice din NW-ul și E-ul Poienii Rusce) care se întindea de la Hunedoara (estul masivului Poiana Ruscă) pînă la Luncani, cu o

zonă de discontinuitate existentă la NW de Vadul Dobrii. Instalarea acestei bariere a fost favorizată printre altele (factori climatici etc.) de existența unor ridicări (probabil de natură tectonică) ale fundului marin și probabil de activitatea vulcanogenă bazică menționată (care a putut stimula recifogeneza prin schimbări ale condițiilor fizico-chimice ale mediului marin). Bariera recifală și-a continuat creșterea și după ce activitatea vulcanogenă bazică a încetat, adică și în timpul formării jumătății inferioare a seriei terigene superioare. O dată ce a luat naștere bariera recifală, viteza de creștere a sedimentelor în geosinclinal este diferită : formațiunile recifale cresc de două-trei ori mai rapid pe verticală (similar barierelor recifale actuale) decât sedimentele (vulcano-terigene și apoi numai terigene) sincrone, fapt demonstrat indubitabil de variațiile de grosime constatate în cadrul orizonturilor I, II, III ale seriei terigene superioare. La un moment dat, datorită anumitor cauze (dintre care o ușoară coborâre de natură tectonică — mișcare de subsidență — a formațiunilor recifale sub nivelul minim de existență al acestora, este ceea mai plauzibilă), recifogeneza încețează. Configurația reliefului fundului marin la sfîrșitul recifogenezei este deci caracterizată prin prezența unei culminații puternice alcătuită din formațiuni carbonatice recifogene, cu pante abrupte, atât transversal cât și pe direcție — în zona terminațiilor ei estică și vestică (în harta noastră este prinsă numai terminația vestică a barierei de la Luncani). Acest relief puternic denivelat reprezinta de fapt o suprafață structurală primară izocronă, peste care se vor depune în continuare sedimentele terigene ale orizontului IV al seriei terigene superioare. Sub această suprafață structurală izocronă, toate celelalte suprafețe izocrone (suprafețe de stratificare) vor fi divergente unele față de altele în zona formațiunilor recifogene și dimpotrivă vor tinde să se apropiie și să devină paralele în cadrul formațiunilor sedimentare terigene sincrone barierei (vezi fig. 2). Această culminăție puternică a fundului marin la sfîrșitul recifogenezei a influențat desigur viteza de creștere a sedimentelor terigene ce au acoperit atât bariera recifală cât și sedimentele sincrone acesteia. Astfel, pe zonele de maximă ridicare, vitezele de creștere a sedimentelor sunt minime în timp ce în zonele adiacente adânci sedimentele se acumulau rapid, similar situației constatate în formațiunile pliocene de la curbura Carpaților. Dacă adăugăm faptul, că pe la capetele barierei recifale curentii marini puteau aduce cantități mult mai mari de material sedimentar, decât pe deasupra barierei, procesul este și mai ușor de imaginat. Într-adevăr orizontul IV, cu caracter predominant terigen, prezintă astfel de variații de grosime : el are grosimi minime (circa 1 700 m) în zonele unde acoperă bariera de

la Luncani și grosimi maxime (peste 4 500 m) unde stă peste formațiunile terigene sincrone barierei. Deci suprafetele de stratificație din cadrul acestui orizont vor tinde să diveargă mult din zona unde acoperă bariera spre zonele de adâncire ale fundului marin.

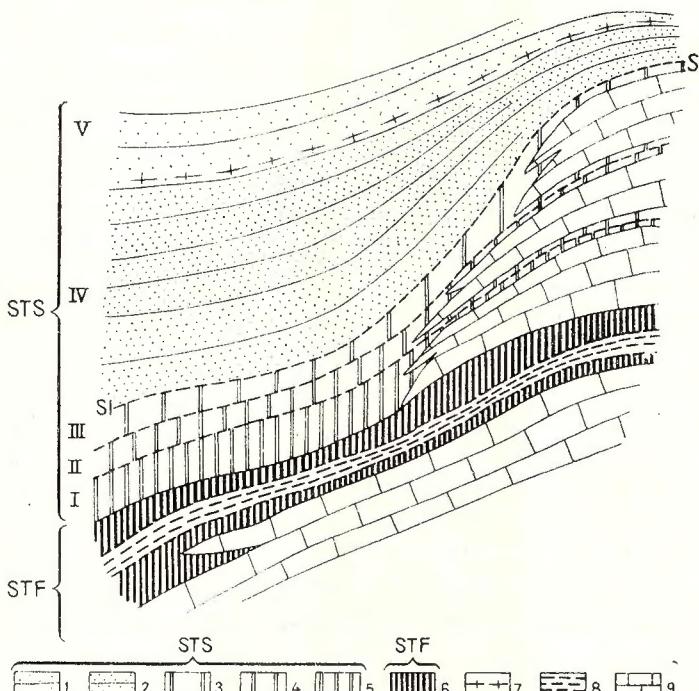


Fig. 2. — Situația generală stratigrafică premetamorfică a actualelor formațiuni epimetamorifice superioare din partea de NW a masivului Poiana Ruscă.

1, 2, 3, 4, 5, roci terigene în cadrul orizonturilor V, IV, III, II și I ale seriei terigene superioare (STS); 6, alternanțe de roci verzi tufogene cu roci terigene, în cadrul seriei tufogene (STF); 7, tufuri keratofirice; 8, cuarțite negre; 9, roci carbonatice recifal-recifogene SI: suprafață izocronă la sfîrșitul recifogenezei.

Situation générale stratigraphique pré métamorphique des actuelles formations épimétamorphiques supérieures du NW du massif Poiana Ruscă.

1, 2, 3, 4, 5, roches terrigènes dans le cadre des horizons V, IV, III, II et I de la série terrigène supérieure (STS); 6, alternances de roches vertes tufogènes à roches terrigènes, dans le cadre de la série tufogène (STF); 7, tufs kératophyrique; 8, quartzites noirs; 9, roches carbonatées récifal-récifogènes; SI : surface isochrone à la fin de la récifogenèse.

Din cele expuse rezultă că suprafetele de stratificație prezente în formațiunile sedimentare inițiale, începînd cu instalarea barierei recifale și mult după încetarea recifogenezei, sunt de departe de a fi paralele între ele;

acest lucru nu a putut să nu influențeze caracterele structurale care au fost imprimate în timpul cutării care a însotit metamorfismul regional la care au fost supuse actualele șisturi cristaline din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. În regiune, principala foliație a șisturilor cristaline este paralelă cu stratificația primară a rocilor sedimentare care în timpul metamorfismului s-a amplificat prin procesul de recristalizare metamorfică. Rezultă deci că foliațiile metamorfice de stratificație nu pot fi paralele între ele, întrucât nici stratificațiile primare ale rocilor nu erau paralele între ele.

Faptul că cea mai frecventă foliație metamorfică a formațiunilor cristaline din regiune este paralelă cu vechea stratificație a rocilor arată că, în timpul cutării sinmetamorfice, planele principale de transport diferențial al materialului erau reprezentate de suprafețele de stratificație ale rocilor. Acest fapt este indicat și de microcutarea foliației metamorfice de stratificație (microcute B_1 de antrenare, paralele structurilor plicative) precum și de liniațiile de încrețire întâlnite în planul acestei foliații. Întrucât elementele liniare B_1 , de tipul celor de mai sus, se inseră în planul foliațiilor metamorfice de stratificație ale rocilor, rezultă că aceste elemente nu pot fi mereu paralele între ele în tot cuprinsul regiunii, deoarece însăși aceste foliații nu sunt peste tot paralele între ele.

În acest fel se explică și faptul că rotirea anticlinoriului din partea de NE a regiunii este reflectată accentuat mai ales de primele trei orizonturi ale seriei terigene superioare, pe cind efectele acestei curbări tind să se piardă treptat spre W și S în cadrul orizonturilor IV și V ale aceleiași serii (întrucât, după cum s-a arătat, la limita dintre orizontul III și IV începe să se schimbe și sensul de divergență al foliațiilor de stratificație din rocile metamorfice).

Generalizând cele expuse mai sus și într-o lucrare anterioară (M. Mureșan, 1964), configurația fundului marin, inclinările inițiale ale suprafețelor de stratificație precum și neparalelismul inițial al acestora influențează dispunerea spațială a elementelor structurale care iau naștere în timpul cutărilor care afectează depozitele unui geosinclinal. Aceste situații inițiale trebuie luate în considerare neapărat la interpretarea structurală dată formațiunilor cutate putindu-se ajunge astfel la o imagine apropiată de realitate bazată pe strînsa legătură dintre particularitățile stratigrafice ale formațiunilor respective și procesele tectonice la care acestea au fost supuse.

M. MUREŞAN

SCHIȚA GEOLOGICĂ A PĂRȚII DE NW A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

SCARA 1:50.000

LEGENDĂ

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

- 1 Aluvioni
- 2 Pliocen

FORMAȚIUNI MAGMATICHE

- 3 Banatite (granodiorite γ , diorite δ , riolite ρ , andezite ω , adinite α)
- 4 Dolerite σ .

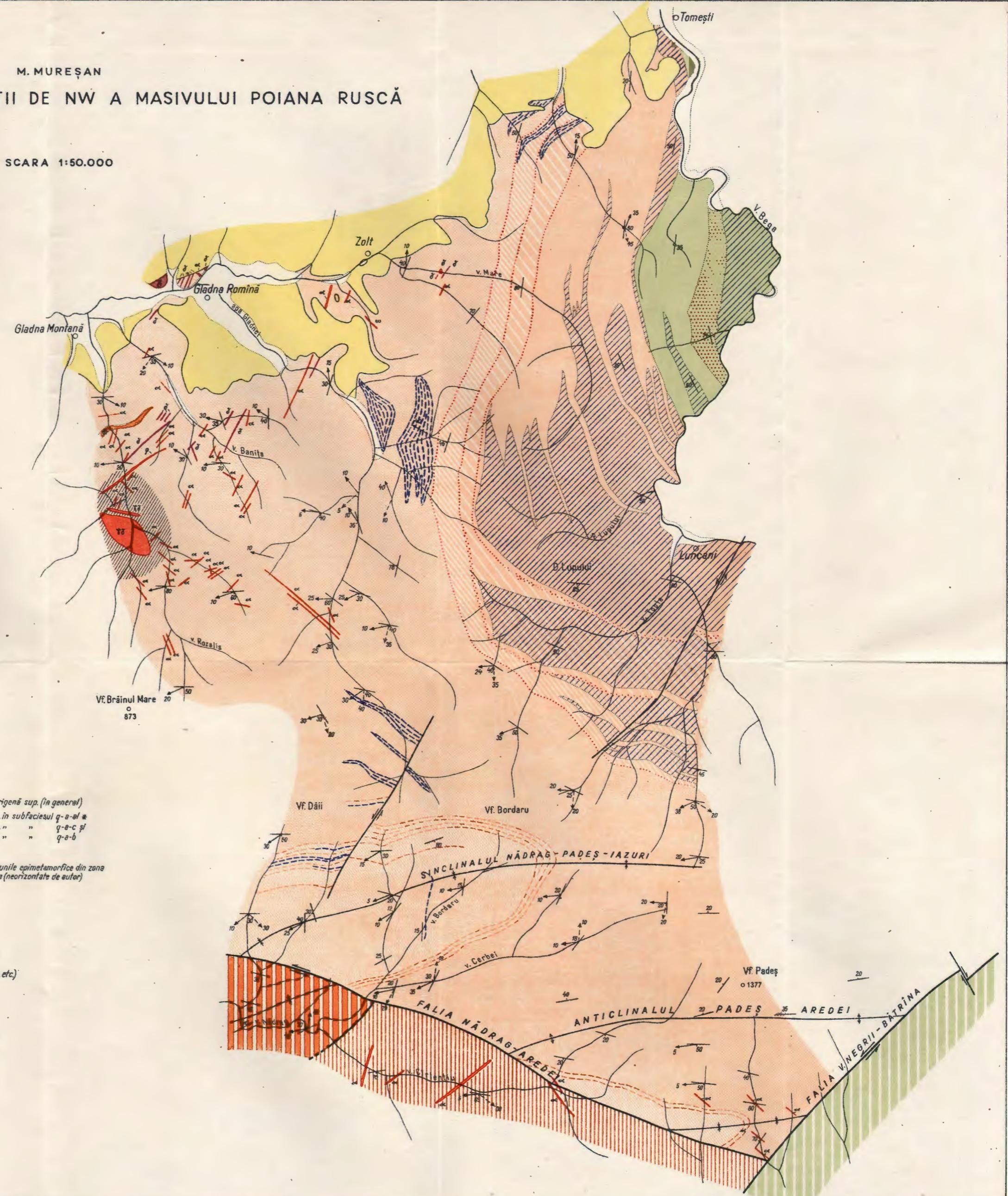
FORMAȚIUNI METAMORFICE FOND STRATIGRAFIC

- | | | |
|---------------|---|----------------------------------|
| Orizontul V | 7 | Serie terigenă sup. (în general) |
| Orizontul IV | | |
| Orizontul III | | |
| Orizontul II | | a. în subfațeul $q-a-b$ * |
| Orizontul I | | b. " " $q-a-c$ și $q-a-b$ |

SEPARAȚII PETROGRAFICE

- 9 a. Metatufuri cuart-keratofitice
b. Portofide cuart-keratofitice și dike-uri
- 10 Cuartile negre
- 11 Roci terigene (filite, sisturi sericito-cloritoase + cuartoase + grafit = biotit, etc.)
- 12 Calcare, dolomite (nelegate de bariera recifală)
- 13 Formații carbonatice ale barierelor recifale de la Luncani
- 14 Hidrotermalizări (silicificări, pirilitări) legate de magmatismul benedictic
- 15 Foliați de stratificație { a. flanc normal
b. flanc invers }
- 16 Elemente liniare { a. paralele structurilor plicative
b. neparalele " " }
- 17 Falii { a. principale
b. secundare }

* q = quart, a = albăt, al = almandin, c = clorit, b = biotit



BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira. (1964) Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar-Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.*, XLIX/1 (1961-1962). București.
- Chivu C. (1964) Considerații geologice și tectonice în regiunea Gladna Română - Munții Poiana Ruscă. *Revista Minelor*, 1. București.
- Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Știopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de SW. *D. S. Com. Geol.* XL (1952-1953). București.
- Maier O., Murcăsan Georgeata, Murcăsan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.* XLIX/1 (1961-1962). București.
- Mureșan M. (1964) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* L/2 (1962-1963). București.
- Mureșan M. (1965) Studii geologice în regiunea Tomești-Luncani-Gladna Română (Poiana Ruscă de NW). *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963-1964). București.
- Papiu C. V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL (1952-1953). București.
- Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina. (1964) Structura și stratigrafia sîsturilor cristaline din regiunea Rușchița (Poiana Rusca). *An. Com. Geol.* XXXIV/1. București.
- Popescu A. (1964) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Luncani-Tomești. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1 (1961-1962). București.

INTERDÉPENDANCES STRATIGRAPHIQUES-STRUCTURALES DANS LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DU NW DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ

PAR

M. MUREŞAN

(Résumé)

L'ouvrage se rapporte à une zone située au NW du massif cristallophylien de Poiana Ruscă (Carpates Méridionales).

La détermination détaillée des horizons des formations cristallines de la région permet l'interprétation de leurs particularités structurales en rapport avec les caractères stratigraphiques de ces formations.

Durant l'évolution du géosynclinal après une sédimentation à caractère principalement terrigène (la série terrigène inférieure, développée en dehors de notre région — vers l'E), il s'est produit une intense activité

volcanogène qui a engendré d'immenses quantités de matériel tufogène basique-spilitique ; les horizons principalement tufogènes alternent avec ceux terrigènes constituant la série tufogène (dont la partie supérieure affleure dans notre région aussi). Pendant la formation de la série tufogène une barrière récifale s'installe (les formations carbonatées actuelles du NW et de l'E de Poiana Ruscă) qui s'étendait de Hunedoara (à l'E du massif Poiana Ruscă) jusqu'à Luncani (NW du massif) avec une zone de discontinuité située au NW de Vadul Dobrii. L'installation de cette barrière a été favorisée, entre autres (facteurs climatiques etc.), par l'existence d'exondations (vraisemblablement de nature tectonique) du fond marin et probablement par l'activité volcanogène basique mentionnée (qui a stimulé la récifogenèse par changements des conditions chimiques-physiques du milieu marin). La barrière récifale a poursuivi sa croissance même lorsque l'activité volcanogène basique a cessé, c'est-à-dire durant la formation de la partie inférieure de la série terrigène supérieure. A partir de l'apparition de la barrière récifale, la vitesse de croissance des sédiments dans le géosynclinal est différente : les formations récifales s'accroissent deux ou trois fois plus vite en épaisseur (tout comme les barrières récifales actuelles) que les sédiments (volcano-terrigènes, ensuite terrigènes seulement) synchrones, ce dont témoignent incontestablement les variations d'épaisseur constatées dans les horizons I, II, III de la série terrigène supérieure.

Certaines causes font cesser la récifogenèse ; la cause la plus vraisemblable a été un léger affaissement de nature tectonique — mouvement de subsidence — des formations récifales au-dessous de leur niveau minimum d'existence. La configuration du relief sousmarin à la fin de la récifogenèse se caractérise donc par la présence d'une forte culmination constituée par des formations carbonatées, récifogènes, aux pentes escarpées, tant transversalement qu'en direction, vers la zone aux sédiments terrigènes synchrones. Ce relief fortement dénivelé ne représentait, au fait, qu'une surface structurale primaire isochrone au-dessus de laquelle continueraient à se déposer les sédiments terrigènes de l'horizon IV de la série terrigène supérieure. Au-dessous de cette surface, toutes les autres surfaces isochrones (surfaces de stratification) seront divergentes les unes par rapport aux autres dans la zone des formations récifogènes et tenteront par contre à se rapprocher parallèlement dans les formations sédimentaires terrigènes synchrones (voir fig. 2). Cette forte culmination du fond marin à la fin de la récifogenèse a influencé la vitesse de croissance des sédiments.

ments terrigènes qui ont recouvert tant les formations récifales que les sédiments synchrones à celles-ci. De la sorte, sur les zones d'élévations les vitesses de croissance des sédiments sont minimes, tandis que dans les zones adjacentes profondes les sédiments s'accumulaient rapidement, comme dans le cas des formations pliocènes de la courbure des Carpates. Si l'on ajoute que les courants marins pouvaient apporter des quantités beaucoup plus grandes de matériel sédimentaire des deux extrémités de la barrière récifale, on n'aura plus de peine à imaginer le processus. En effet, l'horizon IV à caractère prédominant terrigène, présente des variations d'épaisseur : dans les zones où il recouvre la barrière de Luncani ses épaisseurs sont minimes, celles maximes étant là où il surmonte les formations terrigènes synchrones à la barrière. Donc les surfaces de stratification dans le cadre de cet horizon tendrons à diverger beaucoup à partir de la zone où il recouvre la barrière vers les zones de profondeur du fond marin.

Les faits mentionnés démontrent que les surfaces de stratification présentes dans les formations sédimentaires initiales, en commençant par l'installation de la barrière récifale et longtemps après la fin de la récifogénèse, sont loin d'être parallèles ; c'est ce qui a influencé les caractères structuraux imprimés au cours du plissement synmétamorphique qu'ont subi les schistes cristallins du NW de Poiana Ruscă. Dans la région, la foliation principale des schistes cristallins est parallèle à la stratification primaire des roches sédimentaires. Il en résulte donc que les foliations métamorphiques de stratification ne sauraient être parallèles, puisque les stratifications primaires des roches n'étaient non plus parallèles dans toute la région. La plus fréquente foliation métamorphique des schistes cristallins de la zone étudiée, parallèle à l'ancienne stratification des roches, montre que pendant le plissement synmétamorphique les principaux plans de transport différentiel du matériel étaient représentés par les surfaces de stratification des roches. Le microplissement de la foliation métamorphique de stratification (micropolis d'entraînement) ainsi que les linéations de plissement rencontrées dans le plan de cette foliation en sont également des preuves. Du fait que les éléments linéaires, du type de ceux précités, s'inscrivent dans le plan des foliations métamorphiques de stratification des roches, il en résulte que ces éléments ne peuvent pas être toujours parallèles dans toute la région puisque ces foliations mêmes ne sont pas parallèles partout. C'est toujours ainsi que s'explique le fait que l'inflexion de l'anticlinorium du NE de la région se reflète visiblement dans la disposition des trois premiers horizons de la série terrigène supérieure, tandis que les effets de cette courbure tendent à disparaître gra-

duellement vers l'W et vers le S dans la cadre des horizons IV et V de la même série (vu, qu'ainsi qu'on l'a déjà montré, à la limite entre l'horizon III et IV les foliations de stratification des roches métamorphiques commencent à changer de sens de divergence).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la partie NW du massif Poiana Ruseă

Formations sédimentaires : 1, alluvions ; 2, Pliocène. Formations magmatiques : 3, banatites (grano-diorites $\gamma\theta$, diorites θ , rhyolites ρ , andésites α_1 , odinites ω) ; 4, dolérites ϑ . Formations métamorphiques : fondstratigraphique ; 5, série terrigène supérieure dans le sous-faciès quartz-albite-chlorite et quartz-albite-biotite) : horizon V, horizon IV, horizon III, horizon II, horizon I ; 6, série tufogène (dans le sous-faciès quartz-albite-chlorite). 7, série terrigène supérieure (en général), a, dans le sous-faciès quartz-albite-almandin ; b, dans le sous-faciès quartz-albite-chlorite et le sous-faciès quartz-albite-biotite ; 8, formations épimétamorphiques de la zone de Rușchița (dont la disposition des horizons n'a pas été déterminée par l'auteur) ; Séparations pétrographiques : 9 a, métatufs quartz-kératophyriques ; b, porphyrofènes quartz-kératophyriques (dykes) ; 10, quartzites noirs ; 11, roches terrigènes (phyllites, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux \pm biotite \pm graphite) ; 12, calcaires, dolomies (non liés à la barrière récifale) ; 13, formations carbonatées de la barrière récifale de Luncani ; 14, hydrothermalisations liées au magmatisme banatitique (silicifications, pyritisations) ; 15, foliations de stratification : a, flanc normal ; b, flanc inverse ; 16, éléments linéaires : a, parallèles à la structure ; b, non parallèles à la structure ; 17, failles : a, principales ; b, secondaires.

**CONSIDERATII ASUPRA PROCESELOR DE LITOGENEZĂ
DIN FORMAȚIUNEA NEOCOMIANĂ
A MASIVULUI DROCEA¹⁾**

DE

V. CORVIN PAPIU²⁾

Abstract

Considerations on the Lithogenesis Processes in the Neocomian Formation of the Drocea Massif. On the basis of the lithological study of the Neocomian formations in the Drocea Massif (Apuseni Mountains), several lithogenetic conclusions are drawn, pointing out, in the same time, the correlations between the ophiolitic submarine magmatism (with initial eruption character) and the sedimentary processes. Simultaneous took place eruptions with an acid character. The Neocomian series consist of effusive-sedimentary mixt deposits, while the superior series has a clear flysch character (like to the Sinaia Strata in the Eastern Carpathians), indicating accumulation in a more deep zone and the diminishing of volcanic phenomena. The diagenetic processes are also influenced by juvenile supplies. The changes in the pH-values determine the accumulation of siliceous or calcareous sediments and the alkalic degasings lead to the specific neoformation feldspars. The tectonic upheaval of the orogene axial zone made up from formations with ophitic structure involves water migrations towards NW. During the Barremian the volcanism ceases and the sedimentary supplies have a crystallophyle origine.

I. Considerații generale

În urmă cu 16 ani, prezentînd studiul de ansamblu al masivului Drocea, am arătat că în formațiunea neocomiană se recunosc două serii litologice distințe, în sectorul său de est: o serie bazală calcaro-clasto-silicioasă, sedimentată direct peste ofiolite (seria efuzivă bazică cu jaspuri), și o serie calcaro-argilo-detritică (în faciesul analog stratelor de Sinaia), la partea superioară. În sectorul vestic (la W de linia Slatina de Mureș-

¹⁾ Comunicare în ședință din 5 martie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, Sos. Kiseleff 55. București.

Baia), faciesul seriei superioare se manifestă, cu exclusivitate, cu caractere oarecum deosebite. Am atribuit această situație atât unor cauze tectonice (deplasarea diabazelor cu cel puțin 3 km peste sedimentarul din nord) cît și condițiilor batimetricice și vulcanismului mai atenuat în acest sector.

Am semnalat prezența unor roci eruptive acide (porfire cuarțifere cu oligociaz) în masa conglomeratelor din baza Cretacicului și în aglomeratele diabazice, cum și pe a materialului cineritic în cimentul conglomeratelor.

Discutînd problema originii feldspașilor din seria neocomiană, prezenti mai ales în rocile calcaroase denumite de L. Lóczy (1888) și apoi de S. V. Szentpétery (1928) „tufuri în sens geologic”, am arătat că aceste minerale au trei origini : detritică, eruptivă și de neoformăriune, admitînd astfel existența unor erupții acide mai vechi și sincrone cu acumularea calcarelor.

Am subliniat corelația dintre sedimentare și vulcanism evidențiată mai ales prin depunerea jaspurilor (\pm oxizi de mangan), cum și prin prezența silicolitelor la baza seriei neocomiene, ecou din ce în ce mai slab al unui vulcanism ce se stinge treptat, la nivelul ultimei părți a orizontului inferior, sau la baza celui superior (în facies estic). Am afirmat de asemenea că ridicarea tectonică a zonei axiale (G. Macovei și I. Atanasiu 1934) din masivul Drocea a determinat migrarea apelor marine de la SE la NW și, ca urmare, depunerea faciesului de fliș barremian — eventual aptian a avut loc într-un sector mai nordic, în care recurențele de facies conduc adeseori la mari asemănări petrografice cu cele din depozitele subjacente.

Executînd un studiu petrografic asupra formațiunilor eruptive din masivul Drocea, H. Savu (1956—1962), deosebește două serii eruptive : una mai veche, antekimerică, situată la finele Triasicului și începutul Jurasicului, și o a două, kimerică nouă, jurasic-superioară—cretacic-inferioară.

În prima fază s-ar situa erupții efuzive (tachilite, variolite, diabaze, porfirite, anamesite), hipabisice (dolerite sau diabaze) și intruzive (gabbouri). În faza cea nouă erup roci efuzive foarte variate (melafire, tholeite, porfirite, oligofire, trahiandezite, ortofire etc.) aceste roci ar fi provenit din stratovulcani cu activitate în bună parte submarină. Denumește roci psefítice cu material diabazic și calcaros „aglomerate poligene”.

În urma lucrărilor pentru șosele forestiere s-au creat numeroase deschideri artificiale, mai ales în sudul masivului, care ne-au mijlocit astfel urmărirea unor profile complexe și stabilirea succesiunii litologice normale.

II. Considerații litogenetice asupra seriei bazale

Remarcabila heterogeneitate a seriei bazele, atât în succesiune cît și direcțional, nu permite stabilirea unui profil de amănunt valabil mai mult sau mai puțin pe întreaga limită cu diabazele. Imaginea paleogeografică a acestui sector al Munților Apuseni era caracterizată printr-o serie de insule de recifi fixați pe un fundament eruptiv diabazic. Concomitent aveau loc erupțiuni puternice în care alternau mai mult sau mai puțin curgeri de lavă bazică, submarene sau subaeriene, ce se revârsau în apa mării (tip hawayan), cu erupții explosive de tip probabil Banday San, care își distrugneau în întregime aparatul vulcanic, furnizind sedimentării un material foarte heretogranular¹), de la granule clastice și pînă la blocuri de dimensiuni variate. Aceleași fenomene fragmentau poate recifi și depozitele litificate în prealabil ușurînd procesele de dezaggregare continue de agenții erozivi. L. Löczy (1888) apreciază că marile blocuri de calcare recifale întîlnite mai ales în seriile conglomeratice și-ar avea originea în atare procese eruptive, iar H. Savu (1956) consideră că erupțiile ar fi furnizat materialul din „aglomeratele poligene”. În fine, în concepția „olistolitică” masivele de calcare recifale prezente în seria detrito-argiloasă atribuită Cretacicului inferior, ar reprezenta mari blocuri desprinse din faleză și însedimentate în argile, în urma unor repetate alunecări de pantă.

În ceea ce ne privește ne menținem la ipoteza formulată în trecut, potrivit căreia aceste roci se găsesc în locul originar de fixare alcătuind astăzi, în urma orogenezei austrice, axe anticlinale normale sau deversate spre NW, în care unele complicații au fost aduse cel mult de mișcări diapire diferențiale.

Caracterul detritogen al șisturilor aleuro- și psamopelitice care apar în masa hialo-diabazelor de pe valea Tisei, ca și materialul detritic din jaspuri arată că, în timpul acestor erupții, aporturile terigene continuau, fiind antrenate adeseori în curenții marini determinați de aceste fenomene. În timpul sedimentării seriei, halmiroliza avea un rol remarcabil găsindu-se sub continuul control al aporturilor fumaroliene și postvulcanice care imprimau schimbări dintre cele mai capricioase în valoarea pH-ului care, împreună cu variațiile de temperatură impuse de erupții, determinau fie acumularea materialului calcaros, fie cu exclusivitate pe a celui silicios, fie în fine generau depozite mixte, în care argila primară sau

¹⁾ O proveniență analogă am considerat (1963) că trebuie admisă și pentru explicarea importanțelor mase de cinerite dacitice din țara noastră, fără a se găsi aparatele vulcanice sau lavele respective.

din aporturi continentale juca un rol adeseori predominant. Blocuri, de dimensiuni cel mult metrice, de roci de tipul găsit în componența seriei însăși dovedesc nestatornicia condițiilor batimetrice și remanierea intraformatiōnală citată de noi în lucrări anterioare. Activitatea magmatică continuă de altfel și în timpul acumulării seriei bazale, ilustrată prin intercalării subțiri de roci spilitice care, la prima vedere, datorată texturii aproape șistoase, pot fi luate drept roci jaspoide.

Intervențiiile diagenetice, la care desigur că au participat și soluții mixte, cu aporturi juvenile, aduc o seamă de completări paragenezelor primare, conducind la compoziția rocilor actuale.

Dintre acestea o importanță deosebită, semnificativă pentru explicarea proceselor submarine legate de magmatismul bazic o are prezența feldspaților de neoformațiune din calcarele neocomiene care admitem, după cum vom arăta, că s-au format în urma eliminării fluidelor și alcalilor din magme în sedimentele întilnite în timpul efuziunii și care s-au infiltrat în mîlurile calcaroase în curs de acumulare.

III. Alcătuire litologică

A) Sedimente asociate efuziunilor submarine. În profilul de pe valea Tisei (Troaș), în aval de contactul cu seria sedimentară, efuziunile bazice au caracter de hialodiabaze spilitice, uneori porfiritice, cu structuri intersertale, arborescente sau divergente în care feldspații au aspecte aciculare pînă la filiforme, sănt dispusi adeseori în jerbe, iar masa fundamentală este alcătuită din sticlă tachilitică în diverse grade de cloritizare. Arareori apare o structură mai granulară în care diallagul ocupă spații dintre stinghiile de feldspați. Sedimentele asociate eruptivului aparțin la două tipuri litologice : tipul argilo-aleuritic și tipul silicios (jaspuri).

1. *Tipul argilo-aleuritic* este reprezentat prin șisturi de culoare brună-roșcată în care, în masa fundamentală argiloasă pigmentată cu o pulbere fină hematitică, apare material detritic aleuritic reprezentat prin euarț subcolțuros pînă la subrotunjit, biotit sporadic și în genere cloritizat, lame de muscovit mai mult sau mai puțin orientate după șistozitate și rare granule de șisturi cloritice (de $\pm 0,16$ mm). Prezența acestui material dă indicații fie asupra fundamentului cristalin prin care au străbătut eruptiile, fie asupra unor eventuale sedimente preexistente. Presiunea și înglobarea acestor depozite în masa lavelor au determinat remarcabilă șistozitate, oglinzile de fricțiune și friabilitate avansată a rocii.

2. *Tipul silicicos* este reprezentat prin jaspuri diabazice de diferite compoziții, de culoare roșie sau verde, cu diverse cantități de resturi organice (radiolari, spiculi de spongeri), material piroclastic de origine diabazică și din rocile acide (oligoclaz) și cu o cantitate cu totul subordonată de material detritic fin. Jocul condițiilor de oxido-reducere a determinat pigmentarea în verde sau roșu-brun a rocilor, după natura mineralului indice (silicat, respectiv oxid feeric).

B) **Sedimentele seriei neocomiene.** 1. *Compsonenți mineralologici.* Alcătuirea petrografică a întregii serii poate fi derivată din asocierea, în proporțiile cele mai variabile, a următorilor compoziții, unori pînă la participarea exclusivă a unui anumit termen.

Legăți de sedimentogeneză ± aporturi vulcanice :

Material clastic	{ piroclastic epiclastic (terigen)
Material argilos primar	
Material organogen	{ calcaros silicios
Material de precipitare	{ calcit silice
Anorganică	{ silicați (clorit)

Legăți de diageneză și de aporturi juvenile :

Silice	feldspați
Calcit	pirită
Clorit	substanță argiloasă

Legăți de alterarea hipergenă (oxizi, argilă).

Materialul clastic constituie, în genere, principalul component al formațiunii. Înglobăm aici atât materialul epiclastic terigen cât și pe cel piroclastic, cele două aporturi fiind mai mult sau mai puțin sincrone.

a) *Materialul piroclastic.* Materialul piroclastic rezultat din erupțiile bazice, ca și din cele acide, participă atât la alcătuirea rocilor piroclastice propriu-zise cât și, sub formă de adasuri, la a celorlalte tipuri litologice. Pe valea Pietrosului (la N de Troaș), aglomeratele hialodiabazelor alcătuesc, la nord de limita cu seria efuzivă bazică, un mic sinclinal prins în seria detritică, dovedind aporturi sincrone sau chiar mai noi în raport cu acumularea acesteia. Rocile porfirice își au cineritele intercalate la diferite nivele sau apar incluse chiar în aglomeratele diabazice (așa cum am men-

ționat în trecut pentru bazinul Crișului Alb). Acest material, singur sau în asociație cu calcitul și argila, alcătuiește cimentul conglomeratelor. Cineritele, care constituie intercalații subțiri în seria bazală, sunt alcătuite din granule minerale colțuroase sau chiar idiomorfe (feldspați, epidot, biotit, hornblendă verde) și au adeseori un abundant ciment calcitic (pînă la 25%). Silicea interstitială a accidentelor silicioase înglobcază desigur și o cantitate de sticlă tachilitică, parțial devitrificată, cloritizată sau limonitizată care adeseori nu poate fi conturată. O parte din adaosul de roci magmatice are de asemenea originea detritică dar precisa separare de cel piroclastic este adeseori îngreunată, dacă nu chiar imposibilă, datorată calcitizărilor periferice, care denaturează mai ales conturele inițiale. Sticla poate fi total înlocuită cu calcit și, ca o consecință, rămîn izolate în masa rocii cristale idiomorfe de plagioclaz. În argilite se pot recunoaște de asemenea feldspați piroclastici, aşchiosi și proaspeți (Valea Lupeștilor). Cimentul calcitic îi corodează frecvent la periferie, generînd forme sinuoase. Alteori dimpotrivă fragmentele de feldspați sunt regenerate prin procese secundare de supracrăștere.

b) *Materialul epiclastic (terigen).* α) *Calcare.* Materialul calcaros din serie are în primul rînd originea detritică, rocile calcaroase reprezentînd, în majoritatea cazurilor, niște psefite fine sau psamite calcaroase (calcirudite și calcarenite), autocimentate cu calcit. Ca și în alte multe cazuri de autocimentare, între calcarele detritice fin granulare și calcitul recristalizat al cimentului se pot observa stadii intermediare, fapt datorit căruia nu se poate evalua cantitativ, uneori numai cu oarecare aproximativ, raportul între ciment și material detritic. Acest material granular sau fragmentar provine din calcară recifale și recifogene jurasic-superioare sau chiar din depozite cretacice puțin mai vechi, al căror caracter petrografic nu le deosebește cu nimic de calcarele ± material eruptiv și cu feldspați de neoformățiune din serie. Este vorba probabil despre o intensă remaniere, în parte intraformațională, care aduce de altfel și blocurile de calcar prezente sporadic în masa șisturilor argiloase actuale. Materialul fin are uneori caracterul pseudoolitic, adăugîndu-i-se un abundant detritus organogen (bivalve, brachiopode, echinoderme). Aceste pseudoolite pot fi de natură mecanică, pot proveni din precipitară unui material trecut în soluție, mai ales în urma triturării de către organismele perforante și limnivore, pot reprezenta minusculle coprolite¹⁾. Dizolvarea sub presiune le-a denaturat adeseori foarte mult conturele inițiale, ajungîndu-se la pă-

¹⁾ Sub acest raport, roca poate fi denumită spergenit.

trunderea integrală a fragmentelor de roci mai dure și a granulelor de cuart în masa calcarelor. Se conturează aspecte stiolitice și suturale, iar materialul trecut în soluție cimentcază materialul organo-clastic, într-o subfază imediat următoare. Este notabil faptul că cristalele de feldspat sau de cuart de neoformățiune apar exclusiv înglobate în corpusculi sau în fragmentele de schelete organice și niciodată în calcitul cristalizat al cimentului. Aceasta arată că formarea cristalelor la care ne referim a avut loc înaintea procesului de litificație (cimentare).

b) Material epiclastic necalcaros (terigen). De la rocile calcaroase citate, trecerea se face treptat pînă la roci clastice (piroclastice sau epiclastice) prin creșterea continuă a adaosului de granule de roci eruptive, provenite fie din erupții ofiolitice sincrone, fie din remaniere. Se recunoște astfel : gabrouri parțial alterate, diabaze, diabaz porfirite, spilite, oligofire, jaspuri diabazice, cuarțolite albastre cloritice (valea Tisei-Troaș). Structura variază la rocile psorfitice de la conglomeratică pînă la brecioasă, iar marginea fragmentelor este adeseori calcitizată sau franjurată prin apariția de feldspați de neoformățiune ce cresc în continuarea celor din masa rocii, în cea calcaroasă din matrice (proces epigenetic, cel puțin în parte).

Cu totul sporadic apar mici fragmente de cuarțite cum și o seamă de roci argilitice și marnoase amintind de cele ce le însoțesc în serie.

Materialul epiclastic monomineral este reprezentat în primul rînd prin cuart de dimensiuni aleuritice pînă la psamitice, în genere colțuros, pînă la subcolțuros, prezent în special în rocile argilo-marnoase (pînă la 20 %) și mult mai rar în cele calcaroase. Sînt caracteristice granulele bipiramidale cu corozioni magmatice, provenite din porfire cuarțifere, mai ales în urma calcitizării masei fundamentale a acestora. Muscovitul, subordonat cantitativ cuarțului, se găsește mai ales în șisturile argiloase cărorale subliniază șistozitatea. Biotitul, prezent în cantități reduse preponderent în șisturile argiloase, poate ajunge la dimensiuni milimetrice și prezintă frecvențe alterări (cloritizare, decolorare) și umflări caracteristice cu formare probabil de hidrobiotit. Prin tasare, lamele de biotit au fost obligate adeseori să se contorsioneze și să contureze granulele de cuart care pătrund adînc în masa lor.

Între granulele alohtone se mai întîlnesc oligoclazul, adeseori cu pături de supracreștere, sfenul și zirconul.

c) Materialul organogen. 2) Organogenele calcaroase sunt reprezentate, în primul rînd prin fragmente recifale (polipieri și alge), avîndu-și originea, cel puțin în parte, în calcarele preexistente. Urmează

în ordine cantitativă : entrocele și plăcile de crinoide, fragmente spaticе, adescori regenerate diagenetic (pl. II, fig. 3), fragmentele de bivalve, alge calcaroase, foraminifere, brachiopode etc. Aceste resturi denotă adescori o intensă triturare litorală, găsindu-se într-o tanatocenoză apropiată de biocenoza de origine. În rocile silicioase prezența foraminiferelor este cu totul subordonată.

Adeseori în masa acestor fragmente se individualizează mici cristale de cuarț sau albit de neoformațiune după cum s-a mai menționat.

b) **O r g a n i s m e l e s i l i c i o a s e** sunt reprezentate în primul rînd prin radiolari (cu predominarea formelor de *Spummelaria*) și subordonat prin spiculi globulari și monaxonii, de spongieri. În accidentele silicioase se constată un larg schimb diagenetic. Scheletele pot fi fosilate în calcedonie, microcuarț calcit, clorit și chiar în oxizi, în timp ce cavitatea conține un alt mineral din seria citată, și mai ales clorite fibro-radiare. Sporadic apar radiolari calcitizați integral, în special în șisturile marnocalcaroase cu hematit (valea Tisei-Troaș).

d) **M i n e r a l e d e p r e c i p i t a r e.** Procesele geochemice ce s-au manifestat în sedimentele din zonele puternic solicitate de curenti ale mării neocomiene, ca o consecință a erupțiilor submarine, au determinat apariția de minerale noi în condiții de sedimentogeneză speciale. Schimburile dia-genetice, care încep imediat în sedimentele mobile, sunt amplificate de aporturile juvenile endogene astfel că, cel puțin pentru stadiile imediat următoare efuziunilor, ele sunt aproape total substituite prin procese de mineralizare juvenilă magmatogenă. După închiderea erupției, ele se continuă sub influența aporturilor hidrotermale astfel că mineralizarea este acum consecința unei activități geochemice în care soluțiile au origine mixtă : juvenilă și supergenă.

Efuziunile submerse de lave bazice sunt întotdeauna însotite de mari aporturi de alcali și de silice care produc, la partea periferică a curgerilor de lavă, procesele de spilitare și de autometamorfism binecunoscute. Degajate în mediul marin ele silicifiază și feldspatizează sedimentele întâlnite luând naștere întregul cortegiu efusiv sedimentar de silicolite și de roci feldspatice de tipul adinolelor, spilositelor și desmositelor. Desigur că o bună parte din alcali trece în soluția apelor marine, mineralizându-le, ceea ce a făcut pe unii autori să lege sodiu din apele marine, cel puțin parțial de manifestările eruptive submarine (J. H. Brunn, 1960). Aporturilor de silice li se adaugă silicea rezultată din descompunerea silicaților, fie directă, fie cu intervenția radiolarilor. Degazeificările magmatische au o

importanță deosebită modificind valoarea pH-ului cu consecințe mai ales în repartiția depozitelor carbonatate.

Pe această linie se explică prezența excesului de silice din sedimentele de la baza seriei de care ne ocupăm, cum și cea a feldspațiilor (albit) de neoformătire și a cuarțului din depozitele calcaroase ale seriei neocomiene bazale care a funcționat ca un amplu receptor al emanărilor menționate. Procesele de mineralogeneză continuă apoi în timpul epigenesei.

O primă corelație se remarcă între silice și calcit. Apariția silicolielor seriei bazale, ca și a jaspurilor diabazice, legate în mod indubitatibil de silicea juvenilă, corespunde și unor momente de intensă degazeificare următe de solubilizarea totală a carbonațiilor, în urma scăderii valorii pH-ului. Ridicarea treptată a acestei valori, prin apariția bicarbonațiilor, creează condiții optime pentru solubilizarea silicei al cărui loc îl ia metasomatic calcitul, în scheletele organismelor (radiolari, spongieri). Tot acum are loc, probabil și substituția moleculară cu calcit a sticlei tachilitice și chiar a feldspațiilor din fragmentele de roci eruptive.

Asociația intimă dintre silice și calcit, care conduce la calcare silicioasc sau la silicolite calcaroase, este în primul rînd de natură primară, rezultând din depunerea sincronă a materialului calcaros cu cel silicios, dar poate fi și diagenetică atunci cînd, în masa silicioasă, apar insule calcitice recristalizate sau cînd în masa calcarelor apar zone de calcedonie și microcuarț însoțite de mici romboedri hialini de calcit. Procese de recristalizare șterg structurile primare ale organismelor calcaroase (bivalve, brachiopode) și produc dezvoltări monocristaline de supracreștere fragmențelor spatice de echinoderme. Cimentarea cu calcit este penecontemporană față de aceste modificări, avîndu-și originea în același material, iar corodarea granulelor de cuarț și feldspat, este un proces probabil epigenetic. Silicificarea diagenetică conduce de regulă la calcedonită fibroasă. Apariția locală a unor glomerule sau zone periferice, în calcare și fosile, substituite cu cuarțină, ce pare a prezenta o margine de reacție, o atribuim unor aporturi juvenile (hidrotermale) în fază epigenetică. Pe această cale, ca și din alterarea materialului bazic, rezultă desigur și glomerulii de clorit care apar sub forma unor grupări fibroradiare cu extincție ondulatorie, incluse uneori în cavitatele de radiolari, cît și sub cea de concentrații locale amorfă. Aceste minerale pigmentează jaspurile verzi, provenind în majoritate din alterarea sticlei bazice care se poate recunoaște alături de silicea rezultată din alterarea sa. Substituția testului radiolarilor cu clorit considerăm că este un proces penecontemporan sedimentării, iar apariția oxizilor de fier, un proces hipergenetic.

Caracteristici rocilor calcaroase din ambele serii neocomiene (superioară și inferioară) din acest sector al Munților Apuseni, sunt în mod deosebit feldspații de neoformățiune, cîtați de noi și în trecut. În regiunea de care ne ocupăm, ei îmbracă fie aspectul unor minusculi neoformățiuni idiomorfe, fie pe cel al zonelor de supracreștere. Primul caz se recunoaște, în proporții variate, în corpusculii calcaroși sau în scheletele organice, mai ales la periferia acestora și niciodată în masa recristalizată a cimentului, indicînd, după opinia noastră, o origine anterioară procesului de litificatie. Este un albit (sub 10% An) conținînd adeseori în diferite proporții granule relicte de calcit, prezintînd contururi idiomorfe și fiind rareori maclat polisintetic (albit). Dimensiunile rămîn în genere sub 0,1 mm (pl. I, fig. 1).

În cel de al doilea caz, feldspații trec de 0,5 mm (pînă la 1 mm) (pl. I, fig. 2), iar zonele de supracreștere se dezvoltă atît în ciment, cît și în masa corpusculilor calcaroși, indicînd originea epigenetică. Aceste caractere se recunosc mai ales în cristale mari de oligoclaz (16—20% An), în care zona periferică de regenerare apare limpede în contrast cu centrul alterat. În unele cazuri, porțiunea periferică de neoformățiune are orientare optică diferită a nucleului.

În alte cazuri se recunosc fragmente de roci eruptive feldspatice (spilite) înconjurate de o aureolă de supracreștere în care fiecare cristal de plagioclaz se continuă în masa calcaroasă (pl. II, fig. 1—2).

Atît în seria neocomiană inferioară cît și în cea superioară, alături de feldspați apare, în multe cazuri, cuartul de neoformățiune, idiomorf și conținînd granule relicte de calcit (secțiuni hexagonale izotrope sau longitudinale paralele cu axul e). Indivizii mărunți se pot confunda cu feldspații de neoformățiune. Nu s-au putut stabili relații genetice între aceste două minerale (pl. I, fig. 3).

În calcarele detritice atribuite Barremianului, de pe valea Feneșului (bazinul Ampoiului), a căror origine este legată ca și în masivul Drocea de altfel, de remanierea unor fragmente de calcar neocomian, granulele prezintă uneori periferia substituită integral cu cuart sau feldspat de neoformățiune. Aceste minerale au luat naștere, ca și în cazul depozitelor neocomiene în faza în care particulele se găseau înglobate în sedimentul barremian sub influența degazeificărilor legate de erupția diabaz-porfiritelor care, în acest sector al Munților Apuseni, se continuă cu toată intensitatea și în timpul Barremianului.

Din aceste elemente deducem că atît feldspații mărunți cît și cuartul au luat naștere imediat după sedimentare, înainte de consolidare, fiind

rezultatul unui proces submarin (ipoteză emisă de F. Grandjean în 1910 și confirmată de A. J. Crowley în 1939), legat de degazeificările magmatische.

Supracreșterea cristalelor mari de oligoclaz a avut loc parțial și după calcitizarea masei fundamentale a oligofirelor de origine, deși începuse chiar în timpul litificației.

Mai menționăm aici și prezența unor glomerule sau cristale independente de pirită de natură evident magmatogenă individualizate fie în faza de sedimentogeneză, fie ulterior, cum și prezența uror ochiuri de opal în jurul cărora calcitul este recristalizat (aporturi juvencile recente, după litificare).

Oxizii ferici au, în mod indubitabil, două origini: primară, atunci cînd pigmentează în mod difuz roca (și cînd se pot asocia cu oxizii de mangan caracteristice jaspurilor supradabazice) și secundară, hipergenă, în cazul transformării unor minerale preexistente.

În fine alterarea argiloasă, prezentă în special la feldspați, este un proces hipergen și poate, într-o măsură oarecare, legat și de participarea unor acțiuni postmagmatische.

3. Tipuri petrografice. În lumina datelor prezentate mai sus, seria nocomiană bazală din masivul Drocea poate fi derivată din participarea a trei tipuri de compoziții: clastic (piro- și epiclastie), chimic + organo-chimic (calcaros, silicios, silicatat) și argilos (allogen și autogen). Sub raport mineralologic, putem caracteriza seria ca rezultanta unui amestec euaternar în care vom considera (fig. 1):

- (A) — componentul argilos
- (B) — componentul clastic necalcaros (piroclastic și epiclastic)
- (C) — componentul calcaros (detritic, organic și chimic)¹⁾
- (D) — componentul silicios (chimic și organic).

Funcție de acești compoziții, alcătuirea seriei se poate proiecta într-un tetraedru.

Din graficul reprezentat în fig. 1 se desprinde existența a 6 amestecuri binare cu următoarea semnificație litologică (grupate în patru serii ternare).

(I) Seria litologică argilo-clasto-calcaroasă.

Am: 1. Componentul argilos — componentul clastic necalcaros, înglobează rocile greso și aleuroargiloase pînă la sisturi argiloase propriu-zise.

¹⁾ În secțiuni subțiri nu se pot deosebi, în mod judicios, fragmentele calcaroase de calcitul de precipitate, deoarece cimentul este format pe seama acestor particule, și prezintă toate stadiile intermediare (între calcit cristalin și calcar fin granular).

Am. 2 : Componentul argilos — componentul calcaros, cuprinde diferite tipuri de roci marnoase (\pm material clastaic), de la argilite și pînă la calcare.

Am. 3 : Componentul clastic necalcaros — componentul calcaros, cuprinde întreaga gamă de sedimente de la calcare detritice pînă la gresii și conglomerate calcaroase (în subseria detritică) respectiv aglomerate și

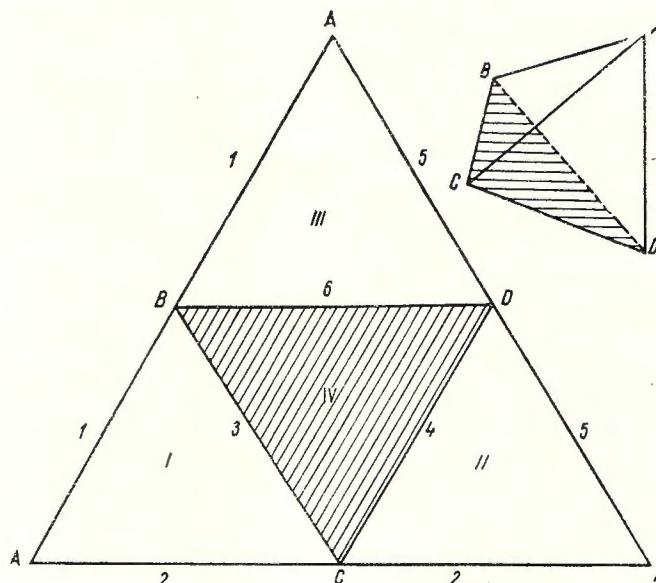


Fig. 1. — Proiecția tetraedrică a alcăturirii seriei neocomiene inferioare din zona estică a masivului Drocea.

Componenți : argilos (A), clastic necalcaros (B), calcaros (C), silicios (D). Sériles litologique (I—III) și denumirile amestecurilor binare (1—6) rezultă din text.

Proéction tétraédrique de la constitution de la série néocomienne inférieure de la zone E du massif de Drocea.

Composants : argileux (A), clastique non calcaire (B), calcaire (C), siliceux (D). Les séries lithologiques (I—III) et les dénominations des mélanges binaires (1—6) ressortent du texte.

cinerite cu ciment mai mult sau mai puțin calcaros (în subseria piroclastică). Nomenclatura pentru tipurile de roci cuprinse în această serie rezultă din fig. 2.

(II) Seria litologică argilo-calcaro-silicioasă (argilo-chimică).

Am. 4 : Componentul calcaros — componentul silicios, înglobează calcarele silicioase și diferite tipuri de silicolite mixte (accidente silicioase \pm material clastic).

Am. 5 : Componentul argilos — componentul silicios, cuprinde în, treaga gamă de roci de la jaspuri autentice și pînă la argilele hematitice sau nu) caracterizînd în primul rînd depozitele legate direct de vulcanismul submarin.

Am. 2 : a fost menționat mai sus (marne)

(III) Seria litologică argilo-clasto-silicioasă

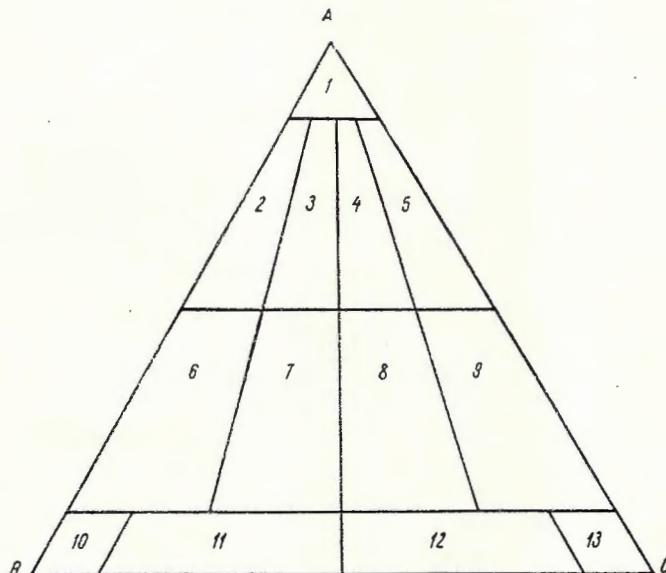


Fig. 2. — Grafic ternar cu nomenclatura tipurilor litologice rezultate din asocierea principalelor componente clastice (piroclastice și epiclastice) din seria neocomiană bazală a masivului Drocea.

Componenti : piroclastic (A), epiclastic necalcaros (B), calcaros (C). Tipuri litologice: 1, pirolastite (cinerite și aglomerate); 2, pirolastite grezo-conglomeratice; 3, pirolastite grezo-conglomeratice calcaroase; 4, pirolastite calcaroase cu material detritic; 5, pirolastite calcaroase; 6, gresii și conglomerate piroclastitice; 7, gresii și conglomerate piroclastitice calcaroase; 8, calcare piroclastitice cu material detritic; 9, calcare piroclastitice; 10, gresii și conglomerate; 11, gresii și conglomerate calcaroase; 12, calcare grezoase sau conglomeratice; 13, calcare.

Graphique ternaire avec la nomenclature des types lithologiques résultés de l'association des principaux composants clastiques (pyroclastiques et époustiques) de la série néocomienne basale du massif de Drocea.

Composants : pyroclastique (A), époustique, noncalcaire (B), calcaire (C). Types lithologiques ; 1, pyrolastites (cinerites et agglomérats); 2, pyrolastites gréso-conglomératiques; 3, pyrolastites gréso-conglomératiques calcaires; 4, pyrolastites calcaires à matériel détritique; 5, pyrolastites calcaires; 6, grès et conglomérats pyroclastitiques; 7, grès et conglomérats pyroclastitiques calcaires; 8, calcaires pyroclastitiques à matériel détritique; 9, calcaires pyroclastitiques; 10, grès et conglomérats; 11, grès et conglomérats calcaires; 12, calcaires gréseux ou conglomératiques; 13, calcaires.

Am. 1 și 5 : au fost citate mai sus.

Am. 6 : Componentul clastic — componentul silicios, cuprinde, în subseria piroclastică, diferite tipuri de roci jaspoide cu material vulcanic,

iar în cea detritică, eventuale gresii și conglomerate cu ciment silicios (neîntîlnite).

Luată în ansamblu această serie se apropie mai mult decât toate celelalte de domeniul vulcanogen.

(IV) Seria litologică clăsto-calcaro-silicioasă (clasto-chimică).

Aici se cuprind amestecurile citate 3, 4 și 5 având ca roci reprezentative depozite detritice sau pirolastice cimentate cu calcar silicios sau silicios cu adausuri calcaroase.

IV. Considerații litogenetice asupra seriei superioare

Condițiile de acumularea serici neocomiene superioare se dosească de cele în care a avut loc sedimentarea serici inferioare, datorată adâncirii evidente a bazinului, odată cu migrările spre exterior (NW), și prin diminuarea până la dispariție a influențelor juvenile. Ambele procese se manifestă treptat fără a se putea stabili momentul unei fluctuații faciale evidente. Apar acum, aproape predominant, șisturile argiloase cenușii și negre, indicând acumulări la adăpost de prezența oxigenului și, uneori cantitativ, gresii fine muscovitice și aleurolite uneori cu evidentă ritmicitate. Calcarele și marnele sunt în general subordonate, chiar până la dispariție. Aceste depozite reamintesc, uneori până la identitate, faciesul straterilor de Sinaia din Carpații orientali. Acest facies apare ca un preludiu al faciesului Barremianului, care va avea un caracter tipic argilo-detritic cu adausuri calcaroase subordonate. Este probabil că, datorită unei adâncimi mai mari a fosei, el se manifestă în sectorul de SW înainte de a apărea în sectorul estic. Pe de altă parte, intervine și avansarea tectonică a seriei diabazice, peste limita flișului în sectorul vestic. Aceasta ar putea marca apariția rocilor tipice ale seriei inferioare, care este posibil să fi existat și aici la limita cu masa diabazică.

Sub raport litologic, se pot recunoaște tipul calcaros și tipul argilo-detritic, amestec de trei componente, material detritic, argilă, calcar, cu următoarele amestecuri binare (seria I din fig. 1) :

1. Amestecul argilă—calcar în care termenii extremi sunt bine definiți : șisturi argiloase și calcare organo-detritogene ; intermedier se situează rocile marnoase.
2. Amestecul material detritic—argilă (roci grezo-aleuro-argilitice).
3. Amestecul material detritic—calcar (gresii și aleurolite calcaroase) având o dezvoltare subordonată. Termenii intermediari între aceste amestecuri sunt însă foarte frecvenți.

A) Depozite calcaroase. Sub raport petrografic se deosebesc două tipuri litologice : calcare detritogene și calcare negre ± material epiclastic.

1. *Calcarele detritogene* prezintă în general caracterele descrise pentru seria bazală, materialului clastic adăugindu-i-se însă aporuri de natură cristalină mai ales cuarțite și sisturi grafito-muscovitice. Materialul detritic calcaros este corodat și în masa sa pătrunde calcitul recristalizat din ciment. Între cele, destul de frecvente, sunt regenerate în mod evident cu calcit de neoformăriune. Feldspății de neoformăriune mai rari, au caracterele specificate, dar de multe ori pot lipsi. În o seamă de cazuri, ei formează aglomerări concreționare sau se dezvoltă unitar, în jurul unui nucleu preexistent, de feldspat alterat. Alteori se întâlnesc chiar suprafașteri cu macle polisintetice înconjurând cîte un nucleu maclat (oligoclaz cu 15 % An). Formele idiomorfe sunt adesea conturate în interior de granule de calcit relict. Se adaugă zonele de silicifiere (cu calcedonie), cuarțul de neoformăriune cu contur idiomorf și cu calcit relict ca și în seria inferioară și uneori, glomeruli cloritici. Aceste minerale au desigur o corelație cu ultimele ecouri eruptive bazice din Neocomian căci, spre deosebire de alte sectoare ale Munților Apuseni, unde magmatismul bazic se manifestă din plin și la nivelul Barremianului, în masivul Drocea (cel puțin pe baza datelor ce deținem pînă în prezent) eruptiile bazice submarine nu se întâlnesc mai sus de Neocomianul str. s. Termenul „spergenit” poate fi aplicat și în acest caz.

2. *Calcarele negre* se caracterizează prin prezența pigmentului coloid hidrotroilitic-organogen cum și prin adasuri de material argilos. Alături de fragmente minusculе de calcare, mai ales tip Stramberg (Jurasic), apar în cantități uneori apreciabile : granule de cuarț psamitic, fragmente de roci eruptive și mai ales de sisturi cristaline (cuarțite și sisturi muscovitice).

O probă tipică din valea Tisei prezintă următoarea alcătuire :

Calcare preexistente

(cu feldspați de neoformăriune) 50 % D=0,35/0,16 – 2/1,2 mm

Resturi de organisme calcaroase 20 % D=0,32/0,15 – 3/1,2 mm

Material clastic necalcaros 20 % D=0,02/0,02 – 1/0,5 mm

Ciment calcitic cristalizat 10 %

Total	100 %
-------	-------

Caracteristica este și apariția unor corpusculi acoperiți cu strate concentrice de calcit (început de oolitizare) sau complexi (cu mai multe

nuclee). Zonele de supracreștere ce înconjură granulele detritice de oligoclaz înglobează uneori cristale de neoformațiune de cuarț, indicând suprapunerea a două faze mineralogene diagenetice succesive¹⁾.

B) Depozite argilo (marno) detritice. Seria detritică este alcătuită dintr-o gamă întreagă de tipuri litologice, de la șisturi argiloase sau marnoase, prin roci aleuritice, pînă la roci psamitice cu cantități în genere apreciabile de muscovit. Culoarea neagră, destul de caracteristică seriei, face loc adeseori șisturilor cenușii și verzui, dovedind variația mediului geochemical în intervalul dintre faciesul sulfuros și cel cloritic. Șisturile au uneori structuri grezo-aleuritice și grosimi milimetrice. Șisturile aleurolitice sunt frecvente, iar cci doi compoñenți principali, materialul detritic și argila, se precumpănesc cantitativ. La șisturile grezoase se recunosc uneori texturi curbicorticale și concentrări de muscovit pe fețele de separare. Materialul detritic este reprezentat prin cuarț subcolțuros pînă la rotunjit, cu adasuri de muscovit și biotit. Uneori apare și o evidentă micro-stratificație gradată, constituită din alternanțe de zone detritice (pînă la 80% material detritic) și zone argiloase (60% material argilos), cu pigmentare mai intensă. În zonele grosiere, local, se concentrează granule rotunjite de calcar și arareori se conturează forme circulare de foraminifere. Rocile corespund, în formele lor psamitice, unor subgrauwacke pînă la grauwacke tipice.

În sectorul vestic (regiunea Dumbrăvița) formațiunea neocomiană are un caracter preponderent argilo-grezos pînă la marno-grezos, cu adasuri cu totul subordonate de carbonat. Rocile sunt pigmentate în negru și au numeroase diaclaze calcitice. Aspectele curbicorticale și de microcuture sunt frecvente amintind în totul caracterul seriei atribuite Barremianului. În baza acestor depozite se găsesc jaspuri care conduc treptat la diabaze prin intermediul unor roci de tranziție pe care am avut ocazia să le semnalăm și în trecut (V. Corvin Păpușu, 1953). Considerăm că ne găsim în prezență unui facies puțin deosebit care va reapărea recurrent și cu mare dezvoltare în timpul Barremianului.

V. Concluzii generale

Activitatea vulcanică bazică (ofiolitică) din sectorul vestic al orogenului din sudul Munților Apuseni (masivul Drocea) s-a manifestat înainte de Jurasicul superior (calcarelor de Stramberg) într-o fază de destindere și scufundare. S-au creat astfel fisuri profunde urmate de țăsniri submarine

¹⁾ Si aceste roci corespund termenului de spogenit.

de lave simice cărora li s-au asociat apoi depozite silicioase, specifice magmatismului inițial¹⁾). Depozitele sedimentare mai vechi decât Jurasicul superior nu se cunosc în acest sector pentru a se putea stabili mai precis vîrstă eruptiilor. Calcarele de tipul stratelor cu *Aptychus* recunoscute, în plină serie barremiană, în sectorul vestic al masivului Drocea au fost interpretate de noi în trecut (V. Corvin Papiu, 1953) fie ca recurențe faciale în Barremian fie ca axe anticlinale foarte înguste ce străpung această formațiune.

Ele ar putea fi sincrone (M. Bleahu și M. Lupu, 1965), calcarelor recifale jurasice superioare sau neocomiene inferioare, reprezentând „formațiunea calcaroasă” a geosinclinalului și precedind formațiunea de fliș care, în sectorul estic al masivului Drocea, debutează prin seria vulcanogen-sedimentară analizată de noi în această lucrare.

În sectorul estic, la finele Jurasicului au loc exondări locale de scurtă durată (faza kimerică nouă) urmate de ingresiuni peste un relief alcătuit din roci eruptive bazice și calcare jurasice recifale. Relieful accentuat mijlocește o sedimentare macroclastică rapidă și, concomitent cu ea aporturile vulcanice furnizează sedimentării cantități mari de material piroclastic.

Mai mult sau mai puțin sincron vulcanismului bazic, au loc erupții acide, din vulcani de tip exploziv care distrug și pulverizează aparatele vulcanice. Condițiile geochemice create în apele de fund determină fie depunerii exclusiv silicioase (pH acid), fie depunerii calcaroase (consecințe ale neutralizării și încălzirii apelor) fie, depozite mixte.

Volatilele cu silicea și alcalii, rezultate din degazeificarea magmatică, se fixează în mîlurile calcaroase dînd naștere cuartului și feldspaților de neoformațiune și regenerând nuclee de origine vulcanică sau detritică.

Magmatismul și sedimentarea se desfășoară, aşadar paralel. Aceste evenimente încep poate din Berriasian și se continuă în Valanginian-Hauterivian.

Urmează apoi treptata scufundare a bazinei de sedimentare și deplasarea sa spre NW, odată cu stingerea vulcanismului. Sedimentarea de fliș se manifestă acum masiv.

În sectorul vestic adîncimea este mai mare decât de la începutul schițării acestui bazin. Recifi nu există și nici depozite masive clastice. Ele reapar ceva mai la SW, (la sud de Mureș) în regiunea Laleșint, justificînd poate supozitia existenței doar a unei fosile ceva mai profunde, încadrată de două zone cu faciesuri neritic-litorale, situate la E și W. Sedimentele fine ce se depun în această fosă mediană se deosebesc însă de stratele

¹⁾ Analog formării aspidice.

marno-calcaroase (tip Sinaia) amintind prin structură și textură, de argilitete și de șisturile marno-argiloase mult mai silicioase, asociate cu gresii masive, ale Barremianului.

Odată cu acest etaj, apele se deplasează masiv către N și W, iar adâncimea lor scade, revenindu-se pînă la faciesurile conglomeratice. Variatii batimetrici și în natura materialelor sedimentare conduc la frecvențe recurențe faciale care complică și mai mult interpretarea și o eventuală coloană sedimentogenetică sintetică a acestui bazin. Alimentarea sedimentării se face din aria cristalină, într-o mare cu evidenții curenți de fund și de suprafață. Magmatismul bazic a încetat total, spre deosebire de alte sectoare vestice ale Munților Apuseni.

Odată cu invadarea apelor Cretacicului superior, peste suprafață de eroziune prin exondare în răstimpul Aptian—Senonian, se instalează fațiesul final de molasă (fațies de Gosau).

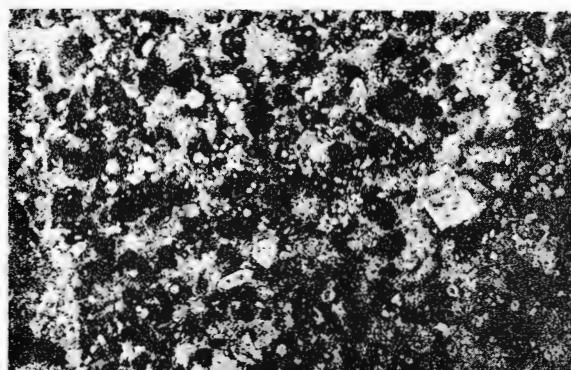
BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Lupu M. (1965) Données nouvelles sur l'évolution du sillon des Monts Métallifères. *Lucrările Congr. VI Carpațo-Balcanic*. Varsawa 1963 (sub tipar).
- Brünn J. H. (1960) Mise en place et différenciation de l'Association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. de Géogr., Phys. et de Géol. Dyn.* (2) vol. III, fasc. 3, pp. 115 à 132. Paris.
- Crowely A. J. (1939) Possible criterion for distinguishing marine and nonmarine sediments. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Géol.*, vol. 23.
- Grandjean F. (1910) Deuxième note sur le feldspath néogène des terrains sédimentaires nonmétamorphiques. *Bull. Soc. franc. mineral.*, vol. 33.
- Lóczy L. (1890) Das Kreidegebiet zwischen der Maros und der Fehér Körös im Arader Komitat. *Jahresber d. k. ung. geol. A. f.* 1888. Budapest.
- Lupu M. (1965) Asupra vîrstei stratelor cu Aptychus și a unor ofiolite din Masivul Trascău. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. L/2. București.
- Macovei Gh., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum.*, vol. XVI.
- Papiu Corvin V. (1953) Cercetări geologice în Masivul Drocea, Munții Apuseni, *Acad. R.P.R., Bul. Științ. (Secf. Științ. Biol. — Agronom. — Geol. — Geogr.)*, V/1. București.
- Papiu Corvin V. (1956) Eruptii vulcanice submarine. Edit. Științifică. București.
- Papiu Corvin V. (1963) Geologie și drumeție. Edit. Științifică. București.
- Savu H. (1962a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș — Pîrnești din masivul Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, vol. XLIV. București.
- Savu H. (1962b) Chimismul vulcanitelor jurasic superioare — cretacic inferioare din Munții Drocea. *D. S. Com. Geol.*, vol. XLVII. București.
- Savu H. (1962c) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea, *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XXII. București.

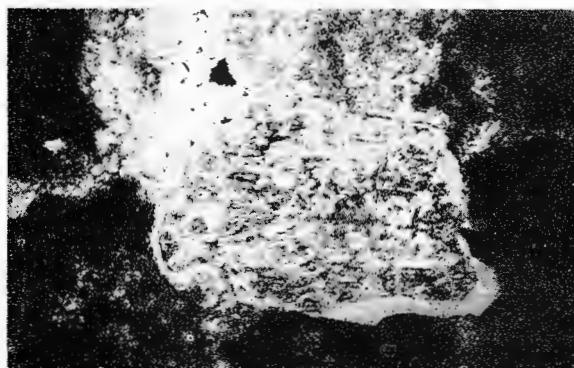
PLANŞA I

PLANŞA I

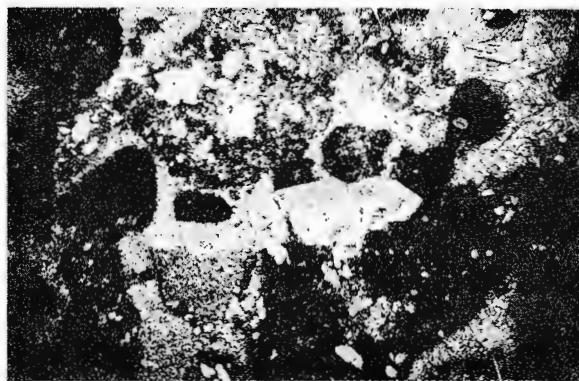
- Fig. 1. — Albite de neoformăriune în corpusculi calcaroși. Calcar neocomian. (N || ; $\times 44$).
Albite de néoformation dans des corpuscules calcaires. Calcaire néocomien. (N || ; $\times 44$).
- Fig. 2. — Granul detritic de oligoclaz regenerat diagénetic. Calcar neocomian. (N || ; $\times 59$).
Granule détritique d'oligoclase régénéré diagénétique. Calcaire néocomien. (N || ; $\times 59$).
- Fig. 3. — Cristal de cuarț de neoformăriune în calcar neocomian. (N || ; $\times 44$).
Cristal de quartz de néoformation d'un calcaire néocomien. (N || ; $\times 44$).



1.



2.

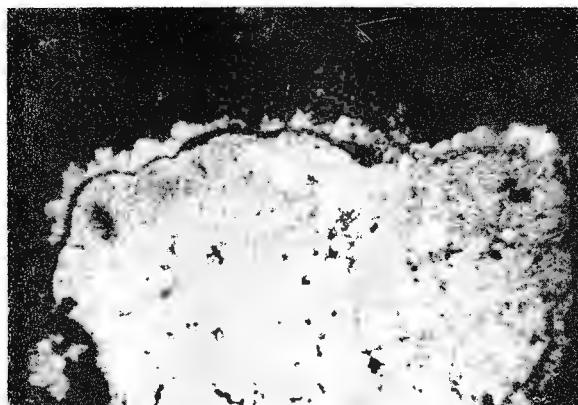


3.

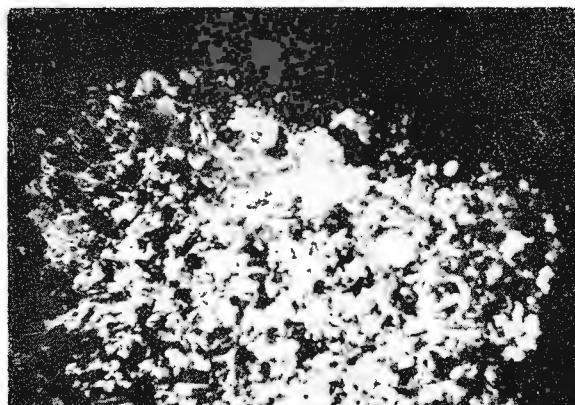
PLANŞA II

PLANŞA II

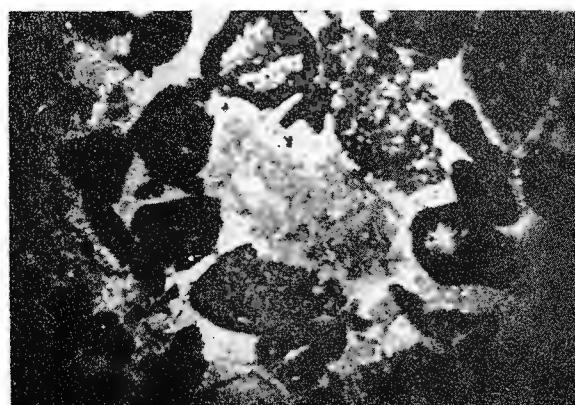
- Fig. 1. — Regenerarea diagenetică a cristalelor de albit, la periferia unui fragment spilitic. Calcar neocomian. (N || ; $\times 59$).
Régénération diagénétique des cristaux d'albite, à la périphérie d'un fragment spilitique. Calcaire néocomien. (N || ; $\times 59$).
- Fig. 2. — Regenerarea diagenetică a cristalelor de albit, la periferia unui fragment spilitic. Calcar neocomian. (N + ; $\times 59$).
Régénération diagénétique des cristaux d'albite, à la périphérie d'un fragment spilitique. Calcaire néocomien. (N + ; $\times 59$).
- Fig. 3. — Fragment spatic de echinoid regenerat diagenetic în calcar neocomian. (N || ; $\times 44$).
Fragment spathique d'échinioïde régénéré diagénétique d'un calcaire néocomien. (N || ; $\times 44$).



1.



2.



3.

Széntpétery S. V. (1928) Petrogeologie des südlichen Teiles des Drócsa Gebirges,
A. m. kir. Földt. Intézet Évkönyve, vol. XXVII. Budapest.

CONSIDÉRATIONS SUR LES PROCESSUS DE LITHOGENÈSE
DE LA FORMATION NÉOCOMIENNE DU MASSIF DE DROCEA

PAR

V. CORVIN PAPIU

(Résumé)

L'ouvrage présente les conclusions lithogénétiques résultées à la suite d'une étude pétrographique détaillée effectuée sur la formation néocomienne du secteur E du massif de Drocea ; cette formation est située en continuité sur les roches éruptives basiques (ophiolites) de la zone axiale de l'Orogène du S des Monts Apuseni auxquels les relie un évident lien génétique. Outre les sédiments intimement associés aux nappes de roches effusives basiques, on distingue encore, fort en évidence dans le secteur E du massif, une série néocomienne inférieure et une série supérieure. Les sédiments englobés entre les nappes de lave basique (spilites, diabases tachilites) sont représentés, dans le profil très net de la Vallée de la Tisa (au N du village Troaș), par des roches argilo-aleuritiques remaniant du matériel de nature cristallophyllienne et par des roches siliceuses à radiolaires et spicules de spongiaires contenant de petites quantités de matériel éruptif. La couleur varie du rouge au vert en fonction des conditions géochimiques d'accumulation.

La sédimentation de la série néocomienne basale se produit sous le permanent contrôle des éruptions basiques sous-marines (diabases, spilites, tachilites) et des apports éruptifs acides (porphyres quartzifères etc.)

Ces manifestations magmatiques fournissent un abondant matériel pyroclastique et vérifient, en même temps, grâce aux dégassifications magmatiques, la valeur du pH du milieu marin. Par conséquent, en fonction des courants, se déposent tantôt des sédiments strictement siliceux (en milieu acide), tantôt des dépôts calcaires ou des formations intermédiaires.

La constitution pétrographique de la série basale a été considérée comme résultat du mélange, aux proportions des plus variées, de quatre composants principaux : argile, matériel clastique (pyroclastique et épicalistique), silice et calcaire (fig. 1). La nomenclature des roches clastiques dépend du rapport entre la quantité de matériel détritique (épicalistique)

et celle de matériel pyroclastique et résulte de la fig. 2. Les quatre composants principaux (fig. 1) engendrent six mélanges binaires, groupés en quatre séries lithologiques : a) série argilo-clasto-calcaire ; b) série argilo-calcaire-siliceuse (marno-siliceuse) ; c) série argilo-clasto-siliceuse et d) série clasto-calcaire-siliceuse (clasto-chimique).

La variété des types lithologiques est remarquable ; le caractère primaire des sédiments étant parfois profondément modifié sous l'influence des processus diagénétiques auxquels contribuent, à divers degrés, les apports juvéniles (silicification, calcitisation, chloritisation, feldspathisation, pyritisation et argilisation).

A leur tour, les phénomènes d'altération superficielle y contribuent par la production des oxydes et de l'argile.

Les roches clastiques ont des caractères mixtes (pyro- et épicalastiques) et c'est très difficile parfois de différencier le matériel détritique de celui pyroclastique à cause de la corrosion diagénétique qui a dénaturé les contours initiaux. Le matériel calcaire peut avoir l'origine clastique, organogène et chimique, indiquant souvent un vaste remaniement intratransformationnel. La présence des feldspaths (albite) et celle du quartz de néoformation uniquement dans les corpuscules calcaires et dans les fragments organiques (et leur absence dans le ciment) dénote qu'il s'agit d'un processus sous-marin précédant la lithification dans la masse des bancs qui ont été minéralisés par les dégazifications magmatiques alcalines. Les cristaux remaniés d'oligoclase (16—20 % An) présentent, pourtant, des zones de surcroissance qui se manifestent également dans la calcite du ciment (formations partiellement épigénétiques). On constate encore des échanges moléculaires métasomatiques avancés entre les composants calcaires et le silice, surtout en ce qui concerne les débris organiques.

La série supérieure de la formation néocomienne se caractérise par l'intervention d'une quantité notable de matériel détritique (grès, siltites) et argileux (schistes argileux) ainsi que par la présence du pigment noir (organo-hydrotroilitique). Son accumulation correspond à l'affaissement du bassin de sédimentation, à l'apparition d'un milieu, partiellement du moins, euxinique et à l'affaiblissement, jusqu'à l'extinction, des apports volcanogènes. Les roches sont semblables aux couches de Sinaia du flysch des Carpates Orientales.

Quoique les calcaires soient subordonnés, on est pourtant parvenu à distinguer un faciès calcaire et un faciès argilo-détritique, dérivé du mélange de trois composants (argile-calcaire-composant détritique). Les feldspaths et le quartz de néoformation apparaissent encore dans les roches

calcaires représentant le dernier écho des manifestations magmatiques. On y a distingué deux types lithologiques : les calcaires détritogènes (semblables à ceux de la série néocomienne inférieure et contenant des quantités variables de matériel détritique d'origine cristallophyllienne) et les calcaires noirs, caractérisés par le pigment organo-sulfureux et par une quantité tout à fait subordonnée de matériel argilo-détritique (détritus surtout des calcaires jurassiques supérieurs).

Les dépôts argilo-détritiques accusent une remarquable variété lithologique. Parfois elles présentent une nuance verdâtre indiquant la variation des caractères géochimiques du milieu de sédimentation vers des faciès moins réducteurs (le caractère pétrographiques est principalement de sous-grauwacke).

Après le dépôt de cette série, les eaux se retirent vers le NW et la sédimentation reçoit le matériel d'origine exclusivement cristallophyllienne. Le volcanisme, à la différence des secteurs orientaux des Monts Apuseni, s'éteint tout à fait.

Après une longue période d'exondation, les eaux envahissent de nouveau l'aire cristallophyllienne en y déposant la formation de Gosau en faciès de molasse.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL STRUCTURII ȘI GENEZEI MĂSIVULUI GRANITIC DE TISMANA¹⁾

DE

L. PAVELESCU²⁾, R. DIMITRESCU³⁾

Abstract

Contributions to the Study of the Tismana Granitic Massif Structure and Genesis. The Tismana granitic massif (Vulcan Mountains) cuts the crystalline schists of the Lainici — Păiuș series, as well as the elder granitoids of Șușița. The difference between these two types of granitic rocks consists in the porphyroid character of the Tismana Granite and in a larger development of all the constituents composing its groundmass. The limits of the Tismana granites are sharp; these occur as veins and bands. The metasomatic megablasts of potassic feldspars appear at the exterior of the granites too (Dents de cheval *) and cross sometimes the contacts themselves. These tabular crystals are generally oriented parallelly to the vein directions or to the more or less assimilated inclusions. The Tismana granites are considered as late kinematic, in their formation occurring metasomatic processes.

Masivul granitic de Tismana ocupă partea meridională a munților Vulcan și se prezintă ca o fâșie îngustă de direcție aproximativă NE—SW între valea Motrului și valea Runcului, la limita dintre depozitele sedimentare mezozoice și sisturile cristaline ale autohtonului Carpaților meridionali.

Primele informații asupra granitelor din nordul Olteniei se datorează lui Gr. Ștefănescu și lui M. Drăghiceanu. În 1897, L. Mrazek denumește fișia de roci granitice cuprinse între Baia de Aramă și valea Luncavăț, „granit de Sușița”.

D. Ionescu-Bujor (1911), în teza sa de doctorat susține că regiunea munților Vulcan, este constituită dintr-un simbure granitic și dintr-un înveliș de gnaise. În aria simburelui granitic de Sușița, acest-

¹⁾ Comunicare susținută în ședință din 5 martie 1965.

²⁾ Institutul de Petrol, Gaze și Geologie. București.

³⁾ Comitetul Geologic. Calea Griviței nr. 64. București.

autor separă din punct de vedere petrografic trei tipuri de roci granitice : tipul Tismana, tipul Suseni și tipul amfibolic. Granitele de tip Suseni și cele amfibolice, înconjoară concentric granitele de tip Tismana ; acestea ar reprezenta deci nucleul simburelui granitic de Sușița. Toate aceste mase granitice sunt considerate sincrone.

În 1934, G. Manolescu (1937 a), în teza sa de doctorat, separă pe de o parte granitul porfiroid de Tismana, iar pe de altă parte, granitele de Sușița. Sub această din urmă denumire, el a cuprins atât granitele de Suseni cît și cele amfibolice ale lui D. Jonescu - Buțor. În granitele de Sușița, sunt cuprinse o gamă destul de variată de roci : granite, granodiorite și diorite cuartifere, cu faciesuri massive sau gnaisice. Fiziografia rocilor masivului Sușița este expusă pe larg în lucrarea menționată mai sus.

Puțin mai tîrziu, același autor arată într-o lucrare de sinteză (G. Manolescu, 1937 b), că granitele de Tismana ar putea fi de vîrstă mai tînără decît cele de Sușița.

Aceeași regiune din nord-vestul Olteniei, a fost mai recent reluată în studiu de către unul din noi (L. Pavelescu, Maria Pavelescu, 1962 a, b). În această lucrare, întregul ansamblu de roci granitice (granite, adamellite, granodiorite, tonalite și diorite cuartifere) i se aplică termenul de granitoide. În aceeași lucrare, din punct de vedere al caracterelor structurale și texturale se disting : tipul Tismana, tipul Sușița și tipul Frumosu.

Granitul porfiroid de Tismana, mai tînăr decît granitele și granodioritele de Sușița, este considerat că s-ar fi format prin fenomene de regenerare și mobilizare a acestora ; fenoblastele de microclin au luat naștere în urma unor procese metasomatische.

Masivul granitic de Tismana, de formă eliptică, cu o orientare NE – SW este prins într-un complex de șisturi cristaline (Seria de Lainici-Păiuș), serie care formează fundamentul cristalin al autohtonului Carpaților meridionali. Șisturile cristaline ale Seriei de Lainici-Păiuș, în regiunea cercetată, formează pe de o parte, o zonă migmatică marginală la contactul cu granitoidele de Sușița, iar pe de altă parte, ele apar ca relicte în interiorul masivului granitic de Tismana.

În zona migmatică marginală, *Seria de Lainici-Păiuș* este formată din șisturi cristaline, corneene și migmatite, străbătute de o rețea de filoane granitice. Predomină șisturile cuarțo-sericitoase, șisturile cuarțito-cloritoase, șisturile cuarțitice cu biotit, gnaisele biotitice feldspatizate ; local apar filonașe subțiri de serpentine sau de asbestos cum sunt cele de pe valea Tismana sau cele de pe valea Jiului (la E de regiunea cercetată).

Filoanele care invadă în mod abundant aceste sisturi cristaline, sunt formate în general din granite cu textură masivă și cu o structură microgranulară, ajungind chiar pînă la cea aplitică. Uneori se întîlnesc și tipuri de roci granitice, în care componentele sunt mai larg dezvoltate (granite fanerocristaline și pegmatoide). În afară de tipurile granitice, se întîlnesc de asemenea și roci granodioritice sau chiar diorite cuarțifere cu hornblendă. Între tipurile de granodiorite și diorite cuarțifere cu textură masivă, apar în mod sporadic și tipurile cu textură gnaisică.

Dimensiunile, în secțiuni transversale, ale acestor filoane variază de la ordinul centimetrilor pînă la acel al metrului ($2-3$ cm la $0,5-2$ m). Unele din aceste filoane sunt concordante cu rocile înconjurătoare, altele sunt discordante formînd pe alocuri o rețea anastomozată. După compoziția lor mineralologică, structura și morfologia lor, ele se încadrează printre migmatitele heterogene din seria dictyonitelor. Unele din ele, amintesc de migmatitele din seria agmatitelor.

Paralel cu aceste procese, are loc și o migmatizare omogenă care se traduce prin feldspatizarea sisturilor străbătute, luînd naștere diverse tipuri de gnaise lenticulare și de gnaise granitice. În aria de răspîndire a masivului granitic, sisturile cristaline ale Seriei de Lainici-Păiuș au fost destul de puternic afectate de acțiunile metamorfice ale granitului. Aceste sisturi apar uneori ca enclave endopoligene de compoziția unui diorit cuarțifer, puternic îmbogățite în elemente fero-magneziene (biotit, hornblendă), avînd și o textură masivă. Aceste enclave prezintă forme angulare sau ovoide, de obicei sunt deplasate și au dimensiuni centimetrici pînă la decimetrici. Ele au fost prinse de intruziunea granitului și în parte au fost digerate (fig. 1).

Atunci cînd au rămas pe loc, ele se prezintă ca strate de grosimi centimetrici sau decimetrici, se întind pe lungimi de cîțiva metri și iau aspectul unor intercalații (fig. 2).

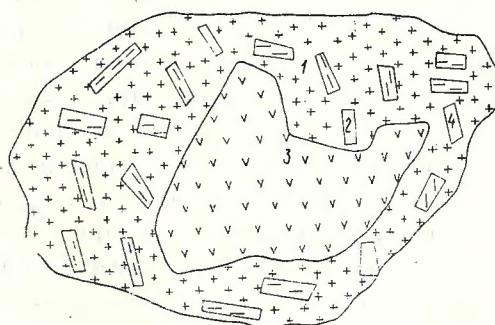


Fig. 1. — Granit de Tismana cu enclavă.
1, granit porfiroid; 2, fenoblaste de feldspați; 3, enclavă de diorit cuarțifer cu structură microgranulară (Valea Mare).

Granite de Tismana à enclave.
1, granite prophyroïde; 2, phénoblastes de feldspaths; 3, enclave de diorite quartzifère à structure microgrenue (Valea Mare).

O fază mai avansată de asimilare și granitizare, dă naștere la pseudoschlieri nebulitice. Uneori se întâlnesc zone de tranziție progresivă sau chiar destul de bruscă, prin aceea că aceste sisturi își pierd treptat sistozitatea lor inițială prin individualizarea porfiroblastelor de microclin cu aspect fusiform, trecând spre tipuri de embrechite oculare. Au fost întâl-

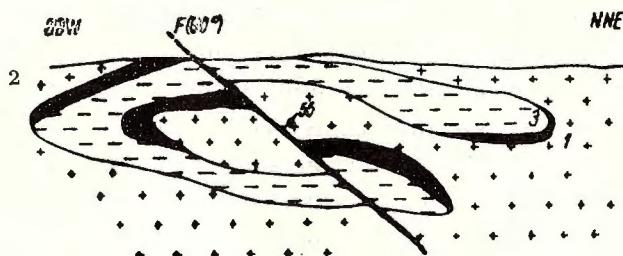


Fig. 2. — Schiță de afloriment de pe valea Roșului.
1, granit porfiroid; 2, aglomerări de biotit; 3, gneiss biotitice.

Esquisse d'affleurement de Valea Roșului.
1, granite porphyroïde; 2, agglomérations de biotite; 3, gneiss biotitiques.

nite și aspecte în care se vede cum porfiroblastele de feldspați se alungesc trecând spre forme de amigdale efilate sau la pături subțiri, continu, de feldspat, scoțind în evidență o textură rubanată. Menționăm de asemenea că în zonele de tranziție a granitului de Tismana se întâlnesc și granite porfiroide formate prin anatexie locală. Între aceste din urmă granite și gnaisele embrechitice oculare, există un facies mai aparte, în sensul că orientarea și sistozitatea mineralelor mezostazei este de obicei regulată iar aranjamentul porfiroblastelor de feldspați care sunt în general hipidimorfi sau chiar idiomorfi, ca în granite, este capricios și discordant în raport cu sistozitatea sistemelor.

Pe Valea Mare, în dreptul confluentei sale cu valea ce vine din spări virful Rudăria, apar aflorimente de granite porfiroide, care conțin sub formă de intercalării microgranite foarte cuarțoase; în acestea se observă local unele zone mai pegmatitice cu predominarea feldspațiilor fumurii sub formă de cristale larg dezvoltate, care la rîndul lor sunt înconjurate de aureole albicioase, de natură albitică (fig. 3).

Uneori, în cazul acestor procese de albitizare a izortozei (feldspat fumuriu), se observă o zonalitate foarte curioasă, în sensul că zonele albitice alternează cu pelicule biotitice (fig. 4).

Granitele acestea microgrăunțoase, bogate în cuarț și cu faciesuri pegmatitice formate îndeosebi de izortoză se întâlnesc frecvent în zonele marginale ale granitoidelor de Susița.

În ce privește *granitoidele de tip Șușița*, acestea se prezintă sub două aspecte după poziția lor (în exteriorul masivului de Tismana sau în interiorul acestui masiv).

În exteriorul ariei de răspândire a granitului de Tismana granitoidele de Sușița au în general caracterul leucocrat mai pronunțat (fiind formate

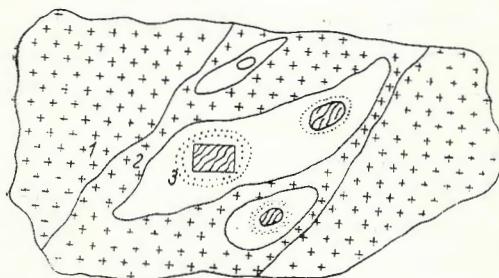


Fig. 3. — Granite de Tismana cu intercalatii microgranitice și pegmatitice.
1. granit porfiroid; 2. microgranit cuarțos; 3. feldspat fumuriu cu zone albitice.

Granite de Tismana à intercalations microgranitiques et pegmatitiques.
1. granite porphyroïde; 2. microgranite quartzueux; 3. feldspath grisâtre à zones albitiques.

din microclin, pertit, oligoclaz, cuart, biotit, uneori puțin muscovit). Cele din interiorul masivului de Tismana, din contra, au în general compoziția unui diorit cuarțifer, prezentând unele asemănări cu enclavele descrise mai sus; alături de oligoclaz-andezin predomină biotitul, iar în cantități mai mici apare hornblenda verde. Hornblenda, în general este secundară și s-a format pe seama diopsidului, după cum indică nucleele relicte dintr-o serie de cristale (fig. 5).

Granitele porfiroide de Tismana străbat granitoidele de Sușița, sub formă de fișii sau filoane, uneori anastomozate; între acestea, septele granitoidelor echigranulare de Sușița rămân de dimensiuni metrice spre centrul masivului și sunt mai mari la periferia sa. Se poate observa foarte clar, cum diferența între cele două tipuri de roci rezidă nu numai în

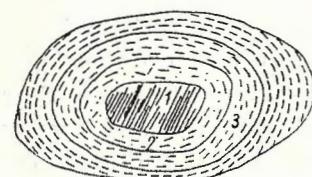


Fig. 4. — Zone de albitizare a izortozei.
1, izortoză; 2, zonă albitică; 3, peliculă biotitică.

Zones d'albitisation de l'isorthose.
1, isorthose; 2, zone albitique; 3, pellicule biotitique.

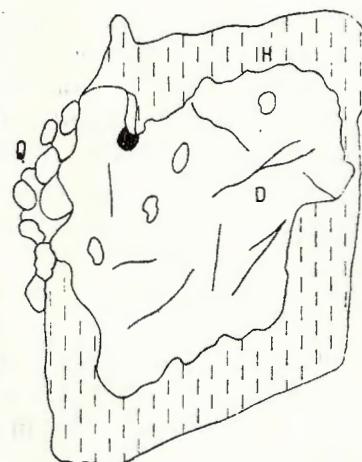


Fig. 5. — Substituirea diopsidului (D) de hornblendă (H); Q = cuart.

Substitution du diopside (D) par la hornblende (H); Q = quartz.

caracterul porfiroid, ci și în dezvoltarea mai largă a tuturor componentelor granitului de Tismana (chiar și a celor care formează masa fundamentală a acestuia).

Din studiile care s-au făcut pînă în prezent (G. Manolescu, 1937 b, L. Pavelescu, Maria Pavelescu, 1962 a, b, Al. Codarecă, L. Pavelescu, 1963) ca și din observațiile noastre, reiese următoarea succesiune în timp în ce privește formarea rocilor din regiune : șisturi cristaline ale Seriei de Lainici-Păiuș, granitoidele de Sușița, granitele de Tismana ; este de așteptat să se întâlnească granite mai tinere care să străbată granitoidele mai vechi și aceasta se și observă în realitate.

Limitele granitelor de Tismana atît cu șisturile cristaline ale Seriei de Lainici-Păiuș cît și cu granitoidele de Sușița sunt tranșante ; în același timp, se poate urmări apariția megablastelor de feldspat potasic nu numai în granitele porfiroide, ci și în unele enclave endopoligene, precum și pe alocuri în șisturile migmatizate din lungul contactelor, sub formă de „dinti de cal”. Uneori, aceste megablaste traversează chiar contactele.

Aceste observații ne fac să admitem că cristalele centimetrice idiomorfe de feldspat potasic sunt formate pe cale metasomatică, prin endoblasteză în interiorul granitului de Tismana și prin „exoblasteză” la exteriorul acestuia. Distanța pînă la care se formează acești „dinti de cal”, în șisturile migmatizate nu întrece în general 1 m.

De asemenea, am observat că megablastele de feldspat potasic apar, după cum era și natural, și în granitoidele de Sușița. Aceste apariții au fost nu de mult atribuite unor „granite porfiroide cu masa fundamentală microgranulară” care ar reprezenta o tranziție spre granitoidele de Sușița.

Migmatitele nebulitice, uneori cu aspect de schlieră, provenind din asimilarea „*in situ*” a rocilor preexistente au putut fi observate și în masa granitelor porfiroide ; în afară de aceasta se întâlnesc atît agmatite cît și dictyonite.

În aria de răspîndire a masivului granitic de Tismana, se poate observa, în unele profile bine deschise, în roci neafectate de alterația seculară, că megablastele tabulare de feldspat potasic se orientează paralel cu direcția filoanelor granitului de Tismana, deci paralel cu septele de granitoide de Sușița, precum și cu direcțiile de alungire ale enclavelor mai mult sau mai puțin asimilate. Acest fapt trebuie pus probabil în legătură cu avansarea metasomatozei în lungul unor plane de discontinuitate minimă rezistență. S-a măsurat, oriunde a fost posibil, direcția planelor de orientare preferențială a megablastelor. Considerind în același timp prin reciprocă, că putem deduce din aceste direcții, orientarea limitelor

filoanelor și corpuri de granite porfiroide, am trasat aceste limite dintre cele două corpuri granitice, paralel cu orientarea preferențială a megablastelor (acolo unde nu se putea măsura și trasa nemijlocit poziția contactelor). Direcțiile structurale astfel măsurate, sunt orientate aproximativ N—S în regiunea Cloșani (în vestul masivului); spre est, ele trec la direcția NE—SW, pentru a ajunge în general E—W spre centrul masivului (în regiunea Tismana).

Creșterea preferențială a megablastelor pe anumite plane orientate paralel cu limitele septelor granitice a dat astfel posibilitatea reprezentării cartografice a masivului de Tismana, care a fost figurat în acest mod pe macheta hărții geologice 1 : 200.000 a Republicii Socialiste România (foaia Baia de Aramă).

În legătură cu acest masiv, apar uneori faciesuri pegmatoide, legate de el prin treceri gradate, precum și filoane de pegmatite.

O fază mai nouă este reprezentată prin numeroase filoane de aplite și microgranite, care străbat granitile porfiroide și rocile pegmatoide asociate acestora. Originea acestor filoane este pusă în evidență de către caracterul lor dilatațional, peretii fisurii pe care au umplut-o fiind îndepărtați unul de altul.

Toate aceste observații se pot corela cu cele făcute mult mai la E în munții Parângului, de I. Berecia, Elvira Berecia (consemnată în rapoarte manuscrise, 1958, 1959). După acești autori, unei prime faze de intruziuni sincinematice, constituite din tonalite și granite echigranulare, iți urmează o fază de creștere poikiloblastică a ortozei, pe cale metasomatică, provenind din reziduri potasice. Această fază este însotită de injecții arteritice cu caracter nebulturitic.

I. Berecia și Elvira Berecia consideră însă granitul de Tismana ca fiind pur și simplu vechiul granit-tonalit, căruia i s-au adăugat megablaste metasomatische.

Aici observațiile noastre, ne-au convins, după cum s-a putut vedea mai sus, că există o deosebire de granulație chiar între masa fundamentală a granitului de Tismana și a granitoidelor echigranulare de Sușița.

În ceea ce privește megablastele, suntem de acord că ele au originea metasomatică, însă trebuie să menționăm că masa fundamentală fano-rocrystalină a acestor granite a suferit și ea o serie de procese metasomatische care dau imaginea unor roci granitic-tonalitice.

Granitele de Tismana prezintă observațiilor noastre zone foarte variate ale unui corp eruptiv poligenetic magmatic, care s-a pus în loc într-o fază mult mai statică decât granitoidele de Sușița.

Toate caracterele structurale și mineralogice, ca și modul de zăcămînt al acestor granite, într-o zonă mobilă, avînd un aliniament în general concordant cu șisturile cristaline din jur, pledează ca să-l interpretăm ca un granit de anatexie fundamentală. În zonele unde granitul este alungit pe direcția NE—SW, E—W, se constată că enclavele sunt în general concordante cu șistoziitatea șisturilor cristaline din jur, numai unele filoane de aplite și pegmatite fiind discordante. Toate trăsăturile sale ne fac a atribui granitului de Tismana caracterul tardecinematic, în formarea lui intervenind două faze de metasomatoză: o metasomatoză sodică, urmată de microclinizarea plagioclazului.

BIBLIOGRAFIE

- Codarcea Al., Pavilescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates méridionales. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V. 1961, Comun. St. II.* București.
- Ionescu-Bujor D. (1911) Granitul de Sușița. București.
- Manolescu G. (1937 a) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan. *An. Inst. Géol. Roum. XVIII.* București.
- Manolescu G. (1937 b) Studiul geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom., Mem. Secți. St. Ser. III, Tom XII, Mem. 6.* București.
- Pavilescu L., Pavilescu Maria (1962 a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani-Muntele Oslea. *D. S. Com. Geol., Vol. XLVIII.* București.
- Pavilescu L., Pavilescu Maria (1962 b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana-V. Bistrița. *D. S. Com. Geol., vol. XLVIII.* București.
- Pavilescu L. (1963) Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubién. *Asoc. Geol. Carp-Balc., Congr. V. 1961, Comun. St. II.* București.
- Pavilescu L., Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'Autochtone des Carpates méridionales. *Asoc. Geol. Carp-Balc., Congr. V. 1961, Comun. St. II.* București.
- Mehnert K. R. (1959) Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. *Fortschr. d. Miner. 37,* H. 2. Stuttgart.
- Raguen E. (1957) Géologie du granite. II-ème ed. Masson, Paris.
- Read H. H. (1957) The granite controversy. Murby, London.
- * * * (1950) Problema formării granitelor. II. Culegere de lucrări străine. Moscova.
- * * * (1961) Beiträge zum Granitproblem. *Fortschr. d. sowjet. Geologie, H. 3,* Akademie-Verlag. Berlin.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE LA STRUCTURE ET DE LA GENÈSE DU MASSIF GRANITIQUE DE TISMANA

PAR

L. PAVELESCU, R. DIMITRESCU

(Résumé)

Le massif granitique de Tismana constitue la partie méridionale des monts Vulcan, entre la vallée du Motru et la vallée du Runcu. Il est pris dans la série cristalline de Lainici-Păiuș qui forme le soubassement de l'autochtone des Carpates Méridionales ainsi que dans les granitoïdes de Șușița, plus anciennes que les granites de Tismana.

D'une part, les schistes cristallins forment une zone migmatique marginale au contact avec les granitoïdes de Șușița et d'autre part — des relicttes à l'intérieur du massif granitique. Dans la zone migmatique marginale, la série de Lainici-Păiuș est constituée par des schistes quartzitiques à séricite, chlorite ou biotite, par des cornéennes et des migmatites, traversés par un réseau de filons granitiques, granodioritiques et quartz-dioritiques, massifs ou à texture gneissique.

En dehors de la migmatisation hétérogène, engendrant des dictyonites et des agmatites, il s'est produit une migmatisation homogène qui conduit à la formation de gneiss lenticulaires et de gneiss granitiques par la feldspathisation des schistes cristallins. Dans l'aire de distribution des granites, les schistes cristallins apparaissent parfois comme enclaves endopoligènes ovoïdes ayant la composition d'un diorite quartzifère enrichi en éléments féminiques et d'autres fois comme intercalations de quelques mètres de long desquelles, dans une phase avancée de granitisation, se transforment en pseudoschlieren nébulitiques.

Pour ce qui est des granitoïdes du type Șușița, en général, leur caractère leucocrate est plus prononcé à l'extérieur de l'aire de distribution du granite de Tismana qu'à l'intérieur de celui-ci.

Les granites porphyroïdes de Tismana traversent les granitoïdes de Șușița, sous la forme de bandes ou filons, parfois anastomosés.

On peut se rendre aisément compte que la différence entre les deux types de roches ne tient pas seulement au caractère porphyrique, mais aussi au développement plus large de tous les composants formant la masse fondamentale du granite de Tismana.

Les limites des granites de Tismana, aussi bien envers les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș, qu'envers les granitoïdes de Șușița,

sont tranchantes ; on observe également l'apparition des mégablastes de feldspath potassique non seulement dans les granites porphyroïdes mais aussi dans certaines enclaves endopoligènes, dans les schistes migmatisés le long des contacts et même dans les granitoïdes de Șușita. Ces „dents de cheval” traversent même, parfois, les contacts.

Dans l'aire de distribution du massif granitique de Tismana on peut observer, dans quelques profils à affleurements clairs et continus, que les mégablastes tabulaires de feldspath potassique sont orientées parallèlement à la direction des filons de granite de Tismana, parallèlement donc aux septa de granitoïdes de Șușita ainsi qu'aux directions d'allongement des enclaves plus ou moins assimilées. Il existe peut-être un rapport entre ce fait et la métasomatose qui avance le long des plans de discontinuité — minime résistance. C'est pourquoi on a mesuré en terrain, partout où il a été possible, la direction des plans d'orientation préférentielle des mégablastes, en considérant, par réciproque, que l'on peut déduire de ces directions l'orientation des limites des filons et des corps de granites porphyroïdes, là où on ne pouvait mesurer et tracer directement la position des contacts.

Les directions structurales ainsi mesurées sont orientées, à peu près N—S à l'W du massif (région Cloșani) ; vers l'E, elles ont la direction NE — SW, pour s'orienter en général E — W, vers le centre du massif (région Tismana).

En ce qui concerne le granite de Tismana, des faciès pegmatoïdes apparaissent parfois, liés à ce granite par transitions graduelles, ainsi que des filons de pegmatites. Une phase plus récente est représentée par nombre de filons dilationnels d'aplites et de microgranites.

Pour conclure, les granites de Tismana présentent à nos observations un corps éruptif magmatique polygénétique, dans la formation duquel interviennent deux phases de métasomatose : une métasomatose sodique, suivie par la microclinisation du plagioclase.

Ces processus sont mis en évidence par la formation des mégablastes feldspathiques ; de plus, la masse fondamentale phanéro cristalline a subi elle-aussi la même série de processus métasomatiques. Toutes ces caractéristiques nous font attribuer au granite de Tismana le caractère tardocinématique, ce granite ayant été mis en place pendant une phase beaucoup plus statique que les granitoïdes de Șușita.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CONSIDERATII ASUPRA STRATIGRAFIEI
FORMATIUNILOR CRISTALOFILIENE ȘI A
MINERALIZATIILOR DIN REGIUNEÀ
POJORÎTA—VALEA PUTNEI—GIUMALĂU¹⁾

DE

G. PITULEA²⁾

Abstract

Some Considerations on Crystallophile Formation Stratigraphy and on the Mineralizations in Pojorîta—Valea Putna—Giumalău Region. This work presents the stratigraphy of the Pojorîta—Valea Putna—Giumalău region in the Eastern Carpathians. Within this region a mezometamorphical series, represented by Rărău gneisses, mica-schists and paragneisses, and an epymetamorphical series in which it can be distinguished a terrigenous complex at the base and an acid volcanous complex in the upper part were established. The lack of the polymetallic sulphur mineralization, located in the acid volcanous complex which have a great extent N and S of the studied region is explained as an erosion effect due to the axial uplift of some transversal faults which determined strong unevennesses.

Descifrarea stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene din Carpații orientali a fost impusă de o serie de considerente științifice și mai ales de necesități strict economice. Un accent deosebit s-a pus pe orizontarea complexelor epimetamorfice și în special a complexelor de care sunt legate în Carpații orientali (complexul terigen inferior și complexul vulcanogen acid), mineralizații manganifere și de sulfuri polimetalice. Scopul economic al orizontării sisturilor epimetamorfice a fost generat de concepția genezei premetamorfice a acestor mineralizații care a fost inspirată de marea lor extindere (indicării apar aproape în tot lanțul Carpaților orientali de la Bălan, la S, pînă în Vaser — Catarama la N), de caracterul stratiform și de asociatia lor spațială cu cuarțitele negre și respectiv rocile porfirogene. Așa dar ele trebuie să fie legate de un anumit orizont carac-

¹⁾ Comunicare în ședință din 23 aprilie 1965.

²⁾ Intreprinderea Prospecționi și Laboratoare — București, Calea Griviței nr. 64.

teristic. Aceasta a fost ipoteza care a stat la baza cercetărilor noastre din regiunea Pojorîta -- Valea Putnei -- Giumalău.

Regiunea cercetată face parte din munții Bistriței și se plasează la SW de orașul Cîmpulung-Moldovenesc. Limita nordică corespunde cu valea Putnei de la izvoare pînă în comuna Pojorîta ; limita vestică o formează creasta Mestecăniș--vîrful Giumalău ; cea sudică, creasta Giumalău--Rărăuț, iar cea estică creasta Rărăuț -- Adam și Eva.

Orografic, regiunea reprezintă o zonă muntoasă cu altitudini care depășesc 1 800 m în extremitatea sudică (vîrful Giumalău -- 1856,6 m) și scad treptat spre N către valea Putnei unde coboară sub 700 m. Din masivul Giumalău se desprind către N o serie de culmi : culmea Giumalău--muntele Arinul (care se bifurcă apoi în culmea Alunul--Poiana Sapelor--Poiana Strungii, Alun--vîrful Raia -- Văcăria), culmea Giumalău -- vîrful Lat--Mestecăniș și culmea Rărăuț -- Adam și Eva, ferăstruite uneori de vîi adînci : valea Putnei și afluenții ei (valea Roșia, valea Putnișoara, Pîrîul lui Iacob, valea Timișului, Pîrîul Frumos și izvorul Giumalăului), constituie rețeaua hidrografică a regiunii.

Lucrările cu caracter general publicate în secolul trecut sau la începutul secolului nostru -- B e u d a n t (1822), A. B o u é (1934), F r. H a u e r și G. S t a c h e (1859). K. M. P a u l (1876), P. P o n i (1882), V. U h l i g (1889), S. A t h a n a s i u (1897), V. B u ț u r e a n u (1911, 1916), H. Q u r r i n g (1922) -- citate de I. A t a n a s i u (1928), sunt astăzi depășite.

În 1929, T h. K r ä u t n e r publică lucrarea sa referitoare la cuveta marginală a Bucovinei în care se ocupă în special de stratigrafia și tectonica cuvetei Barăului, iar în 1930 publică observațiile geologice asupra munților Bîrgăului și Bistriței. Primele studii amănunțite asupra cristalinului munților Bistriței în care se încadrează și regiunea noastră, aparțin lui M. S a v u l (1938) care și-a continuat cercetările pînă la finele vieții sale, publicând singur sau în colaborare cu G. M a s t a c a n (1952), V. I a n o v i c i (1957) și alții, o serie de lucrări referitoare la mineralizațiile de mangan, la chimismul rocilor carbonatați, la porfiroide sau la zăcăminte de sulfuri polimetale din regiune¹⁾. Singura lucrare mai recentă care se referă și la regiunea studiată de noi, aparține geologilor S i l v i a Mînzatu și M. Mînzatu²⁾ (1959) care și-au întreprins cercetările între

¹⁾ M. S a v u l. Raport asupra zăcămintelor de sulfuri din regiunea Fundul Moldovei--Pojorîta. București 1952. Arh. Com. Geol.

M. S a v u l. Prospecții pentru sulfuri în regiunea Pojorîta -- P. Colbului -- Crucea -- Holda. București 1953. Arh. Com. Geol.

²⁾ S i l v i a Mînzatu, E. Mînzatu. Cercetări geologice în regiunea masivului Giumalău. Raport 1959. Arh. Com. Geol.

valea Putnei și valea Bistriței. După acești autori, șisturile cristaline se împart în trei categorii : șisturi cristaline de mezozonă, șisturi de tranziție și șisturi epizonale (singurele care se întâlnesc în perimetru studiat de noi). În acesta din urmă, autorii menționați separă un complex vulcanogen (metariolite, porfiroide tip Pietrosul, hâlleflinta, porfiroide cloritoase și sericitoase, șisturi sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit) și un complex sedimentogen (gnaise psamitice, șisturi cuarțitice-sericitoase și cloritoase, filite cloritoase, cuarțite negre, șisturi calcaroase, etc.). Sediamentarul deservis aparține depozitelor mezozoice cunoscute ale cuvetei Rărăului iar eruptivul unui complex filonian bazic. Din punct de vedere tectonic, autorii arată că șisturile formează o serie de cufe strânse și solzificate, indicând totodată o tranziție între epizonă și mezozonă.

G. Pitulea și Al. I. Mușat¹⁾, publică o notă referitoare la existența unei iviri de roci gabbroice în Pîrul lui Iacob arătând că aceasta se plasează la intersecția unor anomalii geofizice (magnetică și gravimetrică) și că ea ar putea reprezenta însăși roca intrusivă de care să fie legat, comagmatic, tot cortegiul de filoane eruptive atât de frecvente în cristalinul Carpaților orientali. Un profil transversal pe structura cristalinului din regiune, a fost executat de colectivul I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner și M. Mureșan (1964). În regiunile limitrofe, Fundul Moldovei la N și Iacobeni la W, studii stratonomice aparțin lui I. Rădulescu et al.²⁾ (1964) și respectiv lui R. Dimitrescu³⁾ (1964). Aducem mulțumiri prof. V. Ianovici, pentru îndrumările date la întocmirea lucrării.

Stratigrafia regiunii

Regiunea este alcătuită din formațiuni cristalofiliene mezo- și epimetamorfice, depozite sedimentare triasice, cretacice și cuaternare.

Stratigrafia formațiunilor cristalofiliene. 1. *Seria șisturilor mezometamorfice.* În partea de E a regiunii, de-a lungul crestei Rărăuț—Adam și Eva, se dezvoltă o serie de formațiuni de tip mezozonal prezentate prin gnaise de Rărău cu aspecte foarte variate — uneori, de granite verita-

¹⁾ G. Pitulea, Al. I. Mușat. Notă asupra unei iviri de roci gabbroice în reg. Pojorita—V. Putnei. 1964. Șed. Inst. Geol.

²⁾ I. Rădulescu, L. Rădulescu, I. Teucă. Prospecțiuni stratonomice în reg. Pojorita—Fundul Moldovei—Lucina. Raport. 1964. Arh. Com. Geol.

³⁾ R. Dimitrescu. Raport asupra proiecțiunilor din reg. Iacobeni. 1964. Arh. Com. Geol.

bile — bordate în partea lor vestică de micașisturi și paragnaise cu și fără granat, de cele mai multe ori puternic retromorfozate, încit capătă aspect de șisturi epizonale, pătate, datorită transformării biotitului și granatului în clorit (retromorfism dinamic). I. Bercia et al.¹⁾ (1964) denumește această mezozonă „seria gnaiselor de Rarău” spre a o deosebi de mezozona de la W de valea Bistriței, Vatra Dornei și Iacobeni. Intensa tectonizare a mezozonei gnaiselor de Rarău, face aproape imposibilă stabilirea succesiunii stratigrafice a diferitelor complexe, precum și precizarea grosimilor reale.

Seria epimetamorfică. În cadrul cristalinului epimetamorfic din regiune, se separă două complexe: un complex terigen (în bază) și un complex vulcanogen acid (în partea superioară).

C o m p l e x u l t e r i g e n. Sub această denumire cuprindem ceea ce Marcela Codarcea et al.²⁾ (1963) a denumit „Complexul șisturilor și al cuarțitelor grafitoase”. Considerăm că această denumire nu este reprezentativă, întrucât — cel puțin în această regiune — la alcătuirea lui participă șisturi foarte variate: șisturi sericitoase ± cuarțitice, șisturi sericito-cloritoase, cuarțite sericito-cloritoase și mai puțin șisturi grafitoase. Deși caracteristic acestui complex sunt intercalațiile de cuarțite negre grafitoase și manganifere, precum și calcarele cristaline și șisturile clorito-calcaroase care constituie nivele reper, acestea au grosimi extrem de reduse. Complexul terigen este larg dezvoltat în partea de W a regiunii, unde se evidențiază o ridicare puternică a cristalinului și în zona izvoarelor Giumentăului. Din cauză că acest complex este extrem de cutat, precum și din cauza lipsei aproape totale de aflorimente, n-am putut să determinăm grosimea lui reală. Apreciem grosimea lui vizibilă în jur de 400—500 m. În acest complex s-a putut separa un nivel de cuarțite negre cu mangan (numai pe bază de fragmente găsite pe haldele unor vechi lucrări miniere săpate pe ambii versanți ai pârâului Putna, imediat la S de comuna valea Putnei). În valea Putnei la W de pârâul Timiș, au fost separate două nivele subțiri de cuarțite negre grafitoase care ocupă o poziție superioară cuarțitelor manganifere. Între aceste două nivele se individualizează un nivel de șisturi clorito-calcaroase care trec treptat pe direcție, la adevărate cal-

¹⁾ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan Studii geologice și petrografice în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Raport. 1964. Arh. Com. Geol.

²⁾ Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan Certezi strukturele și stratigrafice în cristalinul Munților Bistriței (regiunea Bârnărel—Holdița). 1963. Comunicare Șed. Inst. Geol.

care cristaline, uneori albe slab cenușii cu granulație pronunțată, iar alteori cenușii-negricioase, cu un procent ridicat de muscovit. Grosimea nivelelor de cuarțite grafitoase și calcară cristaline, variază de la cîteva zeci de metri pînă la 1 m și chiar mai puțin. Acest caracter lentiliform, discontinu, este specific tuturor nivelelor separate în cadrul complexului terigen. Este posibil ca numărul nivelelor de cuarțite negre să fie mai mare. Gradul mare de acoperire a regiunii însă, nu ne-a permis să facem precizii în acest sens, deși abundența de fragmente de cuarțite negre ne determină să facem această presupunere.

C o m p l e x u l v u l c a n o g e n a c i d . Acest complex este deschis în regiune pe toată grosimea lui. În bază începe printr-un orizont (100–200 m) de șisturi sericito-cloritoase de obicei cu porfiroblaste de albit, în care se separă un nivel de 15–25 m de șisturi tufitogene bazice. Deasupra lui urmează orizontul inferior al rocilor porfirogene, a cărui grosime variază de la 80–200 m și începe cu un nivel subțire (10–15 m) de șisturi sericitoase cuarțitice limonitizate și uneori piritizate. Acest nivel are caracter lentiliform și nu se urmărește în toată regiunea.

Mentionăm faptul că orizontul inferior al rocilor porfirogene prezintă parțial aspecte diferite față de orizontul superior. Astfel aceste porfirogene au intercalații mai rare de hălleflinte și șisturi tufogene acide, au o culoare care variază de la alb-gălbui la cenușiu-verzui și prezintă de obicei „ochi” de feldspat de 1–3 mm diametru, care dau roci un aspect de gnais „ocelare”. Adesea capătă aspect de simple cuarțite feldspatice. Aceste caractere ne-au permis ca în zone lipsite de aflorimente să putem stabili prezența orizontului respectiv numai pe bază de fragmente.

Peste acest orizont se dispune orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de șisturi grafitoase (200–300 m) care este format preponderent din șisturi sericito-cloritoase, șisturi cu profiroblaste de albit, șisturi sericitoase cuarțitice, între care nu se pot trasa limite cartografice. În partea superioară se individualizează un nivel lenticular de șisturi grafitoase, care vine uneori în contact direct cu porfirogenele superioare.

Ultimul orizont al complexului vulcanogen acid este format din roci albe porfirogene, hălleflinte, șisturi tufogene și șisturi tufitogene acide (150–250 m). Spre deosebire de orizontul inferior al rocilor porfirogene, acesta este mai hălleflitic și are adesea intercalații lentiliforme de șisturi tufitogene strîns cutate, în contrast cu porfirogenul propriu-zis care prezintă cuchi largi. În bază acest orizont începe printr-un nivel de 15–30 m de șisturi sericitoase-cuarțitice cu feldspat, limonitizate și piritizate, iar

în partea lui superioară se încheie printr-un nivel mai gros de șisturi sericitoto-cloritoase ± albit.

Complexul terigen superior care este dispus peste complexul vulcanogen acid în regiunea Gemenea—Ostra (G. Pitulea¹⁾ 1964) și Bârnărel—Holdița (Mărceala Codarcă et al.²⁾ 1963), lipsește aici, fiind în schimb larg dezvoltat complexul terigen bazal, ceea ce arată că regiunea Pojorita—Valea Putnei—Giulmalău reprezintă o zonă de ridicare axială.

În ceea ce privește gnaisele porfiroide tip Pietrosul, nu se pot face precizări, întrucât ele nu apar decât în extremitatea sudică a regiunii, pe ramura pîrîului Roșiei, care izvorăște din versantul vestic al masivului Giulmalău, ca unic de-a lungul unei falii longitudinale majore și reprezintă probabil terminația nordică a dyke-ului de porfiroide tip Pietrosul cu caracterele lui bine cunoscute.

Subliniem că existența gnaiselor porfiroide de Pietrosul, în această regiune, n-a fost semnalată înaintea noastră.

Stratigrafia depozitelor sedimentare. Depozitele sedimentare sunt reprezentate prin gresii și conglomerate cuarțoase (Werfenian inferior), calcare, dolomite și calcare dolomitice (Werfenian superior—Anisian), jaspuri (Ladinian), gresii aptiene (?) și depozite cuaternare. Menționăm însă că aici sedimentarul (spre deosebire de corespondentul lui din masivul Rarău) și-a pierdut caracterul de cuvetă, apărînd doar sub formă de petece izolate. Conglomeratele și gresiile precum și jaspurile triasice, apar cu totul accidental, iar gresiile aptiene (?) au fost întlnite în general sub formă de fragmente, mai ales în valea Putnei (pe versantul ei drept, aval de gara Putna). Numai pe unul din afluenții de dreapta ai pîrîului Roșiei se întlnesc niște marnogresii cenușii, stînd anormal sub calcarele dolomitice verfenian superioare-anisiene. Cuaternarul este reprezentat doar prin depozite aluviale.

Rocile eruptive

Cristalinul din regiune este străbătut, de obicei discordant, de o serie de filoane eruptive bazice (diabaze, camptonite), a căror grosime rareori depășește 1 m. Asemenea filoane s-au întlnit pe pîrîul Timiș, Izvorul Roșia, affluentul de stînga al pîrîului Putnei aval de confluența cu pîrîul Văcăriei etc. Fragmentele de roci eruptive bazice se întlnesc frecvent în toată regiunea. În versantul stîng al Pîrîului lui Iacob, la 800 m de con-

¹⁾ G. Pitulea. Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea—Ostra, Comunicare 1964. Șed. Inst. Geol.

²⁾ Op. cit. pag. 108.

fluența sa cu valea Putnei, s-a urmărit aproape perpendicular pe cursul pîrîului, o denivelare — pe cca 900 m — de-a lungul căreia apare dezagregat pe loc un grus abundant de roci gabbroice care sugerează imaginea unui dyke ce se afundă în trepte spre N. Aceste roci gabbroice au constituit obiectul unei note comunicată de G. Pitulea în colaborare cu I. Mușat¹⁾ în anul 1964.

Elemente microtectonice

Elemente lineare. În regiunea Pojorîta—Valea Putnei—Giumalău, elementele lineare arată în general o cădere constantă spre NNW de 10—30°. Numai în zona de izvoare a pîrîului Surii și la S de pîrîul Chiliei, se întâlnesc căderi sudice care arată o puternică ridicare a structurii. Ridicarea structurii în această zonă este materializată nu numai de poziția elementelor lineare ci și de denivelări puternice de-a lungul unor falii transver-

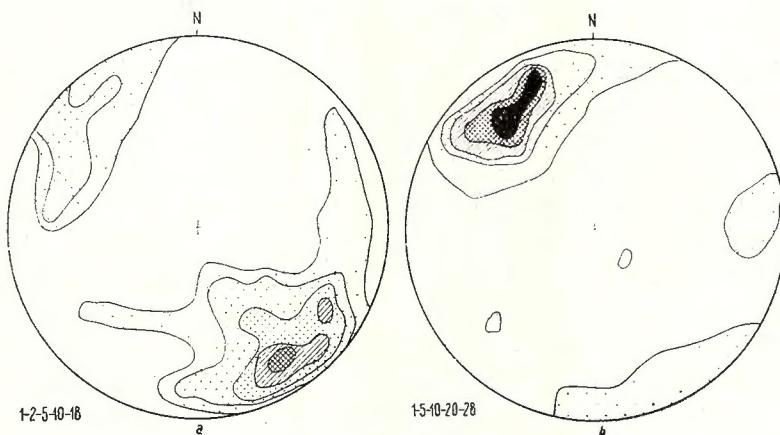


Diagramme cu elemente lineare.

a, în zona de izvoare a pîrîului Surii; b, la N de pîrîul Surii și pîrîul Chiliei.

Diagramme à éléments linéaires.

a, dans la zone des sources du ruisseau au Surii; b, au nord du ruisseau Surii et ruisseau Chiliei.

sale pe structură trădate de lipsa orizonturilor superioare ale complexului vulcanogen acid. În alte puncte ale regiunii nu se constată ondulații ale axului B al structurii, probabil și din cauza afundării ei generale în trepte către N, începînd de la N de cursul mijlociu al pîrîului Surii (vezi diagramele).

¹⁾ Op. cit. pag. 107.

Competența rocilor, cutarea, budinajul, sistozitatea de clivaj și de stratificație. Deoarece în lucrarea noastră asupra cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea—Ostra¹⁾ am dezvoltat pe larg aceste caractere și întrucât ele sunt similare și în regiunea Pojorîta—Valea Putnei—Giulmalău, pentru a nu ne repeta, le vom trata succint în același subcapitol. Ca și în regiunea Gemenea—Ostra rocile cele mai competente (hâlleflintele, rocile albe porfiogene, cuarțitele albe și negre) au dirijat cutarea, acestea formând cutede la ordinul zecilor de metri care scad apoi treptat pînă la ordinul centimetrilor în sisturile sericitoase și grafitoase. Local se întîlnesc în regiune cutede clivaj (pl., fig. 1). Stilul de cutare a fost cel de alunecare concentrică. Si aici vergența cutelor este în general vestică. Sistozitatea de stratificație este mai evidentă în rocile competente și seade treptat pînă aproape de dispariție în sisturile grafitoase. Densitatea clivajului axial crește treptat de la ordinul centimetrilor în porfiogene și cuarțite pînă la ordinul milimetrilor și submilimetrilor în sisturile grafitoase și sericitoase, în care se întîlnesc, frecvent, fenomene de budinaj.

Fisurile și faliile. S-au măsurat fisurile aproape în toate aflorimentele întîlnite. S-a constatat astfel existența a două sisteme principale de fisuri: un sistem paralel cu direcția generală a structurii (fisuri *hol*) și un al doilea sistem aproksimativ perpendicular pe ea (fisuri *ac*). Planul fisurilor *ac* este în general diferit de planul teoretic cu 10—15° (în mod excepțional pînă la 30°), atît pentru direcție cît și pentru înclinare. Fisurile *ac* sunt bine dezvoltate în cuarțitele negre (pl., fig. 2). În timpul mișcărilor post-metamorfice, fisurile au putut fi reluate generind fali perpendicular pe structură (fali *ac*), și fali paralele cu ea (fali *hol*). În regiunea studiată faliile sunt foarte frecvente. Planul faliilor longitudinale înclina atît spre E cît și spre W, de-a lungul lor producîndu-se uneori deplasări care capătă valori de solzi. Astfel în zona de izvoare a pîriului Roșia, de-a lungul unei fali longitudinale cu înclinări spre E, cristalinul stă în poziție anormală peste calcarele dolomitice triasice, care stau la rîndul lor peste marnogresii aptiene (?). Faliile transversale pe structură sunt în general apropiate de verticală, iar planele lor au valori care oscilează între 65—90° atît spre N cît și spre S. De-alungul lor s-au produs decroșări și deplasări pe verticală, care uneori capătă valori apreciabile. Subliniem însă că valoarea săriturilor compartimentelor faliante, este cu mult mai mare decit cea a decroșărilor. Ca vîrstă relativă, cea mai mare parte a faliilor longitudinale este mai veche decit cele transversale, acestea din urmă afectîndu-le.

¹⁾ Op. cit. pag. 110.

Structura majoră a regiunii

În regiunea Pojarita—Valea Putnei—Giumalău, structura respectă directia generală NNW—SSE caracteristică pentru toti Carpații orientali. Sisturile cristaline formează o serie de cute sinclinale și anticlinale reliefând o structură în sinclinoriu. Astfel, în partea de E a regiunii, de-a lungul Izv. Giumalău în complexul terigen, se schițează un anticlinal strâns, cu vîrgență vestică, avînd flancul de vest rupt de o falie longitudinală pe toată lungimea lui. La vest de anticlinalul Izv. Giumalău în complexul vulcanogen acid, se dezvoltă un sinclinal drept, care se poate urmări din valea Putnei (la E de confluența cu Pîrîul Frumos) pînă în zona de izvoare a pîrîului Cîrstei, unde este decroșat de o falie hkl , cu cca 400 m spre E, după care se urmărește spre S pînă în cursul mijlociu al văii Chiliei. Aici o falie transversală îl deplasează spre vest cu cca 300 m și poate fi urmărită pînă în cursul mijlociu al pîrîului Surii, unde o altă falie transversală ridică puternic structura, astfel că ieșe din fundament orizontul bazal al rocilor porfirogene strîns cutat. În acest compartiment, flancul estic al sinclinalului este rupt de o falie longitudinală (*hol*) după care, spre E, se dezvoltă un mic anticlinal în orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalății de șisturi grafitoase. În zona de izvoare a pîrîului Surii din nou o falie transversală afundă structura astfel că sinclinalul reapare și se menține pînă la limita sudică a regiunii (creasta Giumalău—Rarău).

Imediat mai la W de sinclinalul descris și paralel cu el, urmează un anticlinal rupt, care se afundă spre N. El pornește din dreptul confluenței pîrîul Putna—Pîrîul Frumos, trece peste creasta Raia și este apoi deplasat de o falie, spre W, după care se continuă pînă la S de pîrîul Chiliei, unde o falie „*ac*” îl retează din nou și nu mai apare decît la S de zona de izvoare a pîrîului Surii.

Acestui anticlinal îi urmează spre W, un sinclinal care are, spre S, aceeași evoluție. Si mai la W, de-a lungul pîrîului Timiș, în complexul terigen, se poate urmări un anticlinal care este întrerupt — la N de Poiana Sapele — de o falie transversală majoră. Pe flancul lui estic se dezvoltă orizontul inferior al rocilor porfirogene, flancat la rîndul lui de o falie longitudinală. Acest anticlinal este urmat spre W de un sinclinal strîns, care are în ax complexul vulcanogen acid și care este întrerupt spre S de aceeași falie majoră. În continuare spre W s-au surprins două cute minore (un anticlinal și un sinclinal) după care, de-a lungul văii Putna — unde are cursul N — S — se schițează un anticlinal major, pe flancurile căruia se dezvoltă nivelul bazal al cuarțitelor negre manganifere. Acest anticlinal este întrerupt și decroșat în dreptul Pîrîului lui Iacob de un sistem de fali

„ac” după care se poate urmări apoi la S de Izv. Roșia. Este posibil ca între anticinalul valea Putna și cel al văii Timiș, complexul terigen să mai fie deranjat de o serie de cută, care însă nu au putut fi surprinse din lipsă de aflorimente. La E de creasta Mestecăniș—Vf. Lat în complexul terigen se schițează un sinclinal larg (întrerupt de o mică cută anticlinală) cu vergență vestică, în axul căruia se dezvoltă partea inferioară a complexului vulcanogen acid. Acest sinclinal se urmărește până la limita sudică a regiunii. Aceste structuri sunt întrerupte de faliile transversale încit, uneori, dau imaginea unor cută în culise. Din cele expuse mai sus, reiese cît se poate de clar structura în sinclinoriu a regiunii.

Un rol important în alcătuirea actualului edificiu structural al regiunii, l-au jucat atât faliile transversale pe structură cît și cele longitudinale, care au produs și puternice denivelări. Astfel, la cca 600 m N de creasta Giumalău—Rărăuț, o falie transversală majoră care se urmărește aproape în toată regiunea, ridică puternic structura, încit iese din fundament orizontal inferior al rocilor porfiogene strins în cută de amplitudine mică, ceea ce-i dă o grosime aparentă de ordinul a 600—800 m. În această zonă ridicată s-au executat lucrări de explorare cu scopul de a surprinde mineralizațiile de sulfuri polimetalice tip Leșul Ursului. Acestui compartiment ridicat îi urmează, după o falie majoră transversală pe structură, imediat la N de pîrîul Surii, un altul mai coborât, în care se întâlnesc, incomplet însă, și orizontul superior al rocilor porfiogene. La N de cursul mijlociu al pîrîului Chiliei, de-a lungul unei alte falii transversale structura se afundă treptat până în valea Putnei. Afundarea se continuă și dincolo de paralela acestei văi până la Fundul Moldovei și poate și mai spre N (afirmăm aceasta deoarece aici, seria epimetamorfică capătă grosimi remarcabile). Un sistem de falii similare, (ac) decroșează sinclinalul de la E de creasta Mestecăniș—Vf. Lat. Importanța falii transversale a fost demonstrată de G. P i t u l e a¹⁾ și în regiunea Gemenea—Ostra. Faliile longitudinale în general mai vechi, inclină fie spre E, fie spre W. De-a lungul lor s-au produs deplasări pe verticală care aduc adesea în contact anormal diferențele serii și complexe separate. Astfel, în extremitatea estică a regiunii o falie majoră bordează limita vestică a mezozonei gnaiselor de Rărău care vine în contact tectonic cu partea inferioară a complexului vulcanogen acid. De-a lungul acestei falii care a funcționat în diferite epoci tectonice, s-a produs un accentuat retromorfism dinamic al micașisturilor și paragnaiselor, o intensă brecifiere a sisturilor epimetamorfice, precum și ridicarea din funda-
tul mezometamorfic al seriei gnaiselor de Rărău. Ceva mai la W, o altă

¹⁾ Op. cit. pag. 110.

falie longitudinală rupe flancul vestic al anticlinalului din Izv. Giumentău, astfel că pe cea mai mare parte a acestui pîrîu, jumătatea inferioară a complexului vulcanogen lipsește, complexul terigen venind în contact direct cu partea lui superioară. Pe versantul drept al pîrîului Timiș, o falie similară care se urmărește pînă aproape de valea Putnei aduce în contact anormal orizontul superior al rocilor porfirogene cu complexul terigen. Exemple similare se pot da în toată regiunea. Deși în general faliile longitudinale sunt mai vechi, s-a putut determina și faliile mai tinere decît Cretacicul mediu (falia din zona de izvoare a pîrîului Roșia, de-a lungul căreia cristalinul și calcarele dolomitice verfenian superioare—anisiene stau normal peste marno-gresii aptiene (?).

Faliile longitudinale (hol) sunt importante întrucât ele au putut constitui, în zona cristalino-mezozoică din Carpații orientali, căi de acces pentru soluțiile hidrotermale.

Problema mineralizațiilor din regiune

Mineralizațiile din regiunea Pojorîta— Valea Putnei— Giumentău și în special cele de sulfuri polimetalice, au constituit obiectul a numeroase lucrări miniere. Urme de lucrări vechi executate înainte de primul război mondial de societăți particulare (Manz) se găsesc în mai multe puncte ale regiunii. Astfel, în malul stîng al văii Putnei, chiar în comuna Pojorîta, este săpată galeria Sf. Ana, iar în pîrîul Minerilor, galerile Cristelhimelfarth și Malachit. Galerii vechi se găsesc aproape pe toți afluenții de stînga ai pîrîului Surii (Alboiu, Corlătan, Fîntîinele, Cămara, Stegiu etc.), precum și în pîrîul Chiliei (galerile Venus, Saturn, Jupiter, Zubau).

În anii din urmă au fost executate lucrări de cercetare geologică dintre care unele au interceptat minereu compact complex și minereu compact piritos, tip Leșul Ursului, dar cu grosimi mici (15—35 cm) și caracter discontinuu, iar altele numai zone de impregnații cu pirită și foarte rar calcopirită. Prospecțiunile geofizice (electrometrice și magnetice) efectuate în zona lucrărilor miniere executate pentru cercetarea mineralizațiilor premetamorfice din regiune, au conturat anomalii fără importanță.

Prin cercetările noastre am urmărit să explicăm cazurile rezultatelor slabe din punct de vedere economic obținute cu lucrările miniere executate în regiunea de la S de Pojorîta cu toate că spre N la Fundul Moldovei și la S la Leșul Ursului, mineralizațiile de sulfuri polimetalice legate de complexul vulcanogen acid — bine deschis și în regiunea Pojorîta — au o largă dezvoltare.

Rezultatele slabe obținute în regiune s-ar putea explica prin caracterul discontinuu al acestor mineralizații. Descifrarea stratigrafiei șisturilor cristaline ne-a dus însă la concluzia că în complexul vulcanogen acid din regiune, se individualizează două nivele de care sunt legate mineralizații, fiecare în baza celor două orizonturi de roci porfirogene. Dintre acestea nivelul superior pare să fie cel de care sunt legate concentrațiile de sulfuri polimetalice de la Leșul Ursului și Fundul Moldovei, cel inferior fiind lipsit de importanță.

Cercetările noastre au arătat că cea mai mare parte a lucrărilor din regiune (lucrările din părțile : Surii, Minerilor, Chiliei etc.) au fost amplasate într-o zonă de ridicare axială dublată de o puternică denivelare a complexului vulcanogen de-a lungul unor falii transversale (înind seamă de succesiunea stratigrafică apreciem această denivelare între 500—700 m), astfel că zonele de imbogățire care apar la Leșul Ursului și Fundul Moldovei au fost îndepărtate prin eroziune, mineralizațiile interceptate de lucrările geologice în regiunea Pojorîta reprezentând numai zonele de efilare și de sărăcire ale acestora, atât pe direcție cât și pe înclinare. Spre N regiunea se afundă în trepte pînă în valea Putnei (credem că valea Putnei curge de-a lungul unei falii transversale pe structură), iar încă mai la N afundarea continuîndu-se, perspectivele eventuale de a se regăsi mineralizația pot să apară între valea Putnei și Fundul Moldovei. Galeria Sf. Ana din malul stîng al pîrîului Putnei care este săpată în nivelul din baza orizontului superior al porfirogenelor a arătat indicații interesante în acest sens.

Datele obținute prin lucrările de explorare a zăcămintelor Leșul Ursului și Fundul Moldovei vin să confirme concluziile noastre întrucît și aici mineralizația este mai bogată acolo unde structura se afundă treptat (spre SW la Leșul Ursului și spre NW la Fundul Moldovei) de-a lungul unor sisteme de falii oblice și perpendiculare pe structură (Groșu et al.)¹⁾. Din lucrările acestor autori se desprinde concluzia că zonele de sărăcire a mineralizațiilor de la Leșul Ursului și Fundul Moldovei sunt legate tocmai de compartimentele ridicate.

În regiune sunt și indicații de mineralizații hidrotermale, care credem că sunt singurele ce ar putea prezenta interes economic. Astfel pe halda

¹⁾ A. Groșu, B. Ionescu, I. Isailă și N. Isailă. Premize geologice pentru cercetarea perspectivelor de minereuri de sulfuri din regiunea cuprinsă între zăcămintul Leșul Ursului și Fundul Moldovei, fundamentarea lucrărilor de cercetare. Simpozionul geologic de la Vatra Dornei. Martie 1965. A. Groșu, I. Isailă și N. Isailă, Zăcămintul Fundul Moldovei, imaginea sa actuală și perspectivele pe care le poate oferi. Simpozionul geologic Vatra Dornei.. Martie 1965.

unui puț vechi din pîrîul Surii am întîlnit minereu format dintr-o masă brecioasă de cuarț și fragmente de cuarțite cimentate cu filonașe și cuiburi de calcopirită asemănătoare cu mineralizația de la Gemenea—Slătioara. (V. I a n o v i c i et al. 1957), ceea ce confirmă că această fractură longitudinală are extindere mare spre N. Datele recente obținute la Delnița—Fundul Moldovei¹⁾ unde s-au întîlnit prin foraje—de-a lungul unei falii similare—mineralizații de sulfuri complexe, după cît se pare hidrotermal-metasomatic, vin să întărească această concluzie. De-a lungul crestei Mestecăniș, se dezvoltă un filon de cuarț pe o distanță de peste 1 km (este citat de T h. K r ä u t n e r încă din 1930) rupt de frecvențe falii ce au generat brecifieri intense, de care sunt legate zone cu limonitzări și urme de sulfuri levigate. Întrucît asemenea cuarțuri pot constitui „căciula” unor filoane de sulfuri, ca depuneri terminale ale unor manifestații hidrotermale, ne-am pus problema dacă nu este posibil ca în zone mai profunde să existe concentrații de sulfuri polimetalice, interesante economic. Într-adevăr, cu ocazia săpării tunelului de cale ferată Mestecăniș care traversează filonul de cuarț la cca 125 m sub zona de aflorimente, s-a interceptat—la cca 600 m de gura lui din spre Iacobeni—un filon de pirită de cîțiva metri grosime²⁾.

Cîteva fragmente de minereu, format din pirită cu rare vinișoare de calcopirită, în gangă de cuarț, colectate de noi din pîrîul Puciosul, care au provenit de pe halda tunelului, par să confirme supozиțiile noastre. Nu posedăm încă datele analizelor chimice. În schimb analizele chimice pentru aur din probele colectate în 1963 (am fost asistat de I. Mușat)—din zona de afloriment au arătat concentrații nesemnificative.

În ceea ce privește mineralizațiile de mangan asociate cuarțitelor negre din regiune, menționăm de la început că nu prezintă importanță economică. Din cauza gradului avansat de acoperire a părții de W a regiunii, nu se observă nici o deschidere la zi de cuarțite negre manganifere. În schimb, pe ambii versanții ai văii Putnei, imediat la S de comuna valea Putnei, se găsesc trei galerii vechi pe a căror halda se văd fragmente de cuarțite negre slab manganifere (analizele chimice au indicat un conținut de 5—7% MnO₂). Lucrările de cercetare au arătat că este vorba de două lentile de cuarțite manganifere care se efilează dispărind după cîteva zeci de metri.

¹⁾ G. h. Bîgu, G. h. Boțoman, E. Crudu. Date preliminare asupra mineralizațiilor de la Dolnița. Simp. geol. de la Vatra Dornei. Martie 1965.

²⁾ Informație verbală (1963) de la E. Antonescu și directorul Intr. Miniere Gura Humor și mai mulți locnici.

IV Concluzii

Regiunea Pojorîta—Valea Putnei—Giumalău reprezintă o zonă de ridicare axială, astfel că partea superioară a seriei epimetamorfice, separată în alte regiuni, lipsește aici. Aceste șisturi formează o structură în sinclinaliu, de la E către W apărînd o serie de cute sinclinale și anticlinale, orientate în general NNW—SSE. Ondulații ale axei B a structurii se întâlnesc numai în zona pîrîul Surii și pîrîul Chiliei, înspre N acesta avînd constant căderi nordice. În general sensul vergenței este vestic. Atât formațiunile cristalofiliene cît și cele sedimentare, au fost afectate de două sisteme de falii : un sistem mai vechi paralel cu structura și altul mai nou, perpendicular pe ea. De-alungul acestor falii care au funcționat probabil în toate epocile tectonice care au afectat regiunea, au avut loc deplasări pe verticală care au condus — în partea de E a regiunii — la ridicarea seriei gnaiselor de Rarău din fundamentul mezometamorfic, iar în partea centrală — în zona explorărilor miniere din pîrîul Chiliei, pîrîul Surii, pîrîul Minerilor — la ridicarea seriei epimetamorfice, astfel că zonele de mineralizații tip Leșul Ursului legate de complexul vulcanogen acid, au fost îndepărtate prin eroziune. Aceasta întrucît caracterul lenticular pe orizontală al acestor mineralizații, credem că se repetă și pe verticală.

Mai spre N, structura se afundă în trepte și considerăm că devine interesantă abia de la paralela Văii Putnei. Cele două nivele de șisturi cuarțitice sericitoase limonizate și piritizate din baza ambelor orizonturi de roci porfirogene, și în special cel din baza orizontului superior, este posibil să reprezinte însuși nivelul de mineralizații tip Leșul Ursului—Fundul Moldovei, dar într-o zonă de efilare a acestuia și de sărăcire aproape totală.

Generalizînd observațiile noastre referitoare la mineralizațiile premetamorfice din regiunea Pojorîta ValeaPutnei—Giumalău la toată zona cristalino-mezozoică din Carpații orientali, am ajuns la concluzia că lipsa lor în zone întregi situate de-alungul marelui aliniament Bălan—Leșul Ursului—Fundul Moldovei—Burloaia—Vaser—Catarama, nu se datorește numai efilării lor pe direcție. Un rol important l-au jucat atîț tectonica disjunctivă care a generat o serie de compartimente ridicate, unde mineralizația a putut fi îndepărtată prin eroziune, cît și ondulațiile axului major al structurii, ceea ce a dus la apariția unor afundări și ridicări axiale succeseive. Credem că aceste elemente trebuie să fie luate în considerație în timpul prospectării și explorării mineralizațiilor premetamorfice din această unitate a Carpaților românești.

EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

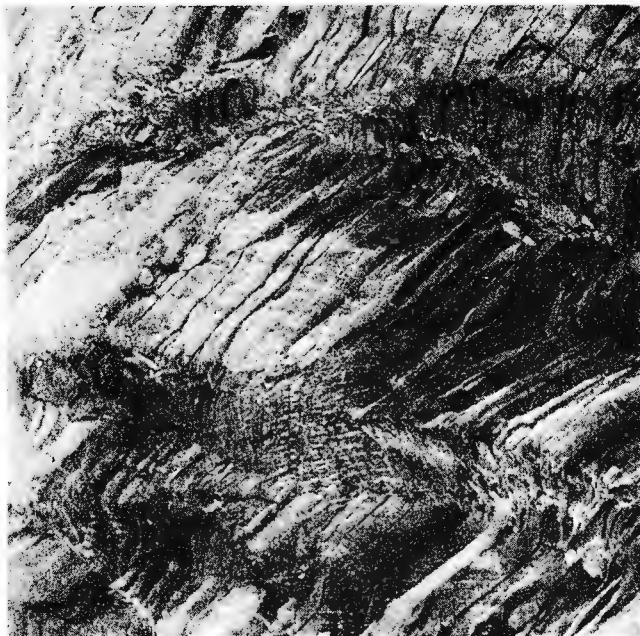
Fig. 1. — Cută de clivaj de fractură în șisturi sericito-cloritoase (Valea Putnei).

Plis de clivage de fracture dans des schistes séricito-chloriteux (Valea Putnei).

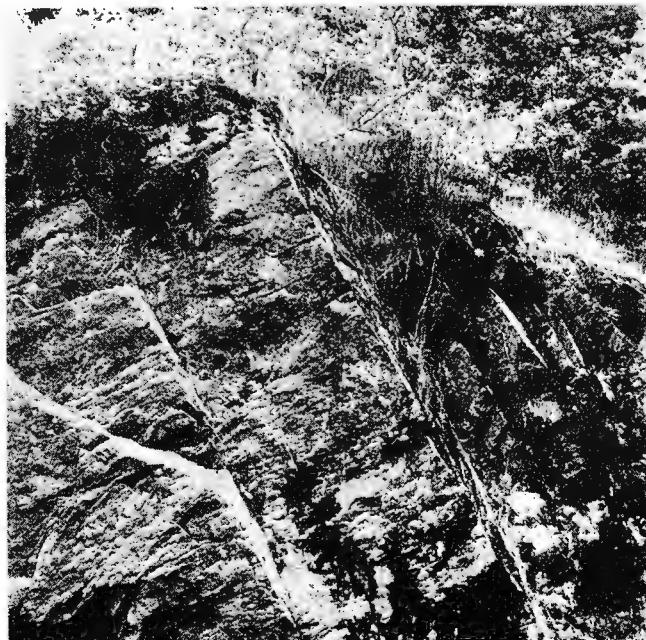
Fig. 2. — Fisuri ac în cuarțite negre (Valea Putnei).

Fissures *ac* dans des quartzites noirs (Valea Putnei).

G. PITULEA. Regiunea Pojorîta—Valea Putnei—Giumalău.



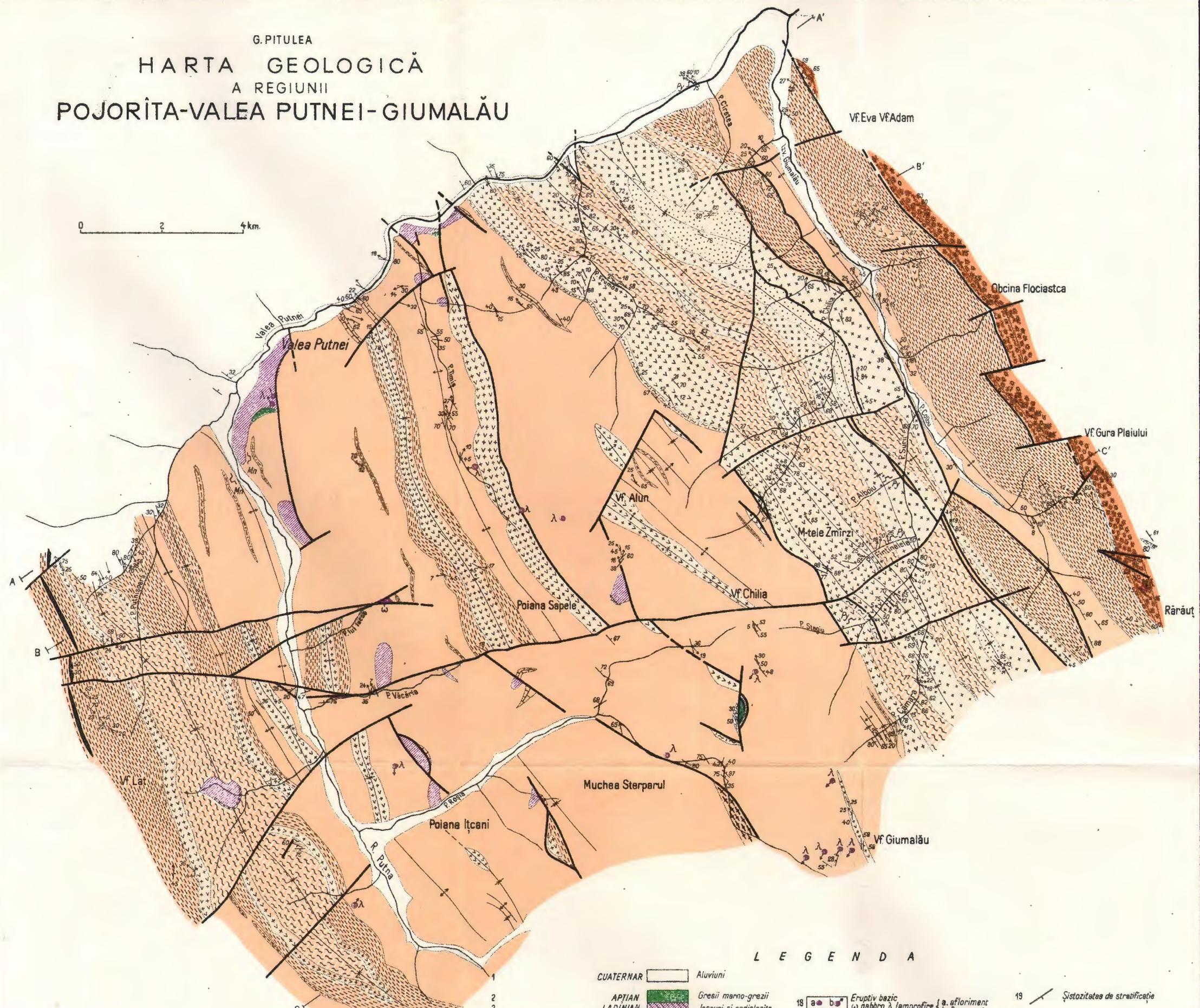
1.



2.

G. PITULEA
HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
POJORÎTA-VALEA PUTNEI-GIUMALĂU

0 2 4 km.



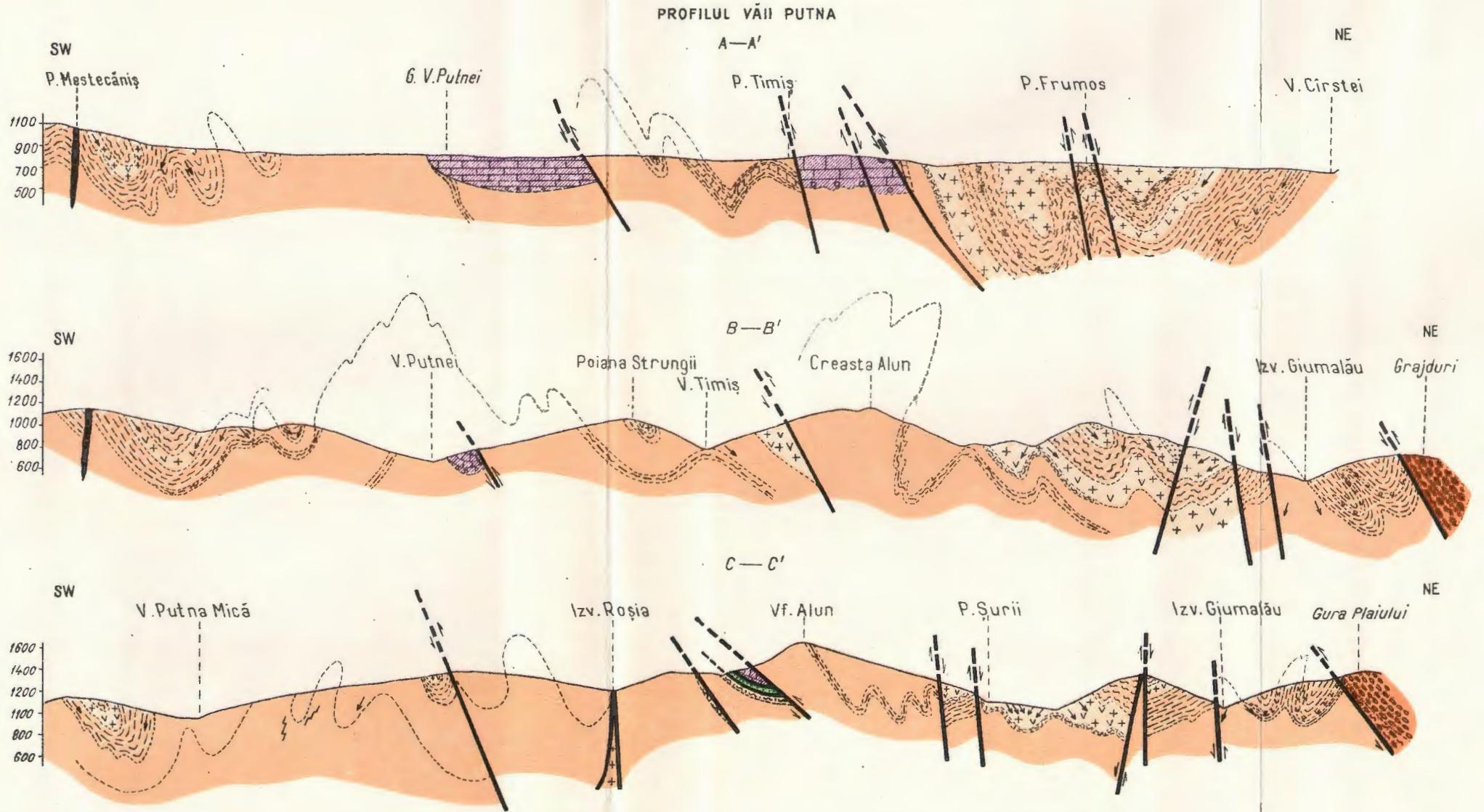
L E G E N D A

CUATERNAR		Aluvioni	
1		Gresii marno-grezii	18 a b Eruptiv bazic
2		Jaspuri și radolare	cu gabro și amfipirore (a. afioriment
3		Dolomite, calcare dolomitice	(b. fragment)
4		Conglomerate și gresii	
5			
APTIAN		a. Nivelul sisturilor sericito-cloritoase ± albite	
LADINIAN		b. Rocile albe porfirogene, hâlfelinte, sisturi tufogene și tufitogene	
WERFENIAN SUP.-ANISSIAN		c. Nivelul sisturilor sericito-cloritoase cu quartice limonizante ± piritizări	
WERFENIAN-INF.		d. Sisturi sericito-cloritoase cu porfiroleaste de albit	
SISTURILE SERICITO-CLORITOASE		e. Sisturi sericito-cloritoase	
I COMPLEXUL VULCANOGEN ACID		a. Rocile albe porfirogene, porfirogene gri-verzuie compacte cu lentile de feldspat, sisturi tufogene	
II COMPLEXUL TERIGEN		b. Nivelul sisturilor sericitoase cu quartice limonizante ± piritizări	
III COMPLEXUL TERIGEN		c. Nivelul sisturilor verzi tufogene bazice	
IV SERIA MEZOMETAMORFICĂ		d. Sisturi sericito-cloritoase ± albit, sisturi cloritoase, sisturi sericito-cuartice	
SERIA EPIMETAMORFICĂ		Nivelul cuartitelor negre grafitoase (sup.)	
V SERIA METAMORFICĂ		Nivelul sisturilor calcareoase și al calcarelor cristaline	
VI SERIA METAMORFICĂ		Nivelul cuartitelor negre grafitoase (inf.)	
VII SERIA METAMORFICĂ		Sisturi sericito-grafitoase, sisturi cuartitice sericito-cloritoase, sisturi grafitoase, etc.	
VIII SERIA METAMORFICĂ		Nivelul cuartitelor negre cu mangan	
IX SERIA METAMORFICĂ		Gneise portfirante tip Pietrosu	
X SERIA METAMORFICĂ		Pareagne și mica-sisturi retrometamorfice	
XI SERIA METAMORFICĂ		Gneise de Rărău	
XII SERIA METAMORFICĂ		Filoane de cuart	
XIII SERIA METAMORFICĂ		Galerii vechi Py-sulfuri complexe Mn-mineralizații de mangan	
XIV SERIA METAMORFICĂ		Sistozitate de stratificatie	
XV SERIA METAMORFICĂ		Sistozitatea de clivaj	
XVI SERIA METAMORFICĂ		Sistozitatea de stratificatie combinata cu elemente linare	
XVII SERIA METAMORFICĂ		Inclinarea exului B	
XVIII SERIA METAMORFICĂ		Fali	
XIX SERIA METAMORFICĂ		Anticinal	
XX SERIA METAMORFICĂ		Sinclinal	
XXI SERIA METAMORFICĂ		Linie de profil	
XXII SERIA METAMORFICĂ		Galerii vechi Py-sulfuri complexe Mn-mineralizații de mangan	
XXIII SERIA METAMORFICĂ		Filoane de cuart	

G. PITULEA

PROFILE GEOLOGICE TRANSVERSALE PE STRUCTURA CRISTALINULUI
DIN REGIUNEA POJORITA-V. PUTNEI-GIUMALĂU

1000 m

**LEGENDA**

1	APTIAN(?)	Gresii, marno-gresii
2	LADINIAN	Jaspuri și radilarite
3	WERFENIAN SUP-ANISSIAN	Dolomite, calcare dolomitice
4	WERFENIAN INF.	Conglomerate și gresii silicioase
5	Orizontul rocelor porfirogene superioare	a Nivelul sisturilor sericito-cloritoase ± albăt
6	Orizontul sistemelor sericito-cloritoase cu albăt și intercalatii de sisturi grafitoase	b Roce albe porfirogene, haloflinte, sisturi tufoogene și tufitogene
7	Orizontul rocelor porfirogene inf	c Nivelul sisturilor sericito-cloritoase cuartilitizate + piritizate
8	Orizontul sistemelor sericito-cloritoase cu albăt și intercalatii de sisturi tufogene acide	a Nivelul sisturilor grafitoase
9		b Sisturi sericito-cloritoase cu porfir oblaște de albăt
10		c Roci albe porfirogene gri-verzui compacte cu lentele de feldspat, sisturi tufogene acide
11		d Nivelul sisturilor sericitoase cuatitice limonitizate + piritizare
12		e Nivelul sisturilor sericito-cloritoase cu albăt, sisturi sericito-cuartilitice
13		f Nivelul cuatitelor negre grafitoase (sup)
14		g Nivelul sisturilor calcareoase și al calcarelor cristaline
15		h Nivelul cuatitelor negre cu mangan
		i Sisturi sericitografitoase, sisturi cuatitice sericito-cloritoase, sisturi grafitoase etc.
		j Nivelul cuatitelor negre cu mangano
		k Gnaise porfiroidice tip Pietrosu
14	Paragnaise și mica-sisturi retramorfe	
15	Gnaise de Rărău	
	Filon de cuarț cu rare piritizări	
	Valoarea înclinării gisozității destratificare	
	Folie	

Indicațiile care ar putea prezenta un interes economic, sunt mineraлизаțiile hidrotermale tip Gemenea -- Slătioara, întâlnite în P. Surii și cele din Tunelul Mestecăniș.

BIBLIOGRAFIE

- A tan a siu I. (1928) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului (Neamț). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XIII. București.
- Bercia I., Gurău A. (1961) Practica geologică. Vol. II Prospecțiuni microtectonice. Ed. Tehnică. București.
- Buțureanu V. (1911 a) Étude pétrographique sur les roches eruptives filoniennes du massif cristallin Broșteni. *Lab. de Min. et Petr. Univ. Jassy.*
- Buțureanu B. (1916 b) Masivul cristalin de la Broșteni. *An. Acad. Rom. Ser. II-38. Mem. Sect. St.*, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Știopol V., Minzăraru L. (1957) Studiul fiziografic al zăcământului de sulfuri polimetale de la Gemenea. *An. Univ. C. I. Parhon. București Ser. St. Nat.* nr. 16. Ed. Tehnică.
- Kräutner Th. (1929 a) Cercetări geologice în cuveta marginală a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XIV. București.
- Kräutner Th. (1930 b) Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV. București.
- Paul K. M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrsb. d. k. k. geol. Reichstalt.* XXVI.
- Savul M., Ianovici V. (1957) Chinișmul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței. *Acad. R.P.R. Bul. St. Sect. Geol.-Geogr.* Tom. II. nr. 1. București.
- Savul M., Mastacan H. (1952) Contribuționi la cunoașterea gnaiseelor porfioide din Carpații orientali. *Acad. R.P.R. Bul. St. Sect. Biol.-Geol-Geogr.* Tom. IV. nr. 2. București.

CONSIDÉRATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS CRYSTALLOPHYLLIENNES ET DES MINÉRALISATIONS DE LA RÉGION POJORITA—VALEA PUTNEI—GIUMALĂU

PAR

G. PITULEA

(Résumé)

La région Pojorita—Valea Putnei—Giumalău est située dans les Carpathes Orientales au SW de Cîmpulung Moldovenesc. Elle est constituée par des formations cristallophylliennes, dépôts sédimentaires triasiques, crétacés et quaternaires et par des roches éruptives filoniennes basiques. Les formations cristallophylliennes sont représentées par une série méso-

zonale, formée des gneiss oeillés de Rarău, micaschistes et paragneiss qui présentent partiellement des phénomènes de rétromorphisme dynamique (comme cette série est intensément tectonisée on ne saurait en établir la succession stratigraphique et l'épaisseur réelle) et par une série épimétamorphique dans laquelle deux complexes ont été séparés : un complexe terrigène en base (400—500 m épaisseur visible) et un complexe volcanogène acide à la partie supérieure (600—800 m). Dans le complexe terrigène un niveau basal est individualisé de quartzites noirs graphiteux séparés par un niveau de schistes calcaires qui passent latéralement à des calcaires cristallins véritables. Dans le complexe volcanogène acide on a séparé en base un horizon de schistes séricito-chloriteux \pm albite (100—200 m) dans lequel s'individualise un niveau de 15—25 m de schistes tuffitogènes basiques. Suit l'horizon des roches porphyrogènes inférieures (80—200 m) qui commence par un niveau de schistes sériciteux quartzitiques limonitisés et pyritisés (10—15 m). Au-dessus de cet horizon se dispose celui des schistes séricito-chloriteux à intercalations de schistes séricito-chloriteux \pm porphyroblastes d'albite, schistes tuffitogènes-basiques et schistes graphiteux (200—300 m). Le complexe volcanogène acide s'achève par l'horizon supérieur des roches porphyrogènes (150—250 m) ayant en base un autre niveau de schistes sériciteux quartzitiques limonitisés et pyritisés (15—30 m) et s'achève par un niveau de schistes séricito-chloriteux \pm albite.

Les éléments linéaires indiquent un affaissement graduel de la région vers le N, des ondulations de l'axe B étant rencontrées uniquement dans la zone ruisseau Surii, Chilia et ruisseau Minerilor.

Les schistes épimétamorphiques forment toute une série de plis synclinaux et anticlinaux à vergence généralement occidentale, en esquisant une structure typique de synclinorium. La région est affectée par deux systèmes de failles et fissures, parallèles et perpendiculaires à la structure qui produisent des dénivélations notables, de sorte que les diverses séries et complexes sont en contact anormal. Le long de ces failles la mésozone des gneiss de Barău s'est soulevée du soubassement mésométamorphique avec 1 500 m environ, et dans la zone Ruisseau Surii et Chilia où ont été emplacés des travaux miniers, le complexe volcanogène acide est exondé de 600 à 800 m environ.

Les minéralisations de la région sont représentées par des sulfures polymétalliques du type Leșul Ursului et par des oxydes de manganèse du type Iacobeni. Des deux niveaux de schistes pyritisés séparés dans la base des deux horizons de roches porphyrogènes, celui supérieur repré-

sente probablement le niveau des minéralisations de sulfures polymétalliques de Fundul Moldovei (vers le N) et Leșul Ursului (au S). L'absence des concentrations intéressantes au point de vue économique s'explique par le soulèvement axial de la structure et des fortes dénivélations engendrées par les failles transversales, de sorte que les minéralisations étudiées dans les galeries et forages, représentent les zones d'effilage et appauvrissement quasi-total tant en direction qu'en pendage de Leșul Ursului et Fundul Moldovei, les éventuelles concentrations d'intérêt économique disparaissant par suite de l'érosion. Les minéralisations de manganèse ne présentent pas d'intérêt économique vu le petit pourcentage de MnO₂ ainsi que leur développement très réduit.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DES COUPES GÉOLOGIQUES

Carte géologique de la région Pojorita — Valea Putnei — Giumalău,

Série mésoinémetamorphique 1, grès et marno-grès aptiens; 2, jaspes et radiolarites ladinien; 3, dolomies calcaires et calcaires dolomitiques Werfénien supérieures Anisien; 4, conglomérats et grès werfénien inférieur; 5, horizon des roches porphyrogènes supérieures; 6, horizon des schistes séricito-chloriteux à intercalations de schistes graphitiques; 7, horizon des roches porphyrogènes inférieures; 8, horizon des schistes séricito-chloriteux à porphyroblastes d'albite intercalations de schistes tuffitogènes basiques; 9, niveau des quartzites noirs graphitiques supérieurs. Complexe volcanogène acide; 10, niveau des schistes calcaires et des calcaires cristallins; 11, niveau des quartzites noirs graphitiques inférieurs; 12, niveau des quartzites noirs manganèse; 13, gneiss porphyroïdes type Pietrosu; 14, paragneiss et micaschistes rétromorphes. Série épimétamorphique. Complexe terrigène. 15, gneiss de Rarău; 16, Eruptif basique: ω gabro; λ lamprophyres.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

METAMORFISMUL CALCARELOR LA CONTACT CU
OFIOLITELE DE LA CĂPÎLNĂS (VALEA MUREȘULUI)¹⁾
DE
H. SAVU ²⁾

Abstract

Metamorphism of Limestones at the Contact with the Căpîlnăs Ophiolites (Mureș Valley). The metamorphism of limestones inserted among ephiolitic lavas is discussed. Their metamorphism take place due to the temperature (800 and 400° C) disengaged by some dolerites intruded as sills and to the residual solutions. So it results skarns ; for their formation the solutions introduced Si, Al, Fe, Na and Mn.

Introducere. În anul 1957 ³⁾ am cartat la scară 1 : 20.000 regiunea colinară de la sud de rîul Mureș, cuprinsă între Căpîlnăs și Căprioara. Între curgerile de ofiolite din partea de vest a regiunii cercetate am întîlnit intercalări de calcare metamórfizate, a căror descriere o vom prezenta mai jos.

Cercetările geologice anterioare au privit regiunea în ansamblu. Astfel, primele date geologice mai exacte se datorează lui O. Kadîč (1906), care deosebește aici roci eruptive bazice, granite și andezite neogene. Între rocile sedimentare descrie formațiuni ce aparțin Doggerului, Portlandianului, Cretacicului inferior, Cretacicului mediu și Neogenului.

E. P i n k e r t (1907) se ocupă de rocile eruptive neogene prezintând cîteva analize chimice și anume, pentru un andezit cu augit și olivină, un andezit cu amfiboli și biotit și pentru un trahit (andezit cu biotit).

¹⁾ Comunicare în sedință din 22 ianuarie 1965.

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

³⁾ H. S a v u, 1957. Raport asupra lucrărilor geologice din masivul Drocea (Munții Apuseni). Arh. Com. Geol.

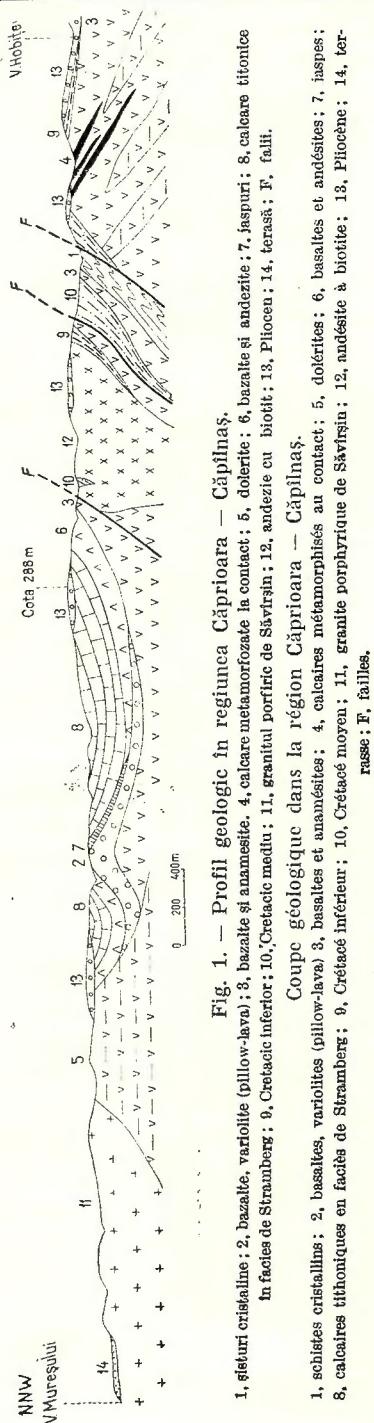


Fig. 1. — Profil geologic în regiunea Căpâlnaş — Căpâlnaş.
1, sisturi cristaline; 2, bazalte, variolite (pillow-lava); 3, bazalte și anamesite; 4, calcare metamorfozate la contact; 5, dolerite; 6, bazalte și andezite; 7, jaspuri; 8, calcare titonice în facies de Stramberg; 9, Cretacic inferior; 10, Cretacic mediu; 11, granit portof de Săvîrşin; 12, andezite cu biotit; 13, Pliocen; 14, terasă; F, falii.
Coupé géologique dans la région Căpâlnaş — Căpâlnaş.
1, schistes cristallins; 2, basaltes, variolites (pillow-lava); 3, basaltes et anamesites; 4, calcaires métamorphisés au contact; 5, dolérites; 6, basaltes et andésites; 7, jaspes; 8, calcaires titoniques en facies de Stramberg; 9, Crétacé inférieur; 10, Crétacé moyen; 11, granite porphyrique de Săvîrşin; 12, andésite à biotite; 13, Pliocène; 14, terrasse; F, failles.

Mai tîrziu, V. Papiu (1954) cercetînd aceeași regiune descrie sisturi cristaline, diabaze care au erupt subaerian, calcară titonice în facies de Stramberg, depozite cretacice inferioare de vîrstă valanginian-hauteriviană sau aptiană, depozite care ar apartine Cretacicului superior și formațiuni neogene. Descrie, de asemenea, roci banatitice care ar ține probabil de masivul de la Săvîrşin și roci eruptive neogene, între care deosebește andezite cu biotit și andezite cu amfibol și piroxen.

Considerații geologice generale

Regiunea cercetată de noi, situată la sud de Mureș, reprezintă continuarea spre SW a formațiunilor mezozoice din munții Drocea. Fundamentul său este alcătuit din sisturi cristaline de tipul celor din munții Poiana Rusă, metamorfozate în condițiile faciesului de sisturi verzi. Ele apar aici de sub formațiunile mai tinere în lungul unor solzi deversați spre SSE (fig. 1) și sunt alcătuite din clorito-sisturi cu epidot și albit, clorito-sisturi carbonatice și sisturi sideritice.

Peste acest fundament vechi repauzează roci vulcanice bazice, care reprezintă magmatismul inițial al geosinclinalului mezozoic al Mureșului, a cărui arie se dezvoltă spre nord. Acestea încep să erupă în prima parte a Jurasicului, cînd vin bazalte, variolite, anamesite, dolerite și gabbouri (erupțiile antekimerice) și se continuă în Jurasicul superior și în Cretacicul inferior cu andezite, oligofire, ortofire, dacite și riolite (porfire), care aparțin erupțiilor kimerice noi (H. Savu, 1962).

În bazinul Văii Plumbului apar între curgerile de bazalte de la sud de Căprioara, intercalații subțiri (1—2 m grosime) de gresii arcoziene, de calcare marmoreene și filoane de porfire breciate. Rocile arcoziene remaniază elemente de porfire cuarțifere violacee, ce se deosebesc net de porfirele cretacice. Atât rocile cu elemente eruptive, cât și calcarele marmoreene, considerăm că aparțin Liasicului sau Doggerului (Kadič, 1906), ele deosebindu-se de oricare altă rocă mesozoică din regiune.

Deasupra rocilor ofiolitice se dezvoltă în partea de nord a regiunii calcare titonice care alternează în bază cu vulcanite bazaltice și andezitice sincrone. Calcarele alcătuiesc un vast sinclinal orientat aproape E—W (fig. 1). În aceste formațiuni autorii anteriori (Kadič, 1906), (Papiu, 1954) au găsit forme de *Nerinea* și de Coralieri. S-a presupus că deși calcarele sănt portlandiene, partea lor superioară, care conține Crinoizi, ar reprezenta baza Neocomianului.

Uneori apar în baza calcarelor și mici intercalații de jaspuri cenușii cu radiolari, cum și jaspuri și argile roșii care se găsesc în baza depozitelor cretacice inferioare.

Depozite cretacice inferioare se întâlnesc la sud de linia de solzi și sănt reprezentate prin jaspuri, marne, marnocalcare și calcare cu material tufogen.

Analizând formațiunile menționate pînă acum, constatăm că în această zonă se situa rama de sud a geosinclinalului Mureșului. Din această cauză, condițiile marine au variat cu timpul, astfel că găsim acum de exemplu, calcare depuse la început mai la sud, în timpul Portlandianului în zona de la nord, iar depozitele Cretacicului inferior, formate după faza de inversiune a eugeosinclinalului, se depun din nou mai la sud.

În zona de la sud de sinclinalul de calcare titonice, repauzează peste ofiolite și peste depozitele sedimentare descrise mai sus, formațiuni sedimentare ce aparțin Cretacicului mediu. Ele sănt reprezentate în bază printr-un orizont roșu alcătuit din gresii și conglomerate, care remaniază granite porfirice și aplite, roci ce conțin biotit, muscovit și microclin, ele provenind probabil din rocile intrusive paleozoice de la vest. Deasupra apare un orizont de conglomerate cu elemente de șisturi cristaline și gresii calcaroase sau calcare detritogene cu *Orbitolina lenticularis* (Papiu, 1954).

Rocile ofiolitice din partea de nord sînt străbătute de intruziunea granitului larg porfiric de Săvîrşin¹⁾, care aparține magmatismului banatitic, subsecvent.

Pe linia de solzi din zona centrală a regiunii s-au produs eruptiuni vulcanice neogene, care au adus andezite cu biotit și andezite cu amfiboli și piroxen. Ulterior, toată partea de sud a regiunii a fost invadată de depozite sedimentare neogene.

Din punct de vedere tectonic, constatăm că structurile de pe această ramă sudică a vechiului geosinclinal mezozoic sînt orientate pe direcția aproximativ ENE–WSW. După cum rezultă și din profilul geologic (fig. 1), o primă mișcare orogenică s-a realizat la sfîrșitul Jurasicului, cînd a început și formarea sinclinalului de calcare. În timpul mișcărilor austrice sînt cutate și depozitele Cretacicului inferior, peste care vine transgresiv Cretacicul mediu.

Cretacicul mediu este prins la rîndul său în solzii din partea centrală a regiunii. Rezultă de aici că acești solzi, datorită căroră șisturile cristaline sînt scoase din fundament și împinse spre SSE ca și ofiolitele de deasupra lor, s-au format în timpul mișcărilor laramice.

Date petrografice și mineralogice

Metamorfismul calcarelor sub acțiunea „diabazelor” a fost menționat anterior și de V. Papiu (1954) și a fost descris de noi pe scurt în anul 1957. După cum am mai arătat, aceste calcare se găsesc ca intercalării subțiri (0,5–2 m) între ofiolitele de pe pîrul Plumbului. Aceste ofiolite sînt alcătuite din bazalte și anamesite. Atât în zona cu intercalării de calcare, cât și în restul regiunii, se întîlnesc silluri de dolerite care străbat rocile efusive bazice.

Rocile ofiolitice proaspete sînt alcătuite din baghete de plagioclaz bazic (An 50–60) ce formează structura ofitică, în ale cărei interstiții se găsesc cristale de augit, adesea titanifer și granule de magnetit. În compoziția bazaltelor participă și o oarecare cantitate de sticlă, care predomină în roca ce vine în contact direct cu calcarele (fig. 2).

Toate aceste roci bazice au fost afectate de soluții postmagmatische care au condus la diferite procese de autometamorfism, între care, principalul fenomen este cel de epidotizare. Datorită acestui fenomen, se formează din loc în loc cuiburi, filonașe și rețele de epidot în rocile ofiolitice epidotizate.

¹⁾ H. Savu, 1953. Raport asupra lucrărilor geologice din partea de W și SW a masivului Drocea. Arh. Com. Geol.

Rocile care nu au fost epidotizate, au suferit totuși unele transformări. Astfel, sticla din bazaltul de la contactul cu calcarul se transformă în clorit și un praf fin de oxizi de fier. În această masă cloritoasă se întâlnesc rar cristale fine și alungite de plagioclaz albitezat. Din loc în loc, mai apar și fenocristale mai mari de albit, care formează adesea acumulații de cristale. Uneori apar filonașe de epidot.

În anamesite și dolerite, plagioclazul suferă de asemenea fenomene slabe de albitezare, însă augitul se păstrează încă; uneori augitul se transformă în uralit. Mineralele din rocile epidotizate sunt înlocuite de obicei cu pistățit.

Calcarele metamorfozate se pot separa, în funcție de transformările pe care le-au suferit datorită influenței contactului cu doleritele, în următoarele tipuri de roci: calcare marmoreene; scarne cu grosular — andradit și scarne cu grosular și epidot.

Calcarele marmoreene au culoare albă sau cenușie și structură zaharoidă fină. În unele cazuri, ele au suferit un fenomen intens de fisurare pînă la breciere, fapt care a permis soluțiilor să circule și să înlocuiască parțial calcarul cu scarne, rezultînd astfel o rețea de filoane metasomatice (Korjinski, 1951). Culoarea acestora este brun-gălbuiie sau brunie cînd sunt alcătuite din scarne cu grosular andradit, sau alb-verzuie la cele formate din scarne cu grosular și epidot.

Ochiurile rețelei de filoane variază între cîțiva milimetri (pl. I, fig. 1) și cîțiva decimetri. Cu cît ochiurile rețelei sunt mai mari, cu atât sunt mai groase și filoanele metasomatice care o alcătuiesc. Astfel, la rocile a căror structură este mai fină, grosimea filoanelor variază între 0,5 și 10 mm, iar la cele cu ochiurile rețelei mai mari, grosimea filoanelor metasomatice trece de 10 cm (fig. 3).

Din punct de vedere al compoziției, calcarele marmoreene sunt alcătuite din carbonați care participă în cantitate de peste 90%, foarte puține cristaloblaste de plagioclaz și puține granule de magnetit. Ceea-

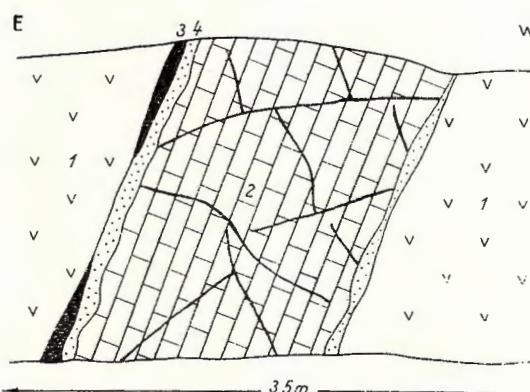


Fig. 2. — Calcar marmorean intercalat în bazalte.

1. bazalt; 2, calcar marmorean; 3, bazalt sticlos splitizat; 4, skarn.

Calcaire marmoréen intercalé en basaltes.

2. basalte; 2, calcaire marmoréan; 3, basalte vitreux splitisé;

4, skarn.

mai mare parte din carbonat este reprezentat prin calcit. După cum rezultă din norma calculată din analiza chimică X/63 (tabelul 1), o asemenea rocă este alcătuită din calcit 90,8%, carbonat de magneziu 1,7% și magnetit 1,25%, restul fiind ocupat de alte minerale. Ele sunt deci calcar slab magneziene. Structura lor este granoblastică, uneori porfiroblastica (pl. I, fig. 2); adesea, ele sunt străbătute de numeroase filonașe de calcit.

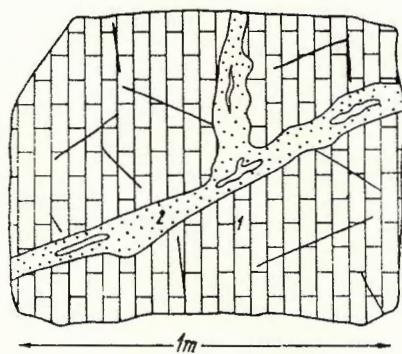


Fig. 3. — Calcar marmorean cu filoane metasomatice de scarn.
1, calcar marmorean; 2, scarn cu grosular-andradit.
Calcaire marmoréen à filons métasomatiques de skarn.
a, calcaire marmoréen ; 2, skarn à grossulaire-andradite.

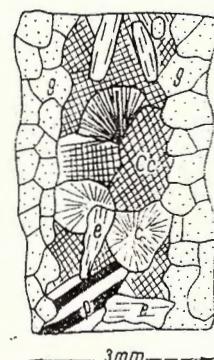


Fig. 4. — Filon metasomatic cu structură zonară.
g, granat; e, epidot; c, clorit; cc, calcit; p, plagioclaz.
Filon métasomatique à structure zonaire.
g, grenat; e, épidoïte; c, chlorite; cc, calcite;
p, plagioclase.

Scarnele cu grosular-andradit sunt alcătuite, în cea mai mare parte din granat, puțin piroxen și granule fine de magnetit sau oligist. Scarnele epidotice sunt mai bogate în minerale, în ele participând grosular, epidot, zoizit, plagioclaz, calcit, clorit și minerale opace.

Structura scarnelor este de asemenea granoblastică. În alcătuirea filonașelor de scarne epidotice se observă o dispoziție zonară a așezării mineralelor componente. De obicei, la contact cu calcarul, filonașele sunt căptușite cu cristale de grosular (fig. 4), iar interiorul lor este ocupat de cristale de epidot, calcit, plagioclaz, clorit și oligist. Structuri zonare determinate de fenomene de metasomatoză au fost descrise și de Firman (1957), precum și de Jarkov (1959).

Structura și compoziția fragmentelor de calcar dintre ochiurile rețelei de filonașe metasomatice este asemănătoare cu cea a calcarelor marmoreene. Uneori, în masa calcarului de la contactul cu filonașul de

scarn epidotic încep să se dezvolte, metasomatic, cristaloblaste de granat sau de epidot. În unele porțiuni, scărnele sunt breciate și pe fisurile lor se formează granule de oxizi de fier secundari.

În continuare vom prezenta pe scurt principalele minerale întâlnite în rocile de contact descrise.

Calcitul formează cristaloblaste ale căror dimensiuni variază între 0,016 și 2,24 mm diametru. El este xenomorf și prezintă de obicei numeroase macle polisintetice după 0112. Porfiroblastele de calcit alcătuiesc uneori cumuloblaste, în care se aglomerează mai multe cristaloblaste.

Granatul, care alcătuiește cea mai mare parte din masa unor scărne, este reprezentat de obicei printr-o varietate de grosular-andradit de culoare slab brunie sau gălbui. În scărnele cu epidot granatul este reprezentat printr-un grosular incolor în secțiune subțire. Granatii conțin adesea numeroase incluziuni de minerale opace sub forma unui praf fin.

De obicei, granatul se prezintă sub formă de granoblaste, ale căror dimensiuni variază între 1,60 și 3 mm diametru. În unele cazuri, cînd granatii apar izolați, sau chiar în masa compactă, ei pot să se prezinte și sub formă de idioblaste. Multe cristaloblaste de granatii au o structură zonară, care se observă atât în lumină paralelă, cât și în nicolii încrucișați (pl. I, fig. 3). Unele cristaloblaste prezintă macla sectorială. Adesea, cristaloblastele de grosular-andradit sunt străbătute de fisuri, pe care se formează oxizi de fier.

Wolastonitul se găsește în scărnele cu grosular-andradit. El apare extrem de rar și formează fie granule fine de 0,04 mm diametru, fie cristaloblaste alungite (0,32 mm lungime). Acestea din urmă alcătuiesc uneori concreșteri radiare, dezvoltate în spațiile dintre cristaloblastele de granat. Wolastonitul este incolor și are unghiul de extincție $cNg = 30^\circ$.

În rocă mai apar uneori și unele granule foarte fine cu culori de birefringență vii, care indică un diopsid.

Epidotul este reprezentat printr-un piștat zit slab pleocroic, apropiat de compoziția clinozoitului. El se prezintă sub formă de cristaloblaste (0,01–0,5 mm diametrul) cu contur neregulat, care apar fie individual, fie în euiburi; ele sunt maclate uneori după 100. În unele cazuri, se întâlnesc cristaloblaste mai mari cu structură poikiloblastică. Caracterele sale optice sunt următoarele :

- Ng – verzui
- Nn – gălbui-verzui
- Np – gălbui
- $cNp = 4^\circ$

El este de obicei tulbure, fiind înțesat cu un praf fin, opac.

Plagioclazul apare atât în calcarile marmoreene, cît și în filonașele de scarne epidotice. În acestea din urmă el are compoziția de oligoclaz acid și se dezvoltă în partea centrală a filonului metasomatic, cimentînd granații. Cristaloblastele de plagioclaz au contur neregulat și prezintă macle după legea albitului și albit-Karlsbad. Ele sunt de obicei înțesate cu foițe fine de sericit.

Zoizitul apare mai rar și se prezintă sub formă de cristale scurt prismatice ($0,016 - 0,08$ mm lungime), de obicei cu marginile neregulate. Ele apar fie ca granule izolate, fie asociate mai multe la un loc. Se remarcă la el culorile anomale de birefringență.

Cloritul este un alt mineral ce se întâlnește în scarnele epidotice, în care formează lamele cu contur neregulat, dezvoltate adesea radiar. Dimensiunile acestor lamele variază între $0,08$ și $0,16$ mm. Cloritul este pleocroic :

*Ng – Nm – verde – verde-albăstrui
Np – slab gălbui-verzui*

Un alt mineral, pe care l-am observat tot în scarnele cu epidot, este ortitul. El apare mai rar și se găsește sub formă de cuiburi. Aceste granule produc aureole pleocroice în cloritul din jurul lor.

Mineralele opace sunt reprezentate prin magnetit sau oligist, care apar sub formă de granule cu contur neregulat. Mai rar se găsesc și cristale idiomorfe de magnetit.

Concluzii petrologice

După cum rezultă din fig. 2, intercalăriile de calcare depuse inițial între curgerile de ofiolite au venit în contact de obicei cu roci efusive submarine, adesea sticloase. După cum se cunoaște din alte situații similare întâlnite în formațiunile Cretacicului inferior, acestea nu au produs vreo transformare deosebită asupra calcarelor peste care au curs. Observațiile arată că și în cazul de față, calcarale jurasice nu au fost metamorfozate de curgerile submarine cu care sunt interstratificate.

De aceea, considerăm că metamorfismul calcarelor nu s-a putut produce, decât datorită temperaturii ridicate ce se degaja din sillurile de dolerite, care au străbătut stiva de bazalte cu intercalării de roci arcoziene. Scarnele au rezultat în urma acțiunii soluțiilor postmagmatice degajate din magmă asupra marmorelor pe cale de formare sau deja formate.

Datorită metamorfismului, în calcarele marmoreene a luat naștere următoarea parageneză :

(1). Calcit (+ plagioclaz + magnetit)

Scarnele conțin însă două parageneze caracteristice și anume :

(2). Grosular — andradit (+ piroxen + calcit + magnetit).

(3). Grosular + epidot + calcit + plagioclaz + clorit (+ oligist).

Prima parageneză a rezultat din metamorfozarea izochimică a calcarelor sub influența temperaturii de contact, suferind astfel un pirometamorfism. Celelalte două parageneze (2,3) s-au format sub influența soluțiilor de temperatură ridicată, care au circulat pe fisuri, rezultând astfel un metamorfism allochimic sau pirometasomatism (Chapman, 1950), (Eliseev, 1960).

În raport cu tipurile de scarne stabilite de Jarikov (1959), a doua parageneză ar indica faciesul de scarne calcaroase piroxen — granat — epidotice și anume, exoscarnele cu granați. Cît privește cea de a treia parageneză, constatăm că ea diferă de compoziția rocilor din faciesul de temperatură mai scăzută al scarnelor calcaroase piroxen — epidotice ale autorului de mai sus prin absența piroxenului, deosebire pe care o vom explica mai departe. De aceea, noi am și denumit aceste roci scarne granat-epidotice.

Pentru studiul acestor calcare metamorfozate ne-au fost analizate chimic de către A1. Dăniculescu două roci, ale căror analize le prezentăm în tabelul 1. După cum rezultă din datele analizei X/63, ea indică un calcar slab magnezian.

Tinînd seamă de condițiile faciesului de temperatură ridicată, în care s-au format rocile cu grosular-andradit, am calculat pentru aceste scarne catanorma din analiza chimică nr. 59/63.

Catanorma scarnului cu grosular-andradit.

Ab	An	Ms	Gro	Andr	Fe-Cord	En	Cc	C	Hm
14,6	6,8	1,1,	12,23	8,03		14,1	2,70	28,4	2,1 10,0
plagioclaz					granat				

Acest calcul pune în evidență caracterul de grosular-andradit al granatului și conținutul de plagioclaz din rocă.

Proiecția celor două roci, cu ajutorul datelor din analizele chimice, pe diagrama din sistemul CaO — Al₂O₃ — SiO₂ (Turner și Verhogen, 1960), arată că roca X/63 se proiectează într-un punct foarte apropiat de cel al calcitului. Această poziție este determinată de compoziția sa, în care calcitul este mineralul principal.

TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor metamorfozate la contact

<i>Proba</i>	X/63 %	59/63 %
SiO ₂	0,15	24,57
Al ₂ O ₃	3,59	14,07
Fe ₂ O ₃	0,88	18,22
FeO	0,64	2,25
MgO	0,68	0,56
CaO	50,90	23,70
Na ₂ O	0,80	1,50
K ₂ O	0,23	0,08
TiO ₂	lipsă	urme
P ₂ O ₅	lipsă	urme
MnO	0,07	0,68
S	lipsă	lipsă
CO ₂	40,70	11,91
H ₂ O (+105°C)	1,70	1,85
H ₂ O (-105°C)	0,17	0,19
Total :	100,51	99,48

Analiza X/62 reprezintă un calcar marmorean de pe Pârâul Plumbului.

Analiza 59/63 reprezintă un scarn cu grosular andradit de pe Pârâul Plumbului.

Scarnul alcătuit din grosular — andradit (anal. 59/63) se deplasează în sistem și se proiectează aproape de punctul de proiecție al grosularului, la limita paragenezei calcit — grosular — anortit, dar nu se suprapune peste el. Această deplasare a punctului de proiecție se datorează proceselor de metasomatoză, care au schimbat compoziția chimică globală a scarnului. În acest proces, roca alcătuită în cea mai mare parte din calcit, se transformă într-o rocă constituită din granat de compoziție intermediară, așa cum am arătat la descrierea petrografică și cum indică linia punctată de pe diagramă.

Schimbările chimice care au avut loc între calcarul marmorean și soluțiile postmagmatice, se pot pune în evidență prin diferența de ioni dintre celulele standard ale celor două roci. Aceste celule standard, calculate după metoda lui Barth (1948) și indicațiile lui Burr (1959), le prezintăm mai jos.

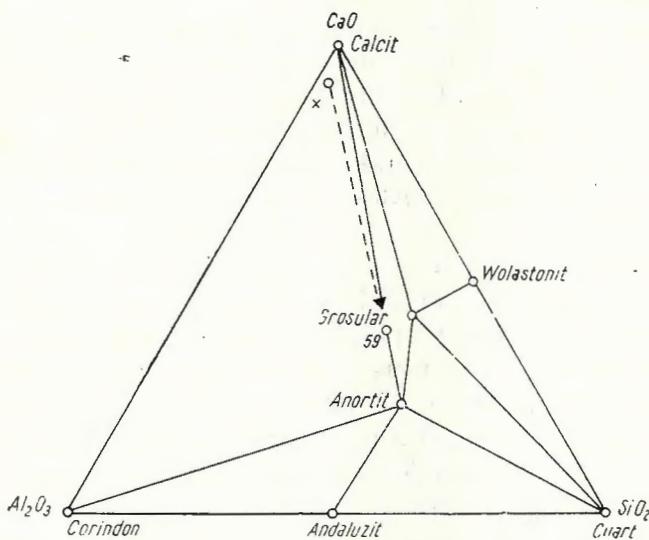
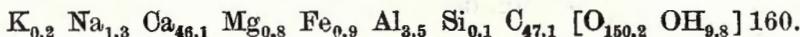


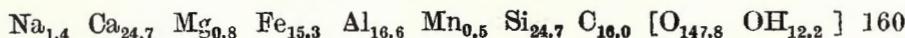
Fig. 5. — Asociațiile în echilibru din sistemul $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, la Pco_2 considerabilă.

Les associations en équilibre dans le système $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, à Pco_2 considérable.

Celula standard a calcarului marmorean.



Celula standard a scarnului cu grosular-andradit



Diferențele de ioni care au fost introdusi, respectiv îndepărtați la transformarea calcarului în scarn pe cale metasomatică sunt următoarele :

Introdus

Al	12,1
Fe	14,4
Na	0,1
Mn	0,5
Si	24,6

Îndepărtat

K	0,2
Ca	21,4
C	31,1
	52,7 cationi

$$\begin{aligned} & 51,7 \text{ cationi} \\ & + 2,4 \text{ ioni OH.} \end{aligned}$$

De aici rezultă că pentru formarea filoanelor metasomatice de scarne a fost înălțat din calcarul marmorean o mare cantitate de Ca și CO_2 .

și puțin potasiu, introducîndu-se cantități apreciabile de Si, Al și Fe, inclusiv puțin Na și Mn. O parte din Ca a fost reținută pentru formarea granatului și a piroxenului. Calciul îndepărtat a fost probabil antrenat în soluții și depus mai departe sub formă de calcit în filonașe. Locul calcitului din calcar a fost luat de mineralele din scarn. Asemenea procese au fost descrise de Behre et al. (1936), Chapman (1950) și de Jarikov (1959).

Chapman (1950) a descris transformarea în condiții asemănătoare a dolomitelor la contact cu un dyke de diabaz, unde dolomituțul a trecut mai întîi în calcare cu forsterit prin metamorfismul de contact izochimic. Acest autor a arătat, de asemenea, că soluțiile postmagmatice care au transformat ulterior dolomituțul, au introdus în rocă apă, siliciu și fier. În funcție de compoziția primară a rocii, care era alcătuită din carbonat de Ca și Mg și datorită elementelor introduse, au rezultat roci cu diopsid, tremolit, talc, calcit și cuart.

În cazul de față avem însă reacții, nu între dolomite și soluțiile reziduale din rocile bazice, ci între aceste soluții și un calcar foarte slab magnezian. Aici, în afară de Si și Fe, a mai fost introdus și Al împreună cu puțin Na, elemente care au permis să se formeze mai tîrziu în scarnele granat – epidotice și plagioclaz acid. În aceste roci, datorită absenței magneziului din sistem, s-au format parageneze alcătuite în general din minerale de Ca și Fe, fără Mg, deci diferite de cele din dolomite.

R. Firman (1957) a arătat că soluțiile reziduale granitice care au străbătut roci vulcanice bazice pe fisuri, unde s-au format de asemenea granați și epidot, au introdus siliciu, iar din roca înconjurătoare s-a mobilizat un exces de Al, Ca, Fe, Mg, Na și K, elemente care au fost antrenate și depuse mai departe sub formă de epidot și de hornblendă.

Toate aceste date arată că, compoziția soluțiilor care se infiltrează în rocile din jur pentru a da filoane metasomatice alcătuite din „scarne de infiltratie” în sensul lui Korjinski (1951), depinde de caracterul magmei din care migrează, de temperatura ei și de compoziția rocii pe care o străbat. În funcție de acești factori, cum și de modificarea temperaturii lor în timp, compoziția soluțiilor se schimbă în drumul ce îl fac prin rocile pe care le străbat, formîndu-se astfel parageneze de minerale diferite. De fapt, această regulă este valabilă nu numai în cazul scarnelor, ci și în cel al metasomatozei la scară regională, în condițiile formării migmatitelor sau a rocilor mixte din jurul plutonilor granitoizi. și aici, varietatea compoziției migmatitelor oglindește tocmai variațiile compoziției soluțiilor migmatice.

Soluțiile postmagmatische care au afectat calcarele de la Căpilnaș, s-au degajat atât din sillurile de dolerite care le-au marmorizat mai înainte, cât și din adâncime de la sursa magmatică. Existența Na în aceste soluții, pe lîngă Si, Al și Fe, ne îndreptățește să considerăm că ele sunt soluții reziduale ale ofiolitelor și mai ales ale diferențiatelor lor mai acide, din care au rezultat uneori diorite cuartifere pegmatoide, porfire breciate etc. așa cum am arătat cu diferite ocazii¹⁾ (H. Savu, 1962).

În zona cu erupțiuni bazice de la nord, aceste soluții hidratate, bogate în siliciu, aluminiu și în sodiu se degajă din adâncime și se infiltreză pe zone de fracturi și apoi pe fisurile rocilor bazice. În aceste zone ele produc albitizarea plagioclazului bazic și alterarea (uralitizarea, serpentinizarea) mineralelor melanocrate. Calciul extras din plagioclazul bazic și fierul scos din mineralele femice ale ofiolitelor sunt antrenate mai departe de soluții și își găsesc echilibru în mineralele epidotice (pistațit, prehnit), producindu-se astfel epidotizarea rocilor bazice. Astfel de fenomene sunt foarte frecvente în marea masă de ofiolite din munții Drocea. Ele au fost descrise și de V. Lațiu (1957) în zona Julița.

În acest proces, se pare că elementele minore caracteristice în rocile bazice, ca Ti, V, Cr, Ni nu sunt antrenate în soluție, căci o analiză spectrală cantitativă efectuată de Constanta Udrăsecu pe materialul din proba 59/63 a arătat că, aceste elemente apar în scară în concentrații mult mai mici de 30 gr/tonă, valoare care este inferioară celei a conținutului acestor elemente în rocile bazice.

Străbătind rocile bazice, soluțiile reziduale au ajuns în calcare încărcate cu Si, Al, Fe, Mn și Na. Aceste elemente, inclusiv calciul care se găsea în calcarul ce era înlocuit metasomatic, intră în compoziția grosular-andraditului și a pistacitului. De aceea, în funcție de condițiile fizico-chimice, în special de temperatură și în parte de modificarea raportului $Fe^{3+} : Al^{3+}$ s-a format fie grosular-andradit, fie epidot.

Temperatura de formare a rocilor metamorfozate

Temperaturile la care s-au format diferitele minerale stabile în paragenezele de mai sus, se pot determina cu ajutorul datelor obținute prin cercetările de petrologie experimentală. Astfel, în încercările de a se sintetiza granati, s-a obținut de către Yoder (1954) grosular la temperatura de 800°C și

¹⁾ H. Savu, 1953. Raport geologic asupra lucrărilor din partea de W și SW a masivului Drocea. Arh. Com. Geol.

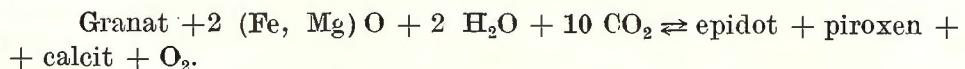
presiunea de 2 000 atm. (Zavarițki, Sobolev, 1961). S-a constatat, de asemenea, că andraditul se formează din fluide bogate în Fe la temperaturi cuprinse între 500°C și 300°C (Yoder, 1950). Prezența wolastonitului în sistem, deși în cantitate infimă, indică temperaturi mai mari de 500°C.

Epidotul și zoizitul au fost sintetizați la temperatura de 800°C (Ahrens et al., 1956), iar Ehlers (1953) a arătat că epidotul bogat în fier este de temperatură ridicată. H. Rambert (1952) consideră că, creșterea raportului $\text{Fe}^{3+} : \text{Al}^{3+}$ favorizează formarea epidotului la temperaturi ridicate. Dar epidotul este stabil și la temperaturi mai joase și anume 400° (Bartch, 1956), respectiv 450° după Rambert. La aceste temperaturi (450°–300°C) se produce epidotizarea plagioclazului. Se presupune chiar, că această reacție ar începe încă de la temperatura de 550°–650°C (Zavarițki, Sobolev, 1961).

Alături de epidot, mai apare în scarnele epidotice și cloritul. H. Yoder Jr. și G. Chinnier (Year Book, 57) au arătat că mineralele din grupa cloritelor au un interval de temperatură foarte larg, în care ele sunt stabile. B. Nelson și R. Roy (1958) au demonstrat că aceste minerale sunt stabile între temperaturile de 825° și 400°, din care cauză N.A. Zavarițki și S.V. Sobolev (1961) au presupus chiar, că epizona lui Grubenmann trebuie să se fi metamorfozat la temperaturi cuprinse între 400° și 600°. Sub 400°C sunt stabile numai septocloritele cu grosimea stratelor de 7 Å.

În funcție de aceste date putem considera că, calcarele au fost metamorfozate la început izochimic la temperaturi mai mari de 700°C. Soluțiile reziduale care au afectat apoi calcarele, au avut la început temperaturi cuprinse între această valoare și cea de 500°, ele având caracter de fluide pneumatolitice. În această perioadă s-au format scarnele cu grosular-andradit și wolastonit.

Cu timpul, temperatura a început să scadă și au început să se formeze pe fisuri scarnele epidotice de infiltrare, conform reacției de echilibru a mineralelor din grupa granatilor și a celor din grupa epidotului și piroxenului (V. A. Jarić, 1959).



Reacția arată că la temperaturi mai scăzute, probabil sub 500°, se formează epidot în locul granatului. La această modificare a paragenezelor contribuie de asemenea și schimbarea raportului potențialului chimic al elementelor $\mu \text{Fe} : \mu \text{Al}$, aşa cum rezultă din diagrama din fig. 6. Pe baza

acestei diagrame putem considera că la început fierul a avut în soluții un potențial chimic mai ridicat, ceea ce a permis formarea grosular-andraditului, iar mai târziu a crescut, din contră, potențialul aluminiului, formîndu-se astfel un granat mai sărac în fier și apoi epidot.

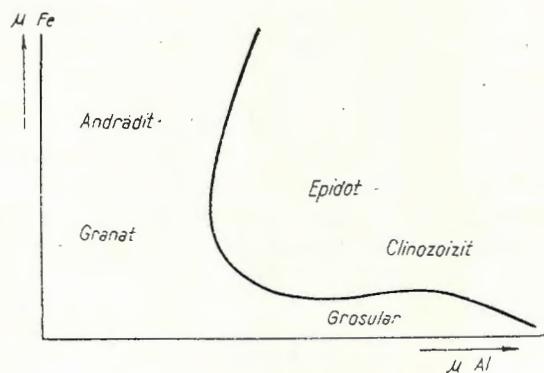


Fig. 6. — Curba de echilibru granat \rightleftharpoons epidot în funcție de valoarea potențialului chimic al aluminiului și fierului (după Jarikov, 1959).

Courbe d'équilibre grenat \rightleftharpoons épidoite en fonction de la valeur du potentiel chimique de l'aluminium et du fer (d'après Jarikov, 1959).

Aceste concluzii se coreleză și cu datele petrografice, prin faptul că în scarnele epidotice granatul existent este sărac în fier și participă în cantitate mică. De asemenea, structurile zonare de tipul celei din fig. 4, arată că pe pereții filonului se formează la început granat, iar spre interior cristalizează mai târziu epidot și plagioclaz acid.

Cloritul s-a format aproximativ în aceeași perioadă cu epidotul, la temperaturi care au ajuns pînă la $400^{\circ}C$, iar calcitul este ultimul mineral ce se depune din soluții.

Concluzii

Din lucrarea de față putem formula următoarele concluzii generale :

Calcarele intercalate între curgerile de bazalte nu au fost metamorfozate de acestea, ci de sillurile de dolerite care le-au străbătut.

Metamorfismul s-a realizat mai întîi ca pirometamorfism de contact și apoi, sub influența soluțiilor postmagmatice mai acide, s-a produs un pirometasomatism de contact.

În primul caz au rezultat calcare marmoreene alcătuite prepondere din calcit, iar în al doilea caz au rezultat scarne de infiltratie, unele de temperatură mai ridicată cu grosular-andradit și altele cu epidot și granat.

Soluțiile care au produs scarnele prin procese de metasomatoză, au străbătut rocile ofiolitice și au introdus în calcar Si, Al, Fe și cantități reduse de Na și Mn. Aceste elemente au înlocuit roca inițială cu alumosilicati de Ca și Fe.

Formarea diferitelor parageneze a depins de temperatura soluțiilor, de raportul de concentrație $\text{Fe}^{3+} : \text{Al}^{3+}$ din soluție, precum și de variația raportului potențialului chimic al celor două elemente.

Temperaturile la care au luat naștere diferitele minerale stabile în paragenezele prezentate, au fost cuprinse aproximativ între 800° și 400°C.

BIBLIOGRAFIE

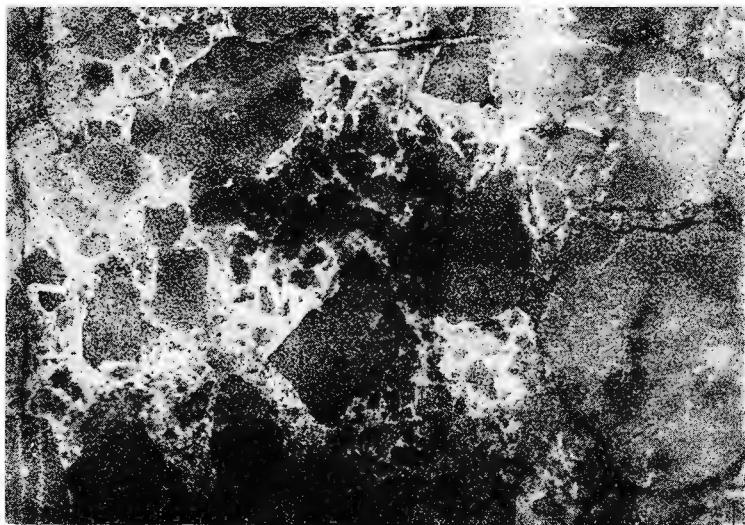
- A hren s H. L., R ankama K a l e r v o, R uncorn K. S. (1956) Physics and Chemistry of the Earth. Pergamon Press. London.
- B arth T. F. W. (1948) Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. *Journ. Geol.* 56, p. 50–60.
- B arth T. (1952) Theoretical petrology. New York.
- B ehre C. H. Jr., O s b o r n E. F., R ainwater E. H. (1963) Contact ore deposition at the Calumet iron mine. Colorado. *Econ. Geol.* 58, Nr. 8.
- B urri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel u. Stuttgart.
- C h a p m a n R. W. (1950) Contact-metamorphic effects of Triassic diabase at Safe Harbor, Pennsylvania. *Bull. Geol. Soc. America*, 61, Nr. 3.
- E hlers E. G. (1953) An investigation of the stability relations of the Al – Fe members of the epidote group. *Journ. Geol.* 61, p. 231–251.
- E lis eev N. A. (1960) Metamorfizm. Izd. Leningr.-Universit.
- F irman R. J. (1957) Fissure metasomatism in volcanic rocks adjacent to the Shap Granite Westmorland. *Quart. Journ. Geol. Soc. London.*, vol. XCIII, part. 2, Nr. 450.
- J arikov V. A. (1959) Gheologhia i metasomaticeskie iavlenia scarnovo-polimetaliceskikh mestorojdenii zapadnovo Karamazara. Moskva.
- K adi č O. (1906) Die geologische Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer der Maros in der Umgebung Cella, Bulza, Poszoga. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R. A. f.* 1904.
- K orjinski D. S. (1951) Obšie svoistva infiltracionoi metasomaticeskoj zonalnosti. D.A.N. SSSR, 78, Nr. 1.
- L a țiu V. (1957) Contribuții la studiul micrografic al procesului de epidotizare și de spilitizare din rocile diabazice ale eruptivului din Munții Drocea (reg. Arad). *Bul. St. Tehn. Inst. Polit. Timișoara*, Tom. 2 (16), fasc. 1.

EXPLICATIA PLANSEI

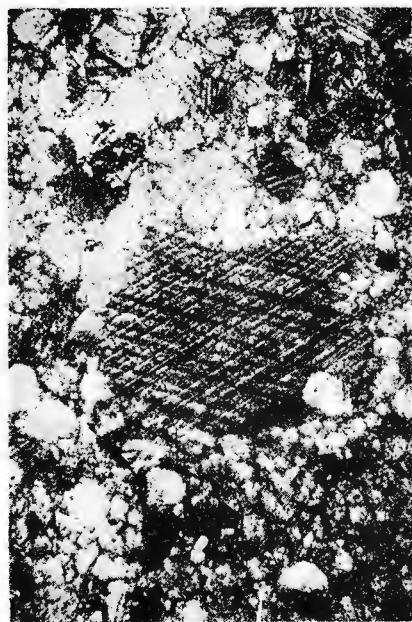
EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — Calcar cristalin de contact cu o rețea de filonașe metasomatice de scarne cu grait și epidot. Mărime naturală. P. Plumbului.
Calcaire cristallin de contact à réseau de filonnets métasomatiques de skarns à grenaits et épidoite. Grandeur naturelle. R. Plumbului.
- Fig. 2. — Calcar cristalin de contact cu structură porfiroblastică. P. Plumbului. Nic. + ; $\times 50$.
Calcaire cristallin de contact à structure porphyroblastique. R. Plumbului. Nic. + ; $\times 50$.
- Fig. 3. — Granat cu structură zonară, în care se observă incluziuni fine opace de oxizi de fier dispuse în benzi paralele, concentrice. Nic. || ; $\times 60$.
Grenat à structure zonaire, dans lequel on observe de fines inclusions opaques d'oxydes de fer disposées en bandes parallèles, concentriques. Nic. || ; $\times 60$.

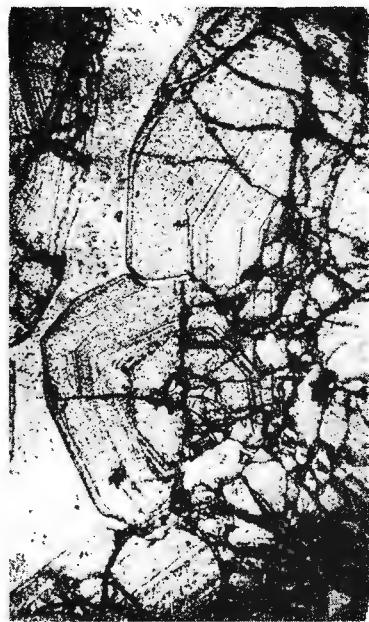
H. SAVU. Metamorfismul calcarelor la contact cu ofiolitele de la Căpâlnaș.



1.



2.



3.

- Nelson B. W., Roy R. (1958) Synthesis of chlorites and their structural and chemical constitution. *Am. Mineral.* 43, Nr. 7 and 8.
- Papiu V. (1954) Notă preliminară asupra regiunii Valea Mare – Căprioara – Bulza – Pojoga. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950–1951).
- Pinkert E. (1907) Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Berggruppe von Bulza. *Földt. Közl.*, 27.
- Ramberg H. (1952) The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Univ. Chicago Press.
- Savu H. (1962) Corpul gabbroic de la Alinăsel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenizei ophiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol.* XXXII. București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology. Sec. ed. McGraw-Hill.
- Yoder H. S. (1950) Stability relations of grossularite. *Journ. Geol.* 58, p. 225–253.
- Zavaritski N. A., Sobolev S. V. (1961) Fizichimiceskie osnovy petrografii izverjenih gornih parod. Moskva.
- * * * Annual report of the director of the geophysical laboratory, 1957–1958. *Geophysical Laboratory Carnegie Institution of Washington, Year Book* 57. P. H. Abelson, Director.

MÉTAMORPHISME DES CALCAIRES AU CONTACT AVEC LES OPHIOLITES DE CĂPÎLNĂS (VALÉE DU MUREŞ)

PAK

H. SAVU

(Résumé)

L'auteur commence par présenter la géologie de la région Căpîlnăs et il montre que son soubassement est constitué par des schistes cristallins métamorphisés dans le faciès des schistes verts que surmontent des ophiolites et des formations sédimentaires mésozoïques. Au-dessus de celles-ci se disposent des volcanites et des dépôts sédimentaires néogènes (fig. 1).

Dans la masse des ophiolites apparaissent des intercalations de calcaires métamorphisés et quelques niveaux de roches arkosiennes (fig. 2). Les calcaires consistent en marbres de contact finement cristallins dans la masse desquels se sont formés des filons métasomatiques de skarns d'infiltration (fig. 3), représentés par des skarns à grossulaire-andradite et wolastonite et des skarns à grossulaire, epidote et chlorite, à zoïsite et plagioclase-acide parfois (fig. 4). Les marbres se sont formés par le métamorphisme de contact thermique, et les skarns par un pyrométasomatisme de contact.

L'ouvrage présente ensuite les caractères physiographiques des minéraux qui participent à la composition des roches métamorphisées.

Voilà les plus prégnantes paragenèses des roches métamorphisées :

1. Calcite (+ plagioclase + magnétite)
2. Grossulaire-andradite (+ pyroxène + calcite + magnétite)
3. Grossulaire + épidoze + calcite + plagioclase + chlorite (+ oligiste)

En vue de l'étude des processus de métasomatose sont présentées des analyses chimiques pour un calcaire marmoréen et pour un skarn à grossulaire-andradite (tableau I) à partir desquelles est calculée la cata-norme de la dernière roche.

Les modifications que le calcaire subit pour passer au skarn sont mises en évidence grâce au diagramme du système $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (fig. 5) et surtout grâce à la cellule standard. Il en résulte que dans la roche ont été introduits les éléments Si, Al, Fe et en quantité plus réduite Na et Mn. Les solutions qui ont transformé les calcaires proviennent des sills de dolérites et de la source magmatique des ophiolites.

On explique enfin que la composition de ces solutions qui s'infiltrent change en rapport de toute une série de facteurs dont la température et la composition des roches qu'elle traverse. En rapport de ce changement dans les skarns se forment des paragenèses de différents minéraux, les uns à grossulaire-andradite, d'autres à épidoze. Considérant les minéraux formés dans ce skarn, on suppose que la température des solutions a été comprise entre 800° et 400°C environ.

TEMPERATURA DE FORMARE A GRANITULUI
DE SĂVÎRSIN (MUNTII DROCEA)¹⁾

DE

H. SAVU, CECILIA VASILIU²⁾

Abstract

Forming Temperature of the Săvîrsin Granites (Drocea Mountains). The porphyric granite of Săvîrsin contains zoned megacrystals of alkalic feldspar ($2V = 50^\circ - 60^\circ$) which include plagioclase and biotite crystals. These inclusions are oriented parallelly with the crystallographic faces of the host megacrystal. Through several methods based on the feldspar and granite compositions, and on the metamorphic degree of the surrounding rocks one has reached the conclusion that the crystallization temperature of the granite is about 700°C . The lowest measured temperature is 640°C . The crystallization process of the subsolvus granite is presented.

Introducere. În partea estică a munților Drocea se găsesc mai multe intruziuni banatitice care au fost puse în loc pe planele sistemelor de fracturi laramice, alcătuind astfel, două aliniamente de corpuri intrusive (D. Giușcă et al., 1965). Aceste aliniamente intersectează după un unghi ascuțit direcția structurilor alpine rezultate din cutarea formațiunilor geosinclinalului mezozoic al Mureșului, a cărui zonă axială este constituită din ofiolite. Intruziunile cele mai sud-vestice sănt cele care alcătuiesc corpul compus de la Săvăršin. Ele aparțin, ca și celelalte banatite, magmatismului subsecvent al ciclului geomagnetic mezozoic.

Geologia și petrografia masivului intrusiv au fost studiate mai de mult de S. Szentpétery (1928), iar mai recent de V. Corvin-Papiu et al. (1959) și de unul din noi³⁾.

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 februarie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, Nr. 55, București.

³⁾ H. Savu, 1953. Raport asupra lucrărilor geologice din partea de W și SW a Masivului Drocea. Arh. Com. Geol. H. Savu, 1959. Raport geologic asupra lucrărilor din Masivul Drocea. Arh. Com. Geol.

Cercetările noastre privind temperatura de formare a granitului, ne-au condus la o serie de concluzii asupra genezei lui. Aceste concluzii le vom expune mai jos.

Considerații asupra geologiei și petrografiei granitului de Săvîrșin

Corpul compus de la Săvîrșin este localizat în roci ofiolitice, el străbătînd bazalte, anamesite, dolerite și cîteva corpuri de gabbouri. La alcătuirea lui participă două mari intruziuni de roci banatitice : una în partea

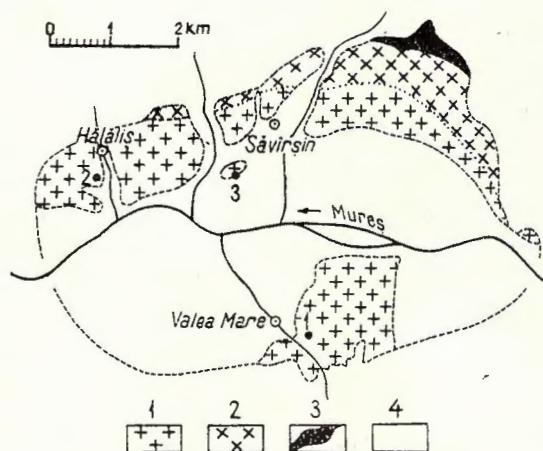


Fig. 1. — Schiță geologică a granitului de Săvîrșin¹⁾ (după H. Savu) cu punctele (1, 2, 3) de unde s-au colectat feldspații alcalini.

1, granit porfiric ; 2, granit în facies marginal ; 3, porfir granitic ; 4, aluvioni și terase.

Esquisse géologique du granite de Săvîrșin¹⁾ (d'après H. Savu) avec les points (1, 2, 3) d'où on a collecté les feldspaths alcalins.

1, granite porphyrique ; 2, granite en faciès marginal ; 3, porphyre granitique ; 4, alluvions et terrasses.

de nord, unde s-a format din veniri succesive de magme dioritice și grano-dioritice și a fost străbătută ulterior de filoane de aplite și alta, o intruziune granitică mai mare, situată în partea de sud²⁾. Această intruziune, reprezentată prin granitul de Săvîrșin, străbate discordant pe prima. Ea a rezultat dintr-o venire importantă de magmă acidă, care s-a consolidat apoi *in situ*, metamorfozînd la contact rocile ofiolitice din jur. A rezultat astfel un corp intrusiv cu formă de conolit, care prezintă o structură zonară (fig. 1).

Masa principală a intruziunii granitului de Săvîrșin este alcătuită dintr-un granit larg porfiric, de la care se trece spre nord-est și în sus, la un granit porfiric fin, care reprezintă faciesul marginal al corpului. Trecerea de la un facies la altul se face prin granite cu granulație intermediară, în general fără fenocristale. Granitul conține adesea separații melanocrate

¹⁾ H. Savu, 1959. Op. cit.

²⁾ H. Savu, 1953. Op. cit.

sau aplitice și este străbătut de filoane aplitice și de porfire granitice mai tîrziu.

Faciesul marginal este constituit din granit, a cărui masă fundamentală are o granulație fină și prezintă fenocristale de dimensiuni reduse de ortoclaz și de cuart, uneori și de plagioclaz.

Așa cum rezultă din schița geologică (fig. 1), în decursul timpului intruziunea a fost erodată de rîul Mureș și de afluenții săi și acoperită în mare parte de depozite fluviatice.

Cea mai mare parte a intruziunii granitului de Săvîrșin, spre care s-au îndreptat cercetările noastre, este alcătuită dintr-o rocă alb-rozie, uneori slab cenușie, cu structură larg porfirică, redată de megacristalele de feldspat alcalin ce pot ajunge pînă la 2–3 cm, mai rar 4 cm lungime (pl. I, fig. 1). În compoziția granitului participă următoarele minerale (tabelul 1) :

TABELUL 1

Compoziția modală a granitului de Săvîrșin

Minerale	Conținut %
Cuart	24,39 – 31,52
Feldspat alcalin	37,76 – 51,67
Plagioclaz	29,79 – 34,09
Hornblendă	0,84 – 10,21
Biotit	1,28 – 1,84
Minerale accesoriai	1,18 – 4,42

Masa fundamentală a granitului, în care sunt prinse megacristalele de feldspat alcalin, conține cantități foarte reduse de feldspat potasic și constă, în principal, din cuart, plagioclaz, hornblendă și biotit; ea se apropiie astfel de compoziția granodioritelor. Acest tip de structură porfirică influențează defavorabil, atît analiza modală, așa cum rezultă din tabelul de mai sus, cît și pe cea chimică.

Plagioclazul este reprezentat prin cristale hipidiomorfe care au structură zonară și sunt maclate polisintetic după legea albitului, uneori și după legea albit-Karlsbad sau periclin. Compoziția lui variază de la centru, unde este aproape un andezin (An 30), spre margine, unde ajunge în ultima zonă la un albit-oligoclaz (An 10). Adesea, plagioclazul suferă o slabă caolini-zare, mai ales în centru.

Hornblenda este o varietate verde comună, care se prezintă în cristale de dimensiuni reduse. Adesea, se asociază cu lamele fine de biotit

pleocroice în culori brune. În unele roci lipsește hornblenda, biotitul fiind singurul mineral melanocrat prezent. Cuarțul este ultimul mineral care a cristalizat în rocă. El este xenomorf și ocupă interstițiile celorlalte minerale. În faciesul pegmatoid al granitului el formează, uneori, concresteri grafice cu feldspatul alcalin, mai ales pe marginile megacristalelor.

Mineralele accesoriale sunt reprezentate prin cristale fine de titanit, apatit, zircon și magnetit.

În tabelul 2 prezentăm patru analize chimice din granitul de Săvîrşin. Fluctuațiile ce se observă la diferenții oxizi din analize sunt dictate, în parte de structura granitului cu megacristale, care a făcut ca probele să nu fie perfect omogene și în parte, de schimbări reale survenite în compoziția rocilor.

TABELUL 2
Compoziția chimică a granitului de Săvîrşin

Proba	1	2	3	4
SiO_2	73,25	66,84	73,11	66,13
TiO_2	0,20	0,47	0,20	0,50
Al_2O_3	13,83	15,47	14,66	17,14
Fe_2O_3	0,92	2,05	0,34	1,53
FeO	0,56	1,39	1,32	1,71
MnO	0,03	0,09	—	0,02
MgO	0,79	1,15	0,48	0,73
CaO	0,97	2,38	1,36	2,47
Na_2O	4,14	4,22	3,99	4,37
K_2O	4,94	4,67	3,98	4,29
P_2O_5	0,04	0,19	—	0,07
S	0,08	—	—	—
$\text{H}_2\text{O} + 105^0$	0,29	0,68	1,00	0,93
$\text{H}_2\text{O} - 105^0$	—	—	0,06	0,36
Suma	100,04	99,60	100,50	100,25

- 1) Granit în facies marginal de pe pîrîul Mutului. Analist Cecilia Vasiliu, 1964.
- 2) Granit porfiric de la Hălăliș. Analist Cecilia Vasiliu, 1964.
- 3) Granit de la Săvîrşin, după S. Szentpétery (1928).
- 4) Granit porfiric cu amfibol de la Săvîrşin, după S. Szentpétery (1928).

Ca o concluzie, putem spune că după compoziția sa, granitul de Săvîrșin în care au cristalizat doi feldsapți, se clasifică după vederile lui O. F. Tuttle și N. L. Bowen (1958), la granitele subsolvus. Apariția amfibolului în paragenză cu biotitul, sau prezența numai a acestuia din urmă în unele porțiuni din masa granitului, indică un exces de vaporii de apă în magmă.

Feldspatul alcalin. Megacristalele de feldspat alcalin nu prezintă de obicei fețe cristalografice, marginile lor fiind crenelate de celelalte minerale ale granitului, printre care acestea au mai crescut încă puțin, după ce roca cristalizase în cea mai mare parte. Apare foarte des macla de Karlsbad, maclă ce indică structura monoclinică a cristalului (A. Winchell, 1951) de temperatură înaltă ($> 700^{\circ}\text{C}$, după T. Barth, 1951); planul de maclă este paralel cu 010, iar axul de maclă este de asemenea paralel cu axul *c*.

In cea mai mare parte a cazurilor, megacristalele de feldspat alcalin prezintă o structură zonară ritmică, menționată de unul din noi încă din anul 1953¹⁾. Această structură constă din zone concentrice, care indică fețele cristalografice de creștere ale megacristalelor. Diferitele zone ale cristalelor prezintă aceeași orientare optică, astfel că la extincție ele nu se mai observă. În altă poziție, la 45° de exemplu, structura zonară se recunoaște după următoarele caracteristici.

Pe porțiunile proaspete, în care nu se produc fenomene de caolini-zare, se observă o slabă tentă mai deschisă a culorii de birefringență mai ridicată, ce apare în unele zone înguste ale cristalului. Aceste zone înguste alternează cu zone mai late în care culoarea de birefringență este mai închisă, mai cenușie (pl. I, fig. 2). Aceste caracteristici indică proporții diferite între cele trei tipuri de molecule — Or, Ab, An — care intră în compoziția feldspatului alcalin din cele două feluri de zone.

Valoarea unghiului (—) 2V variază între 50° și 60° în zonele mai late și diferă cu cca 1° în cele mai înguste. Această valoare a unghiului axelor optice indică un anortoclaz la limita cu ortoclazul. Cu titlul informativ menționăm că în feldspații alcalini din faciesul marginal și din masa fundamentală a granitului, în care se produce exoluția și se formează structura pertitică, unghiul (—) 2V crește pînă la 85° .

La cristalele care au suferit un proces incipient de alterare, se constată că zonele mai înguste și cu culoare de birefringență mai deschisă sănt înlocuite primele sau singurele cu material argilos, caolinitic. Rezultă

¹⁾ H. Savu, 1953, Op. cit.

astfel, o structură zonară alcătuită din zone mai late de feldspat alcalin proaspăt, ce alternează cu zone alterate și mai înguste (pl. II, fig. 1). Procesul de alterare poate să avanseze însă, și în acest caz apar și în celelalte zone cuiburi de alterație, sau porțiuni întregi din cristal devin tulburi.

Structura zonară ritmică a megacristalelor exclude posibilitatea, ca ea să se datoreze migrării cristalelor de feldspat alcalin la diferite nivele în camera magmatică. Pentru aceasta ar trebui fie să avem în cristal o anumită succesiune de zone diferite prin compoziție, fie să presupunem, din cauza ritmicității zonelor, că megacristalele au urcat și au coborât succesiv de la un nivel la altul, ceea ce este greu de susținut, mai ales că în cadrul intruziunii nu se observă o zonalitate de compoziție.

După L. Schermhorn (1956), asemenea structuri indică oarecare variații în conținutul de sodiu. Noi credem că ar putea să existe două cauze principale, care să conducă la o asemenea structură.

O primă cauză și cea mai verosimilă, poate fi o cristalizare ritmică a ionilor de Na^{1+} și K^{1+} din mediul înconjurător megacristalelor, ce se formau în stadiul magmatic fluid; pe măsura captării ionilor de K, mediul se imbogătește în ioni de Na și cînd concentrația în ioni de K a scăzut sub punctul critic, a început cristalizarea mai rapidă a ionilor de Na și așa mai departe.

Această cauză ar fi putut să fie influențată de o alta, care de altfel, ar fi putut determina și singură o structură zonară. O astfel de cauză ar fi tensiunea de vaporii, care poate să oscileze, atât datorită pulsărilor de gaze din adîncime, din bazinul magmatic subcrustal, cît poate și din cauza scăparei de gaze din intruziunea ce se consolida, pierdere ce avea loc pe fisurile rocilor înconjurătoare.

În funcție de acestea, este probabil că la o tensiune de vaporii mai ridicată ionii de Na au o viteză de cristalizare mai mare, rezultînd astfel zonele mai înguste cu culoare de birefringență mai ridicată, iar în intervalele dintre pulsării au cristalizat ionii de K.

Megacristalele de feldspat alcalin conțin uneori incluziuni de cristale mici de plagioclaz, alteori și de lamele de biotit și mai rar de quart, pe care le-au înglobat în timpul cristalizării lor din magmă. Cristalele de plagioclaz incluse sunt maclate de regulă, după legea albitului al cărui plan de maclă este 010; în cazuri mai rare, apar și cristale cu macla periclinului, ca și cele din masa fundamentală a granitului. După forma lor cu margini neregulate, rezultă că aceste cristale au fost parțial corodate în timpul creșterii feldspatului alcalin.

În privința așezării cristalelor de plagioclaz și de biotit incluse în megacristalele de feldspat alcalin, deosebim mai multe cazuri, ce se întâlnesc adesea în același megacristal.

Apar astfel, cristale de plagioclaz maclate polisintetic după legea albitului și alungite paralel cu planul de maclă Karlsbad sau cu fețele 010 și 110 ale cristalului de feldspat alcalin, aşa cum a arătat și L. Schermerhorn (1956) (pl. II, fig. 2). Sunt prezente, de asemenea, cristale de plagioclaz maclate polisintetic și orientate paralel cu fața 001 a feldspatului alcalin.

În ambele cazuri de pînă acum, pot apărea și cristale de plagioclaz maclate după legea periclinului. Acestea, deși au forme neregulate, sunt adesea orientate cu alungirea paralelă cu fața feldspatului alcalin ceea mai apropiată.

La alți indivizi se întâlnesc incluziuni de cristale fine de plagioclaz alungite, care sunt concentrate în lungul uneia din zonele mai albitice din feldspatul alcalin, urmărind înțocmai forma ei, astfel că ele pot ajunge paralele, ca și diferențele părți ale zonei, cu fețele 010, 001 și 201.

Incluziunile de biotit sunt așezate, deobicei, cu fața 001 paralel cu fețele cristalului de feldspat alcalin gazdă, față de care se orientează și plagioclazul. Mai menționăm aici și unice incluziuni mai rare de biotit, ca și de plagioclaz, care au o orientare cu totul independentă în raport cu fețele megacristalului gazdă.

Cuartul ca incluziuni se prezintă, fie sub formă de mici granule corodate, fie sub formă de concreșteri cu feldspatul alcalin, alcătuind astfel structura micrografică. Aceste concreșteri apar frecvent pe marginile megacristalelor și sunt întâlnite de obicei în granitele cu structură pegmatoidă; ele arată că în stadiile finale de cristalizare a granitului, marginile megacristalelor de feldspat alcalin cristalizau sincron cu cuartul din rocă.

În tabelul 3 redăm rezultatele analizei chimice a trei megacristale de feldspat alcalin colectate din trei puncte diferite ale intruziunii (fig. 1). După cum rezultă din analizele chimice cei trei feldspați, deși luate din puncte diferite ale intruziunii, au o compozиție foarte apropiată.

Temperatura de formare a granitului. Principalele caracteristici ale granitului și ale feldspațiilor arătate mai sus, nu lasă nici un dubiu în privința originii magmatice a rocilor de la Săvîrșin. Pentru determinarea paleotemperaturii, atât a rocilor magmatice, cât și a celor metamorfice, diferenți autori au folosit metode variate. În această privință, cercetările noastre se bazează pe compoziția feldspațiilor, pe compoziția globală a granitului și pe gradul de metamorfism al rocilor din aureola lui de contact.

TABELUL 3
Compoziția chimică a feldspașilor alcalini

Proba	1	2	3
SiO_3	63,94	64,20	63,87
TiO_2	0,03	0,03	0,03
Al_2O_3	19,78	19,58	19,87
Fe_2O_3	0,23	0,23	0,25
CaO	0,39	0,35	0,47
BaO ¹⁾	1,05	0,81	1,03
Na_2O	3,27	3,13	3,04
K ₂ O	10,88	10,60	10,04
H ₂ O ²⁾	0,20	0,26	0,27
Suma	99,77	100,19	98,87

¹⁾ Megacristal de la Valea Mare.

²⁾ Megacristal de la Hălăliș.

³⁾ Megacristal de la Cetățuia.

In Aprilie an

Cercetând granitele sau alte roci magmatice și metamorfice pentru a afla temperatura lor de formare, noi trebuie să avem în vedere, aşa cum a arătat T. Barth (1962), că determinăm, de fapt, temperatura cea mai scăzută, la care diferențele minerale coexistente în rocă au fost în echilibru.

Pentru determinarea temperaturii de formare a megacristalelor de feldspat alcalin am utilizat rezultatele stabilite pe cale experimentală, prin studierea sistemului cuaternar $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ de către H. Yoder et al (1957). Acest sistem cercetat la presiunea de 5 000 bari, a permis să se poată reprezenta domeniul subsolidusului pentru feldspașii coexistenți într-o topitură ce cristalizează în anumite condiții de PT. În acest caz, dacă se cunoaște compoziția feldspașilor coexistenți și presiunea la care se presupune că au cristalizat ei, atunci se poate determina temperatura de formare și condițiile în care a fost atins echilibrul.

Autorii au ilustrat aceste concluzii proiectind pe o diagramă triunghiulară un număr de perechi de feldspași coexistenți, descriși în literatură, la care au cunoșcut compoziția fiecărei faze în parte. Acest tip de diagramă

¹⁾ Conținutul de Ba a fost determinat pe cale spectrală de Constanța Udrescu.

²⁾ Apa este legată (de caolinitul) care apare ca produs de alterare a feldspașilor alcalini.

l-am utilizat și noi (fig. 2) și am proiectat pe ea feldspații alcalini, în funcție de valorile conținutului normativ de Or, Ab, An (tabelul 4) calculat din analiza chimică (tabelul 3).

TABELUL 4
Conținutul de Or, Ab, An în feldspații alcalini

Proba	1	2	3
Or	68,5	68,8	68,0
Ab	29,5	29,4	29,5
An	2,0	1,8	2,5

Feldspații alcalini se proiectează pe diagramă în trei puncte (1, 2, 3) foarte apropiate, astfel că practic, putem considera că ele formează un singur punct ce se proiectează pe suprafața limită punctată.

După cum am arătat mai sus, compoziția plagioclazului este variabilă, ea schimbîndu-se de la An30, în nucleu, pînă la An10 în zona marginală

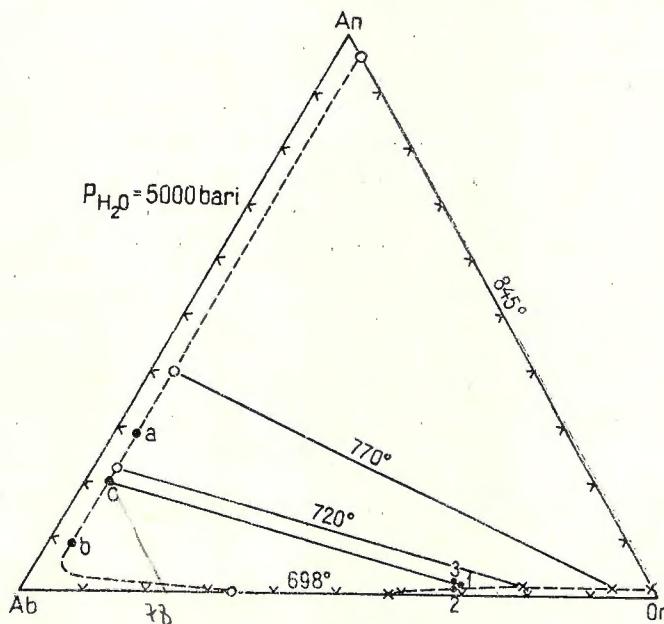


Fig. 2. — Diagrama pentru sistemul $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albit) — KAlSi_3O_8 (ortoclaz) — $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (anortit) — H_2O .

Diagramme pour le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite) — KAlSi_3O_8 (orthoclase) — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (anorthite) — H_2O .

(punctele *a* și *b* de pe diagramă). Tinând seamă de observațiile lui H. Yoder et al (1957) asupra poziției optime pe care o ocupă feldspătii perechi pe diagramă, precum și de faptul că megacristalele de feldspat alcalin includ cristale de plagioclaz ce s-au format mai înaintea lor din magmă, vom deduce că feldspatul alcalin a cristalizat, aflindu-se în echilibru cu un plagioclaz intermedian între An30 și An10; acesta conține cca 78% Ab (punctul *c*). Rezultă că cea mai mare parte a volumului megacristalelor a început să se formeze, după ce se produsese cristalizarea nucleelor de plagioclaz mai bazic.

Pe baza observațiilor făcute, constatăm că percreștea de feldspăti coexistenți stabilită pe diagramă, prin unirea plagioclazului intermedian (*c*) cu feldspătii alcalini, a fost în echilibru la $T = 710^{\circ}\text{C}$.

Am utilizat de asemenea, pentru determinarea temperaturii granitului subsolvus de Săvîrșin și termometrul geologic bifeldspatic, folosind relația stabilită de T. Barth (1951, 1962):

$$\frac{\text{Mol. Ab \% în feldspatul alcalin}}{\text{Mol. Ab \% în plagioclaz}} = K \quad (\text{temperatura de formare a granitului}).$$

Această metodă a fost criticată de F. Winkler (1958), pentru motivul că ea poate da valori exagerate pentru K , ce pot varia de la 2° la 300°C . A. Pratkin (1964) găsește că metoda nu se poate aplica la determinarea temperaturii granitelor din Hingan. Cu toate acestea, ea a fost folosită cu destul succes de diferiți autori (vezi K. Heier, 1960), iar K. Mehner (1959) susține că formarea cristalelor mixte de feldspăti alcalini și disocierea lor la temperaturi scăzute, pot fi folosite ca termometru geologic.

Pentru stabilirea primului termen al raportului din relația de mai sus, am calculat conținutul molar de albit din analizele chimice ale celor trei feldspăti alcalini (tabelul 3). Rezultatele le prezentăm în tabelul 5, în care am introdus, de asemenea și conținutul de albit din plagioclazul

TABELUL 5
Conținutul de albit în feldspăti și valoarea lui K

Proba	1	2	3
Mol. Ab % în feldspatul alcalin	~ 30,7	~ 30,7	~ 30,8
Mol. Ab % în plagioclaz	~ 78,0	~ 78,0	~ 78,0
K	~ 0,393	~ 0,393	~ 0,394

intermediar, cu care am admis mai sus, că a fost în echilibru feldspatul alcalin în timpul cristalizării.

După cum se vede din tabel, conținutul de albit în feldspații alcalini este destul de constant și este egal aproximativ cu 30%. Aceasta se corelează, dacă ținem seamă de faptul că valoarea unghiului $(-)2V$, determinată cu ajutorul mesei Fedorov, este de 50° – 60° , cu valoarea rezultată din relația dintre proprietățile optice și compozitia chimică a feldspaților alcalini ilustrată de T. Wright (1964) în diagrama din fig. 5.

Valoarea lui K din relația de mai sus este egală cu 0,393 (tabelul 5). Pe baza acestei valori, putem stabili cu ajutorul diagramei construite de T. Barth (1962, fig. 6), că cei doi feldspați coexistenți în granit au fost în echilibru la temperatura minimă de 640°C . Așa dar, folosind această metodă, se obține o temperatură mai scăzută decât cea stabilită prin metoda anterioară.

O posibilitate de a determina temperatura la care s-a format granitul de Săvîrșin, ne-o oferă sistemul $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O studiat experimental de O. F. Tuttle și N. L. Bowen (1958). În acest scop, am calculat din cele patru analize chimice ale granitului (tabelul 2) conținutul normativ de albit, ortoză și cuart, valori pe care le redăm în tabelul 6.

TABELUL 6

Conținutul normativ de Q, Or și Ab în granitul de Săvîrșin

Proba	1	2	3	4
Q	29,7	22,3	36,0	21,3
Or	31,7	34,1	25,8	32,5
Ab	38,6	43,6	38,2	46,2

Pe baza acestor valori, cele patru probe de granit se proiectează pe diagrama Q–Or–Ab (fig. 3) în felul următor: una din probe, care reprezintă granitul în facies marginal cu structură omogenă și granulație fină, aproape aplitică, se situează în interiorul cîmpului în care se proiectează majoritatea granitelor din tabelele lui Washington, care au un conținut de feldspați normativi mai mare de 80%. Acest cîmp reprezintă domeniul compozitiei eutectice a granitelor, care se realizează la temperatura cea mai scăzută de cristalizare, situată în jur de 700°C . După compozitia sa, acest granit se apropie foarte mult de granitul aplitic sin-

tetic cu conținuturi egale (33,3 %) de Q, Or și Ab, care cristalizează la temperatură de 640°C și $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4\,000$ bari.

Celelalte probe de granit, a căror compoziție este puțin diferită de a granitului în facies marginal, gravitează în jurul acestui cîmp ; analiza nr. 3 se proiectează chiar în cîmpul delimitat de linia cotectică a topiturilor de granite la presiunea de 2 000 bari. Prin poziția lor, aceste probe

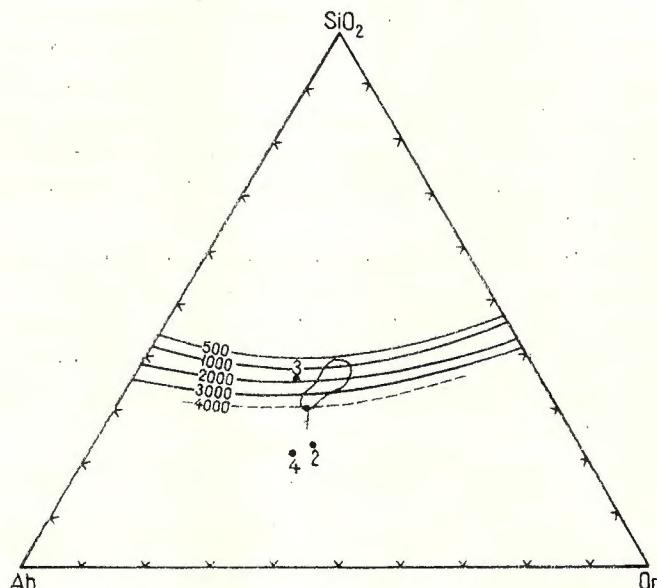


Fig. 3. — Diagrama pentru sistemul $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.
Diagramme pour le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

nu împietează asupra concluziei că și prin această metodă se poate demonstra că, granitul de Săvîrșin a cristalizat la o temperatură apropiată de 700°C .

Rezultatele obținute pînă acum privind temperatura de formare a granitului, se coreleză foarte bine și cu indicațiile pe care ni le oferă gradul de metamorfism al rocilor din jurul intruziunii. În raport cu temperatura rocilor ofiolitice din jur, magma granitică subsecventă a fost „disarmonica” în momentul punerii ei în loc (S. W a l t o n, 1955). Diferența de temperatură s-a concretizat într-o aureolă de contact de dimensiuni restrînse. La contactul intruziunii, ofiolitele au fost transformate în corneene amfibolice, în care mafitele și feldspatul au recristalizat ; au rezultat astfel corneene cu plagioclaz, hornblendă, uneori și cu diopsid.

Faciesul corneenelor cu amfiboli se realizează, după F. Turner și J. Verhogen (1960), în limita de temperaturi de $550^{\circ} - 700^{\circ}$ și presiunea $P_{H_2O} = 1\,000 - 3\,000$ bari. Înind seamă de faptul că corneenele în care apare parageneza plagioclaz – hornblendă (\pm diopsid) se formează spre partea superioară a acestui facies, trebuie să considerăm că rocile metamorfozate la contact de granitul de Săvîrșin au fost generate la temperaturi cuprinse aproximativ între 650° și 700°C .

Concluzii

Din cele stabilite cu ajutorul a diferite metode de cercetare rezultă că, granitul de Săvîrșin a cristalizat la o temperatură apropiată de 700°C , cea mai mică temperatură determinată fiind cea de 640°C .

În funcție de aceste date și pe baza observațiilor microscopice, se poate schița acum și evoluția magmei granitice, din momentul punerii sale în loc. Primele cristale de silicati care au apărut în magmă, în funcție de condițiile de temperatură mult mai ridicată decât cea de 700°C , au fost cele de plagioclaz mai bazic (An30). În decursul cristalizării lor, magma s-a imbogățit în component albitic și s-a produs un dezechilibru (D. Swart, E. Roseboom, 1962). Fenocristalele de plagioclaz formate încep să fie resorbite, pentru a forma un plagioclaz mai acid, independent sau sub formă de zone mai acide dezvoltate în jurul celui vechi.

Tot în condițiile de temperatură mai ridicată de 700° , au apărut și primele cristale de hornblendă și de biotit; în privința biotitului, E. Hellner și R. Euler (1957) au arătat că el poate fi stabil până la temperatura de 800°C .

Este probabil că, primele fenocristale de feldspat alcalin care s-au dezvoltat apoi până la megacristale, să fi început să se formeze în momentul cînd s-a produs dezechilibrul în cristalizarea plagioclazului. Faptul că ele includ plagioclaz, presupune că au cristalizat după acesta, iar că înglobează și lamele de biotit, aceasta demonstrează că ele nu s-au format la o temperatură mai mare de 800°C , care este limita de stabilitate a mici negre.

În continuare, sincron cu dezvoltarea megacristalelor de feldspat alcalin, în jurul nucleilor de plagioclaz mai bazic se formează zonele de plagioclaz intermediu (An22). Așa cum am arătat, acest feldspat a fost în echilibru cu cel alcalin la temperatura de 710°C (fig. 2). Această valoare se corelează foarte bine cu datele experimentale ale lui H. Winkler (1962), care, studiind un amestec adecvat, a stabilit că o topitură granitică a apărut la temperatura de 720°C și presiunea de 2 000 atmosfere;

aici consideră el că este limita superioară a metamorfismului, după care începe fenomenul de anatexis.

Din acest moment, se pare că toată masa granitului a început să cristalizeze și megacristalele de feldspat alcalin au continuat să se dezvolte pînă la completă cristalizare a rocii.

Cea mai mică temperatură, la care presupunem că feldspații au fost încă în echilibru, este cea de 640 °C. A rezultat astfel un granit subsolvus cu doi feldspați.

După acest stadiu magmatic, care este negat de obicei de R. Perrin (1956), începe al doilea stadiu în evoluția granitului, cel postmagmatic, aşa cum a fost susținut de O. F. Tuttle și N. L. Bowen (1958).

BIBLIOGRAFIE

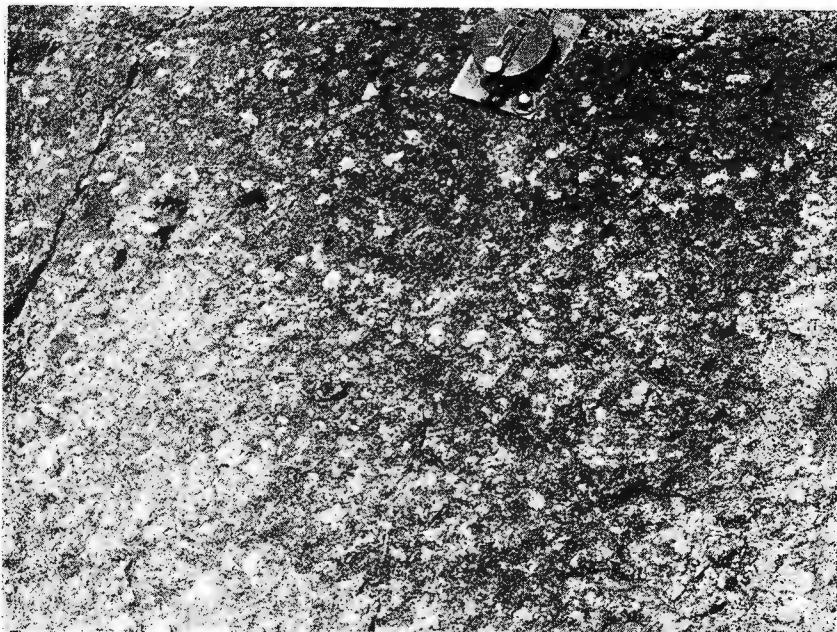
- Barth T. F. W. (1951) The feldspar geologic thermometer, *N. Jb. Miner. Abh.*, 82.
- + Barth T. F. (1962) Izmerenia paleotemperatur granitnîh porod. *AN SSSR. Moskva.*
- Giușcă D., Cioflică G., Savu H. (1965) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.*, vol. XXXV (sub tipar).
- Heier S. K. (1959) Petrology and geochemistry of high - grade metamorphic and igneous rocks on Langoy Northern Norway. *Norg. Geol. Unders.*, Nr. 207.
- Heilner E., Euler R. (1957) Hydrothermale und röntgenographische Untersuchungen an gesteinsbildenden Mineralen I. Über ein geologisches Thermometer auf Grund von Untersuchungen an Biotiten. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Nr. 12.
- Mehnert R. K. (1959) Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. *Fortschr. Miner.* Bd. 37, H. 2.
- Papiu Corvin V., Savu H., Romanescu D., Pirvu Olivia (1959) Corelația dintre alcătuirea geologică și anomaliiile magnetice din zona axială a Masivului Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.*, vol. XLII, (1954–1955).
- Perrin R. (1956) Granite again. *Amer. Journ. Sci.*, Nr. 254.
- Priatkin A. A. (1964) Ob absolutnoi temperature cristalizații granitoidov naprimele granitoidov Balșovo Hingana. (R.P.K.). *Voprosi magmatizma i metamorfizma, II. Izd. Leningr. Univ.*
- Schermerhorn G. J. L. (1956) The granites of Trancoso (Portugal). A study in microclinization. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 254, Nr. 6.
- Stewart B. D., Roseboom H. E. Jr. (1962) Lower temperature terminations of the three-phase region plagioclase – alkali – feldspar – liquid. *Journal. Petrology*, vol. 3, Nr. 2.
- Szentrpétery S. (1928) Petrogeologie des südlichen Teiles des Drocea Gebirges. *M. Kir. Földt. Int. Évk.*, XXVII. Budapest.
- + Turner J. F., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. Sec. Ed. McGraw Hill.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O . *Geol. Soc. America, Mem.* 74.
- Walton M. S. (1955) The emplacement of granite. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 253.

PLANŞA I

PLANŞA I

Fig. 1. — Granit de Săvîrşin cu megacristale de feldspat alcalin.
Granite de Săvîrşin à mégacristaux de feldspath alcalin.

Fig. 2. — Structura zonară a unui megacristal de feldspat alcalin. Nic. + ; $\times 20$.
Structure zonaire d'un mégacristal de feldspath alcalin. Nic. + ; $\times 20$.



1.



2.

PLANSA II

PLANŞA II

Fig. 1. -- Alterarea zonară a feldspatului alcalin. Nic. ||, $\times 12$.
Altération zonaire du feldspath alcalin. Nic. ||, $\times 12$.

Fig. 2. -- Cristale de plagioclaz incluse într-un megacristal de feldspat alcalin. Nic. +; $\times 20$.
Cristaux de plagioclase inclus dans un mégacristal de feldspath alcalin. Nic. +; $\times 20$.



1.



2.

- Winchell N. A., Winchell H. (1951) Elements of optical mineralogy. New York.
- Winkler H. G. F. (1958) Experimentelle gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. *Fortschr. Min.* Bd. 36.
- Winkler H. G. F. (1962) Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. *Geol. Rundschau.* H. 2, B. 51 (1961/1962).
- Wright L. T. (1964) The alkali feldspars of the Tatoosh pluton in Mount Rainier National Park. *American Mineral.*, vol. 49, Nr. 5 and 6.
- Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R. (1957) Ternary feldspars Carnegie Inst. Washington. *Year Book*, 56.

LA TEMPÉRATURE DE FORMATION DU GRANITE DE SĂVÎRSIN (MONTS DE DROCEA)

PAR

H. SAVU, CECILIA VASILIU

(Résumé)

Dans la région de Săvîrsin des Monts de Drocea il y a un corps composé de roches banatitiques appartenant au magmatisme subséquent en rapport avec les mouvements autrichiens. La partie méridionale du corps composé est constituée d'une intrusion de granite où l'on distingue un faciès marginal et un autre à mégacristaux de feldspath alcalin (fig. 1 et pl. I, fig. 1).

Les recherches concernant la température de formation ont été effectuées sur le granite largement porphyrique à la composition duquel participent, outre le feldspath potassique, le quartz, le plagioclase, la hornblende, le biotite et des minéraux accessoires (tableau 1). La composition du plagioclase varie entre A30, en noyau, et A10, en marge. D'après sa composition minéralogique le granite correspond à un granite subsolvus.

Les mégacristaux de feldspath alcalin sont d'habitude maclés selon la loi de Karlsbad et présentent une structure zonaire (pl. I, fig. 2 ; pl. II, fig. 1). Les diverses zones qui apparaissent dans les mégacristaux ont la même orientation optique et sont mises en évidence par une petite différence de la couleur de biréfrigérence et par le fait que les zones plus sodiques s'altèrent plus vite. L'angle (-) 2 V est de 50° — 60° et diffère avec environ 1° entre les zones. Ces valeurs indiquent un anorthoclase à la limite avec l'orthoclase.

La structure zonaire des mégacristaux est déterminée par la cristallisation rythmique des ions de Na+ et K+ du milieu environnant.

Dans les mégaeristaux de feldspath alcalin apparaissent parfois des inclusions de cristaux de plagioclase et de biotite, dont les premiers présentent des phénomènes de corrosion (pl. II, fig. 2). Les cristaux de plagioclase et de biotite inclus s'orientent avec le plan 010 respectivement avec 001 parallèlement aux faces 010, 110 et 001 du cristal hôte. Parfois apparaissent des inclusions de plagioclases plus abondantes dans les zones plus riches en Na du feldspath alcalin. Sur les bords des mégaeristaux de feldspath alcalin des faciès pegmatoïdes du granite on observe des associations graphiques avec le quartz.

L'analyse chimique de trois échantillons de feldspaths alcalins (tableau 3) collectés en divers points du corps (fig. 1) montre qu'ils ont une composition très ressemblante.

Diverses méthodes ont été employées afin de déterminer la température du granite. Pour la première méthode on a employé le système quaternaire Ab — Or — An — H₂O étudié par Yoder et al. (1957). Dans ce but les feldspaths alcalins (1, 2, 3) ont été projetés sur le diagramme triangulaire (fig. 2) et comme plagioclase en équilibre a été considéré un plagioclase intermédiaire (point c) à 78% Ab. Le couple formé montre que l'équilibre entre les deux feldspaths s'est réalisé à la température de 710 °C.

On a également employé la méthode de T. Barth (1951) basée sur la relation :

$$\frac{\text{Mol Ab \% en feldspaths alcalins}}{\text{Mol. Ab \% en plagioclase}} = K$$

Afin de déterminer, grâce à cette méthode, la température du granite on a employé les valeurs du tableau 5. La température ainsi obtenue est de 640 °C et représente la température minimum à laquelle les deux feldspaths ont été en équilibre.

On a obtenu des indices sur la température de formation du granite à l'aide du système Ab — Or — Q étudié par O. Tuttle et N. Bowen (1958), pour lequel on a utilisé les valeurs du tableau 6. Selon la projection des quatre analyses sur le diagramme triangulaire (fig. 3) on conclut que le granite s'est formé à une température d'environ 700 °C.

Les roches ophiolitiques traversées par l'intrusion de granite ont été transformées au contact en cornéennes amphiboliques dans lesquelles se trouve la paragenèse plagioclase-hornblende (\pm diopside). Vu ce que F. Turner et J. Verhogen avaient arrêté sur la température de formation du faciès des cornéennes à amphiboles, on

conclut que les roches de contact entourant le granit se sont formées entre 650° et 700 °C.

La conclusion finale est que le granite de Săvîrşin a cristallisé à une température très proche de 700°, la température minimum étant 640°C.

Cela étant, on a supposé qu'à des températures supérieures à 700°C les premiers minéraux cristallisés en magma ont été le plagioclase plus basique et le biotite, après lesquels, à environ 710°C, les mégacristaux de feldspath alcalin ont commencé à se former. Ils n'ont cessé de grandir jusqu'à ce que presque toute la masse du granite ne fût consolidée. Dans le stade final de cristallisation se sont développées les associations graphiques du bord de certains mégacristaux des faciès pegmatoïdes du granite.

NOTĂ ASUPRA UNOR ROCI ANDEZITICE
CU HIPERSTEN DIN SECTORUL
VAMA — RACŞA (BAIA MARE)¹⁾

DE

N. STAN, V. BÎRLEA²⁾

Abstract

Note on some Andesitic Rocks with Hyperstene in the Vama — Racşă Area (Baia Mare). The paper deals with the correlation, from the stratigraphical and petrographical standpoint, of some agglomerates and tuffs, in Vama — Racşă and Seini — Ilba — Nistru regions (Baia Mare). So, in the SW part of the Oaş Mountains (Baia Mare), a reference level of andesitic pyroclastite with hyperstene of lower Sarmatian age, situated at the base of the pyroxinic andesites known in the geological litterature as andesite of Seini was pointed out. It has been outlined the accidentally presence of the andesitic lava with hyperstene in the Vama-Racşă area. On these one, the above mentioned agglomerates are laying.

Considerațiile pe care le vom face asupra rocilor andezitice cu hipersten reprezentate prin curgeri de lave și piroclastite sunt rezultatul observațiilor de teren, efectuate între anii 1961—1963 în perimetrul satelor Racșă și Vama.

Pentru intocmirea prezentei note am consultat lucrările lui T. h. Iorgulescu (1955), M. Paucă (1954), precum și teza de dizertație susținută de Alexandra Sagatovici (1964)³⁾. Am studiat de asemenea publicațiile lui D. Giușcă (1958, 1960) și D. Rădulescu (1958) care prezintă interes nemijlocit pentru clarificarea problemelor ce le vom discuta.

¹⁾ Comunicare în ședință din 12 februarie 1965.

²⁾ Întreprinderea Prospecțiuni și Laboratoare, Calea Griviței nr. 64 — București.

³⁾ Alexandra Sagatovici. Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș; lucrare susținută la 1 iunie 1964.

De asemenea am consultat harta Comitetului Geologic scara 1:100.000 pentru regiunea Baia Mare redactată în anul 1961 și harta editată de M.I.P.Ch. în anul 1959.

Nu vom insista asupra descrierilor mineralogice și vîrstei acestor andezite deoarece aceste probleme au fost elucidate recent de Alexandra SagatoVICI (1964). Vrem numai să precizăm poziția piroclastelor cu hipersten în raport cu celelalte roci și să arătăm corespondența lor stratigrafică și petrografică cu unele piroclastite andezitice din sectorul Seini—Ilba—Nistrú.

Rocile andezitice cu hipersten sunt reprezentate îndeosebi prin lave și aglomerate ce au culoarea cenușie-neagră, textura masivă, structura afanitică sau vag porfirică uneori, datorită fenocristalelor de feldspați asociate în colonii de 2–4 indivizi. Plagioclazi sunt translucizi, nu depășesc 3–4 mm diametru; împreună cu piroxenii cu totul subordonatai, sunt mineralele care se observă microscopic. Feldspatul este în general proaspăt și maclat de obicei polisintetic. Rareori am identificat indivizi alăturați după legea albit-Karlsbad. Structurile zonare recurente sunt de asemenea sporadice. Conținutul în An oscilează între 35–55% (andezin-labrador). Încluziunile pe care le conțin sunt reprezentate prin magnetit și piroxeni. Feldspații plagioclazi sunt uneori substituți parțial prin calcită depusă secundar. Hiperstenul este deseori resorbit. Policoismul este verde pal după *ng* și cafeniu-roșietic după *np*. Dintre mineralele secundare formate pe seama hiperstenului menționăm bastitul care se dezvoltă sub forma unor rețele difuze urmărind planele de clivaj și hidrohematitul. Cloritul în mod cu totul excepțional pigmenteză cristalele de piroxeni. În unele cazuri se pot observa pseudomorfoze de opal după hipersten. Alt mineral secundar depus îndeosebi în golurile rocii sau pe fisuri, cîteodată substituind chiar feldspatul, este natrolitul. Agregatele de natrolit au habitusul acicular, dendritic, refrigență foarte scăzută, alungirea pozitivă și extincția dreaptă. Înțimplător în unele secțiuni am observat și augit, al cărui unghi de extincție

$$c/ng = 40 - 43^\circ.$$

Pasta rocii este formată din microlite de plagioclaz, microgranule de magnetit și sticlă. Structura rocii, dacă luăm în considerație raportul dintre masa fundamentală și fenocristale, poate fi apreciată dopatică. Elementele care alcătuiesc aglomeratul au dimensiuni pînă la 5–10 cm în mod obișnuit, dar se pot observa unele zone probabil imediat apropiate de centrul de explozie, în care dimensiunile măsoară pînă la 0,50 m, cum este cazul pe pîrful Talna Mică, 300–400 m înainte de a ajunge la Băile Puturoasa. De cele mai multe ori aglomeratele sunt cimentate cu lavă. Tufurile se individualizează în cursul mijlociu al pîrului Bolindoșu și pe valea Satului în apropiere de punctul numit Obîrșei. Grosimea stivei de aglomerate și tufuri este de 40–50 m. Un eșantion proaspăt colectat de pe valea Andriciu a dat următoarele valori în oxizi:

SiO_2	58,85	<i>Parametrii Niggli</i>
Al_2O_3	20,77	$\text{Si} = 214 \quad alk = 6$
Fe_2O_3	1,16	$al = 44 \quad k = 0,07$
FeO	5,17	$fm = 29 \quad mg = 0,26$
MnO	0,72	$c = 20$
MgO	1,40	Tip de magmă: cuarț-dioritic-tonalitic
CaO	5,25	
Na_2O	1,68	

K_2O	0,17	<i>Parametrii Zavarîkî</i>		
TiO_2	0,50	Principali	Suplimentari	
P_2O_5	0,11	$a = 4$	$f' = 33,2$	
S	0,17	$b = 20$	$m' = 11,8$	
CO_2	urme	$c = 6,5$	$n = 46,5$	
$H_2O +$	0,14	$s = 68$	$a = 54,9$	
$H_2O -$	3,38			
				99,47

Analist: A. I. Dănciulescu.

Cifrele mai sus exprimate ne îndreptățesc să tragem concluzia că andezitul cu hipersten este o rocă suprasaturată în aluminiu ($al = 44$; $b = 20$). De asemenea o altă observație care se impune este participarea scăzută a alcaliilor pentru această rocă ($alk = 6$; $k = 0,07$ și $a = 4$; $n = 46,5$) în comparație cu a andezitelor normale. Acest fapt poate fi explicat prin aceea că feldspatul participă la alcătuirea rocii într-o cantitate destul de redusă (20–26%) în raport cu masa fundamentală constituită în majoritate din sticlă, precum și prin conținutul constant ridicat în An al acestuia (50–55%). Valoarea scăzută a lui $mg = 0,26$ ilustrează slabă participare a mineralelor femice, în cazul nostru a hiperstenului, de numai 3–4%.

Lavele andezitice cu hipersten sunt cuprinse, și uneori se insinuează sub formă de silluri, în formațiunile sedimentare considerate de Alexandra SagatoVICI bugloviene (1964). Ele sunt foarte puțin răspândite și ocupă suprafețe reduse. Noi le-am întîlnit pe văile Bolindosu, Lupului, și Tîncușa.

Pirolastitele andezitice cu hipersten au o dezvoltare cu mult mai mare decât lavele lor, peste care repauzează. Acestea formează continuu de la Vama la Racșa bordura zonei eruptive la limita cu bazinul sedimentar Oaș-Negrești și sunt reprezentate prin tufuri dar mai ales prin aglomerate, interstratificate uneori în depozitele sedimentare date de Th. Iorgulescu (1955) și Alexandra SagatoVICI (1964) Sarmățian inferior respectiv Buglovian–Volhinian.

Pirolastitele andezitice cu hipersten se individualizează adeseori ca o formațiune geologică de sine stătătoare care poate fi separată cartografic de formațiunea sedimentară. Peste ele la Vama și la Rașca repauzează nemijlocit andezitul piroxenic de Seini.

Pentru regiunea Seini–Ilba–Nistru, D. Rădulescu a menționat în 1957 caracterul andezitic al unor pirolastite așezate în baza andezitului de Seini dar aici, intensele transformări de natură hidrotermală la care acestea au fost supuse nu au mai permis stabilirea căruia anume tip de andezite apartin. Nu s-a putut recunoaște mai mult decât caracterul andezitic al aglomeratelor. De asemenea a arătat faptul, referindu-se tot la aceste pirolastite, că: „apar în cele mai multe cazuri în mod evident deasupra rocilor tortoniene în poziții normale”

(1957, pag. 184), dar vîrstă lor nu a fost precizată cu certitudine datorită absenței formațiunilor sedimentare Sarmatian inferior.

Considerăm aşa dar că putem paraleliza piroclastitele andezitice cu hiperstene de la Vama-Racşa cu piroclastitele andezitice din sectorul Seini—Ilba—Nistru care stau normal deasupra rocilor tortoniene.

Am considerat necesară nota de față pentru a pune în evidență existența unui nivel reper de piroclastite andezitice în partea sud-vestică a munților Oaș, de vîrstă Sarmatian inferior, piroclastite peste care repauzează nemijlocit andezitul piroxenic de Seini; cu atît mai necesară cu cît pe hărțile anterioare (1959, 1961) în sectorul Vama-Racşa piroclastite în totalitatea lor figurează stînd peste andezitul de Seini.

BIBLIOGRAFIE

- Giușcă D. (1958) Evoluția vulcanismului din regiunea Baia Mare. *Congresul IV Asoc. Carpato-Balcanice*, Kiev.
- Giușcă D. (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Acad. R.P.R. Studii și Cercetări Geologie*, V, 3. București.
- Ianovici V., Giușcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghită I., Dimitrescu R. (1961) *Ghidul excursiilor (Baia Mare)*. Asoe. Geologică Carpato-Balcanică. Congresul V. București.
- Iorgulescu Th. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D.S. Com. Geol.*, XXXIX. București.
- Paucă M. (1954) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII. București.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.*, XXXI. București.

NOTE SUR CERTAINES ROCHE ANDÉSITIQUES À HYPERSTHÈNE DU SECTEUR DE VAMA-RACŞA (BAIA MARE)

PAR

N. STAN, V. BÎRLEA

(Résumé)

On connaît, dans la région de Vama—Racşa, des pyroclastites andésitiques à hypersthène, les auteurs ayant établi leur position en s'étayant du fait qu'elles sont intercalées dans les dépôts Sarmatien inférieurs. L'âge des dépôts a été précisé par une macro- et microfaune caractéristique. Ces pyroclastites sont mises en parallèle avec celles andésiti-

ques du secteur de Seini—Ilba—Nistru. Sur ces dernières on ne possède pas de résultats probants en ce qui concerne la composition minéralogique à cause des processus intenses d'altération hydrothermale ; nous ne saurions fournir davantage de précisions en ce qui concerne l'âge, si ce n'est qu'elles surmontent des dépôts tortoniens en positions normales.

Les auteurs opinent que dans le secteur de Vama—Racsa les pyroclastites à hypersthène sont situées sous l'andésite pyroxénique qu'on appelle de Seini. Vu que les pyroclastites du périmètre de Seini—Ilba—Nistru ont, elles-aussi, la même position bien établie, vu leur caractère andésitique et vu qu'elles surmontent les dépôts tortoniens — on conclut de l'existence, dans la partie SW des Monts d'Oaș (Baia Mare), d'un niveau repère d'agglomérats et tufs andésitiques à hypersthène d'âge Sarmatien inférieur sur lequel repose directement l'andésite pyroxénique de Seini.

L'ouvrage mentionne, à extension très réduite, des laves ayant la même composition minéralogique que les pyroclastites en question, qui les surmontent.

FACIESURI DE METAMORFISM HIDROTERMAL ÎN CALDERA MUNTILOR CĂLIMANI¹⁾

DE

I. TEODORU, CAMELIA TEODORU²⁾

Abstract

Hydrothermal Metamorphism Facies in the Caldera of the Călimani Mountains. A systematization of the hydrothermal metamorphism processes in the caldera of the Călimani Mountains is presented. Two main phases of hydrothermalism are established, the first one represented by chloritization, propylitization, sericitization and biotitization, and the second one by silicification, argilitization, opalitization, alunitization of the rocks and by limonit and sulph deposition. The annexed map shows the zones in which have been identified these two distinct phases, excepting the tourmalinization processus, which closes the first phase, but is observed also at the beginning of the second phase.

Introducere. Din datele bibliografice rezultă că în munții Călimani au fost găsite încă din secolul trecut mineralizații de fier, sulf, blendă, galenă și chiar de aur și argint, care au fost urmărite cu lucrări miniere însă abandonate din diferite motive.

Indicații asupra acestor mineralizații au fost date de către F. Poșepny, S. Athanasiu, Z. Török, O. Nichita, I. Treiber, V. Pomirleanu și A. Götz.

Lipsa unui studiu asupra proceselor hidrotermale din munții Călimani a contribuit în mare măsură la considerarea acestui masiv ca fiind fără importanță practică deosebită în ceea ce privește mineralizațiile.

Cînd în 1959 am primit sarcina să executăm prospecțiuni detaliate în munții Călimani, ne-am propus să umplem acest gol întocmind un studiu care să poată sta la baza lucrărilor de explorare.

¹⁾ Comunicare ținută în ședință din 20 aprilie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecțiuni și Laboratoare, București, Calea Griviței nr. 64.

Pornind de la datele cunoscute (I. A t a n a s i u, 1946; S. C o s m a și colab., 1962; O. N i c h i t a, 1934; F. P o š e p n y, 1867; Z. T ö r ö k, 1956) am constatat că în munții Călimani sunt cîteva zone interesante din punct de vedere al proceselor hidrotermale, una dintre ele și cea mai importantă constituind obiectul prezentei lucrări.

Pentru o mai bună înțelegere a cadrului în care se desfășoară aceste procese vom face o scurtă prezentare a tipurilor de roci din partea centrală a munților Călimani de N. Avînd convingerea că ultimele cercetări au adus contribuții importante la cunoașterea geologiei munților Călimani, ne vom referi la ele în descrierea succesiunii produselor eruptive¹⁾ (S. t. C o s m a și colab. 1963).

Primele eruptionsi sunt reprezentate prin andezite cu amfiboli și piroxeni care se întâlnesc în părțile cele mai joase ale reliefului și sunt străbătute de diorite, microdiorite și microdiorite porfirice. Aceste roci sunt acoperite de pirolastitele din ciclul I, peste care se dispun andezite piroxenice inferioare și andezite amfibolice.

Urmează o nouă fază explosivă cînd vin la suprafață pirolastitele ciclului II, străbătute de microgabbrouri și microgabbrouri porfirice și acoperite de lavele andezitelor piroxenice superioare.

Pirolastitele din ciclul III marchează ultimele momente explosive, după ele urmînd andezite cu biotit și cuarț, andezite bazaltoide și bazalte.

În ceea ce privește vîrsta acestor eruptionsi, majoritatea cercetătorilor sunt de acord că ele au început la sfîrșitul Oligocenului și au continuat în Miocen și chiar în Pliocen.

Procese de metamorfism hidrotermal

În partea sudică a calderei munților Călimani, între confluența pîrîului Dumitrelul cu valea Neagra, vîrful Voevodeasa, vîrful Negoiul Românesc și vîrful Haitii, au fost depistate zone mari afectate de procese hidrotermale (F. P o š e p n y, 1867; O. N i c h i t a, 1934; Z. T ö r ö k, 1956; S. C o s m a și colab. 1962) care se înscriu în limite largi de gradient termic.

În timp se disting două faze principale ale proceselor hidrotermale.

¹⁾ Camelia Brestoiu, I. Teodoru, O. Gheruci. Raport asupra prospecțiunilor executate în partea centrală și de Sud a Munților Călimani. 1960. Arh. Com. Geol.

I. Teodoru, Camelia Teodoru. Raport asupra prospecțiunilor executate în partea de Nord a Munților Călimani. 1961. Arh. C. G.

I. Teodoru, Camelia Teodoru. Raport asupra prospecțiunilor pentru fier și cuarțite secundare în Munții Călimani de Nord. — Gura Haitii. 1963. Arh. Com. Geol.

Primele manifestații hidrotermale sunt de temperatură ridicată și afectează cele mai vechi roci din regiune (andezitele cu amfiboli și piroxeni și microdioritele). Ele se plasează în jurul contactului dintre aceste roci și sunt reprezentate prin: cloritizări, propilitizări, sericitizări, biotitizări și turmalinizări.

După o intensă activitate extrusivă, în faza finală are loc o nouă manifestare hidrotermală, comparabilă cu cele din regiunile cu vulcanism recent și contemporan (I. S. N a b o c o , 1962), care afectează pirolastitele ciclului II și mai puțin microdioritele și andezitele cu amfiboli și piroxeni, reprezentată prin silicifieri, argilizări, opalizări, alunitizări, depunerile de limonit și sulf.

Separarea acestor două faze este distinctă pe harta alăturată și în spațiu, cu excepția procesului de turmalinizare care se întâlnește în ultimele momente ale primei faze dar se face simțit și la începutul celei de-a doua.

Prima fază de metamorfism hidrotermal. Vom descrie procesele care au loc în această fază ținând seama de raporturile dintre ele astfel încât să rezulte și ordinea în care s-au succedat.

Cloritizarea este procesul care afectează în totalitatea lor formațiunile cele mai vechi (andezitele cu amfiboli și piroxeni, dioritele, microdioritele și microdioritele porfirice).

Cloritul apare în două moduri: ca rezultat al alterării mineralelor fero-magneziene și ca rezultat al unui aport important de magneziu și fier.

Primul aspect devine aproape o regulă generală pentru rocile vechi, mineralele melanocrate care se mai păstrează proaspete fiind extrem de rare. La piroxeni înlocuirea cu clorit se face preferențial (pe plane de clivaj, centrul sau la periferia cristalului), pe cind hornblendele sunt total înlocuite ele putând fi identificate numai atunci cind se observă habitusuri caracteristice. Datorită rolului de filtru pe care îl are masa de bază față de soluții, aceasta nu poate să rămână pasivă la reacțiile ce se petrec în rocă fiind și ea cloritizată.

În cazul aportului de magneziu și fier, asistăm nu numai la o înlocuire a hornblendelor și piroxenilor ci și la căpușirea fisurilor și a gulerilor din rocă cu clorit, ultimele conduceînd uneori la adevărate structuri amigdaloide.

Cloritul se găsește în varietățile de clinoclor, format în stadiul de cloritizare fără aport de magneziu și fier, pseudomorfozind mineralele

femice și penin, frecvent în alveole și pe fisuri, deci atunci cînd există un aport de magneziu și fier.

Propilitizarea afectează atât andezitele cu amfiboli și piroxeni cît și rocile dioritice. Dezvoltarea cea mai mare o are pe valea Neagra, pîrîul Dumitrelul și Izvorul Feții.

Spre deosebire de cloritizare, în care rocile își mai păstrează structura primară și capătă numai o nuanță ușor verzuie, la rocile propilitizate structura este complet ștearsă și apar culori cenușii-verzui pînă la galben-verzui.

În ceea ce privește asociația paragenetică identificată în rocile propilitizate cităm: epidot, actinot, zoizit, clorit, calcit, albit, adular, cuarăt și pirita.

Epidotul, zoizitul, cloritul și calcitul alcătuiesc de obicei cuiburi în masa rocii sau pseudomorfozează complet mineralele melanocrate și feldspații.

Albitul și adularul apar numai pe seama feldspațiilor plagioclazi; primul înlocuiește complet sau parțial cristalul, ștergînd orice urmă de sistem de maclare în primul caz, iar secundul sub forma unor rețele neregulate.

Cuarțul formează aglomerări împreună cu celealte minerale iar pirita impregnează neuniform roca.

Prezența actinotului a fost observată în puține puncte și aceasta în legătură cu zone profund alterate hidrotermal (sericitizări, biotitizări, turmalinizări).

Din analiza frecvenței mineralelor care apar în procesul de propilitizare rezultă că faciesul epidot-clorit are o dispoziție excentrică față de zonele care indică transformări mai profunde ale fenomenului de auto-metamorfism, pe cînd faciesul epidot-actinolitic se plasează tocmai în aceste zone.

Sericitizarea urmează ca proces de alterare propilitizării. Se întâlnește la contactul dintre microdioritele porfirice și andezitele cu amfiboli și piroxeni de pe valea Neagra și pîrîul Dumitrelul, uneori la contactul piroclastitelor ciclului II cu microdioritele și în cadrul corpului dioritic. Nu este întîmplător faptul că sericitizarea se întâlnește în zonele arătate mai sus, deoarece acest proces este determinat de existența unor căi de circulație a soluțiilor care în cazul de față sunt exprimate prin fracturile existente la contactele celor trei tipuri de roci.

Procesul de sericitizare se dezvoltă neuniform în rocile citate. El este mai intens în imediata apropiere a canalului de circulație a soluțiilor

și se atenuează pe măsura depărtării de acesta. Observațiile microscopice au arătat că există roci la care structura inițială se menține, sericitul instalindu-se în interiorul feldspațiilor și mai puțin în pastă. Sunt totuși cazuri cînd structura primară este complet ștearsă iar sericitul înlocuiește nu numai feldspații dar și întreaga masă de bază. Cînd apare în masa de bază sericitul are aspecte solzoase și dă împreună cu cuarțul un agregat sericito-cuarțos. Formele lamelare se întâlnesc cînd sericitul se dezvoltă pe fisuri.

În zonele sericitizate s-a întîlnit următoarea parageneză: sericit, cuarț, (care însoțește constant sericitul), clorit (cel mai frecvent ca plaje de penin), epidot, zoizit, calcit, iar ca minerale accesorii rutil, natrolit și zircon.

Sericitul s-a întîlnit atât la suprafață (în aflorimente) cât și în zone adînci (la m 180 în forajul de pe pîrîul Pinul), pe fisurile din rocă sau ca plaje alături de clorit și calcit. În secțiunile executate din carotele sondei menționate anterior am găsit și cîteva cristale de sideroză.

Pe pîrîul Dumitrelul și valea Neagra apar părțile superioare ale unor filoane, în unul din ele gros de 50 cm și umplut cu caolin identificîndu-se eflorescențe de cinabru, iar în altul brookit alături de cuarț. Aceste două iviri se înseriu în suprafețele cu cele mai intense fenomene de hidrotermalism (sericitizări, biotitzări, turmalinizări) prezența lor trebuind reținută deoarece ele constituie indici prețioși în orientarea lucrărilor de explorare.

Biotitzarea se întâlnește pe o mare suprafață, care se evidențiază clar pe harta anexată.

O primă zonă și cea mai mare, se întinde de la S de confluența pîrîului Rețiș cu valea Neagra spre N-NW trecînd peste pîrîul Pinul, unde se îngustează ușor, pînă în pîrîul Dumitrelul. Zone mai mici s-au întîlnit pe pîrîul Izvorul Fejii, în vîrful Smida Golului, cota 1 607 și la W de vîrful Negoiul Românesc.

Acest gen de proces hidrotermal se situează la contactul dintre cele două formațiuni mai vechi (andezitele cu amfiboli și piroxeni și microdioritele porfirice), unde are cea mai mare dezvoltare, sau în cadrul corpului intrusiv dioritic.

Dacă pe teren aceste transformări se constată mai greu, nu același lucru se întîmplă în studiul microscopic unde se vede cu ușurință cum întreaga masă a rocii, care și-a pierdut complet structura, este invadată de lamele de biotit cu aspecte variate, de la mici paiete ce se adună în

cuiburi la lamele mari cu conture ondulate. Biotitul format în aceste zone prezintă pleocroism, în cîteva situații observîndu-se și biotit decolorat. Pseudomorfoze de clorit după biotit, parțiale sau totale, sînt destul de frecvente. Înlocuirea se face cu separarea oxizilor de fier pe planele de clivaj sau la periferia cristalului. Totdeauna alături de biotit apare și epidotul, asociația aceasta fiind uneori atît de importantă încît ajunge să reprezinte 75% din rocă, restul de 25% revenind cuarțului, albitalui și sericitului.

Turmalinizarea este prezentă și ea în zonele de biotitizare și în special în cele de sericitizare, reprezentînd termenul cel mai avansat de alterare hidrotermală din seria celor descrise pînă acum. Prezența turmalinei (varietatea schörlit) alături de biotit și sericit (minerale care reprezintă două etape distințe în suita proceselor de alterare) ne permite să considerăm că turmalinizarea rocilor are loc după biotitizare și sericitizare.

Dacă în general turmalina apare depusă în golarile rocii în procente ce variază între 2—15%, pentru zona de la S de confluența pîrîului Rețișoara cu valea Neagra atinge 40—50% din rocă. Ultimul aspect se referă la rocile puternic sericitizate pe al căror fond deschis turmalina contrastează puternic datorită colorii ei negre. Se observă cristale milimetrice care invadă toată masa rocii. Marginile cristalelor prezintă o zonă mai decolorată, putîndu-se identifica în secțiunile transversale două sau trei zone cu nuanțe verzi-albăstrui pentru cea din interior, galben-verzui pentru zona mediană și verde deschis aproape incolor pentru zona periferică datorită levigării fierului din rețeaua cristalină a turmalinei. Deși turmalina este un mineral stabil, ce nu se altterează ușor, am observat totuși puternice corodări, din cristal inițial rămînind, în unele cazuri, doar mici insule. Rezultă deci că după formarea turmalinei și levigarea fierului, rețeaua cristalină astfel subrezită a cedat soluțiilor ultraacide care au continuat să circule desmembrînd întreg edificiul cristalului și înlocuindu-l cu granule de cuart. Dispoziția unor paie de sericit, paralel sau perpendicular pe fețele cristalelor de turmalină, precum și înglobarea unora dintre ele într-o masă sericitoasă dovedesc existența unui nou aport de soluții potasice, care încheie prima fază de hidrotermalism.

Procesele de hidrotermalism descrise pînă acum sînt asemănătoare cu cele cunoscute în regiunile miniere din țara noastră (T. P. Ghîțulescu și M. Socolescu, 1961; D. Giuşcă, 1960; D. Rădulescu, 1958; Constantina Stanciu, 1961) și din alte regiuni miniere din lume (G. Schwartz, 1959, 1964), unde ele constituie indici importanți în orientarea lucrărilor de explorare.

Faza a doua de metamorfism hidrotermal.. A doua fază de hidrotermalism începe după ce au venit la suprafață andezitele piroxenice inferioare și piroclastitele din ciclul II, probabil după terminarea activității extrusive. Efectul acestor soluții se observă pe o suprafață de 3 km. p. între vîrful Negoiul Românesc, vîrful Iancului și vîrful Rețiș, unde piroclastitele din ciclul II sunt transformate în cuarțite secundare. Z. Török (1956) citează și el existența acestor zone de silicifiere pe care le consideră formate pe seama rocilor subvulcanice. O. Nichita le semnalează de asemenea pentru importanța lor în ceea ce privește existența unor posibile acumulări de fier și sulf.

Denumirea de cuarțite secundare a fost introdusă în literatura geologică de E. Fedorova și V. Nichitin în 1901 cînd au întocmit monografia regiunii Bogoslova din Uralul de Nord. Ei au stabilit că cuarțitele secundare s-au format din andezinofire și tufurile lor, conținutul în SiO_2 în rocile silicificate fiind același ca în rocile pe seama cărora s-au format, adică în jur de 60 %. Nu s-au găsit însă explicații satisfăcătoare pentru acest proces de silicifiere, astfel încît geneza a rămas neclară.

Mai tîrziu au fost atribuite cuarțitelor secundare rocile intrusive, efuzive și sedimentare intens silicificate care ocupă suprafete însemnate în Kazahstanul de est. (N. N. Kurek, 1964). Astfel se ajunge ca acest termen să înglobeze toate rocile silicificate indiferent de geneza lor inițială.

La noi în țară au fost cunoscute de multă vreme rocile silicificate din regiunea Baia Mare, Munții metaliferi și chiar cele din munții Călimani (I. Atanasiu, 1946; T. P. Ghilescu, 1961; D. Giuşcă, 1960; O. Nichita, 1934; F. Popescu, 1867; D. Rădulescu, 1958; Z. Török, 1956), însă denumirea de cuarțite secundare a fost folosită pentru prima oară în 1960¹⁾ și utilizată mai tîrziu și de Doina Russo (1964) și Cecilia Popescu²⁾.

Din datele existente în literatură rezultă că cuarțitele secundare trebuie încadrate în grupa rocilor hidrotermale metasomatice, ele rezultînd din silicifierea rocilor acide și mixte de origină eruptivă; sunt răspîndite mai ales în rocile eruptive efuzive și mai puțin în roci sedimentare sau sisturi cristaline.

¹⁾ Camelia Brestoiu, I. Teodoru, O. Gheruci. Raport asupra prospecțiunilor executate în partea centrală și de sud a munților Călimani. 1960. Arh. Com. Geol.

²⁾ Cecilia Popescu. Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de explorare geologică din săntierul ISEM Gura Haitii. 1962. Arh. Com. Geol.

Pe de altă parte studiul proceselor postvulcanice actuale și al metamorfismului hidrotermal al rocilor vulcanice I. S. N a b o c o (1962) aduce date noi care clarifică geneza cuarțitelor secundare, datorită similitudinilor care există între vechile procese hidrotermale și cele actuale. Astfel se arată că „în Cuaternar (I. S. N a b o c o , 1962), inclusiv în perioada actuală, procesele postvulcanice au dus la apariția unor formațiuni metamorfice comparabile din punct de vedere al proporțiilor cu vechile formațiuni răspândite în Ural, Kazahstan, Kaucaz, regiunea transcarpatică și alte regiuni”.

Cuarțitele secundare din munții Călimani se caracterizează printr-o largă dezvoltare a faciesurilor minerale însă nu am găsit pînă acum toate faciesurile întîlnite în cuarțitele secundare din alte regiuni (N. N. K u r e k , 1964).

În zona la care ne referim au fost identificate trei faciesuri minerale : faciesul cuarțos, faciesul argilos și faciesul alunitic.

Faciesul cuarțos este cel mai bine dezvoltat, el alcătuind fondul mineral pe care se dezvoltă celelalte faciesuri. Conținutul în SiO_2 are valori frecvente în jur de 60% însă poate ajunge pînă la 98%, cazuri în care putem vorbi despre „monocuarțite (N. N. K u r e k , 1964 ; N a b o c o , 1962).

Faciesul cuarțos propriu-zis este cel mai interesant din punct de vedere mineralologic datorită diversității mineralelor care se întâlnesc : cuart, opal, rutil, casiterit, epidot, pirită, melnicovit, baritină, sulf, limonit, hematit, goethit, lepidocrocit, anhidrit. Formarea acestor minerale este precedată de o dizolvare intensă a rocilor în mediu acid.

Studiul microscopic a arătat că faciesul curțos s-a instalat pe rocă diferite ca structură dar de compoziție apropiată, ținînd seama de mediul geologic în care ne aflăm. Au fost identificate structurile porfirice ale lavelor, uneori bine conservate, pe cînd structurile tufurilor și aglomeratelor se disting cu greutate datorită dizolvării intense favorizate de porozitatea accentuată a rocii. Mineralele nou formate pseudomorfozează mineralele primare, se depun în goluri sau pe fisuri.

Substituirile după feldspați sunt mai bine individualizate decît cele după mineralele melanocrate. Feldspații sunt înlocuiți, în majoritatea cazurilor, prin cuart și opal, pe cînd melanocratele sunt înlocuite prin cuart și oxizi de fier care formează plaje difuze cu conture extrem de capricioase.

Cuarțul, principalul component al cuarțitelor secundare în general și al faciesului cuarțos în special, adoptă forme variate. În toate cazurile

de substituție este xenomorf având dimensiuni milimetrice și submilimetrice, cind lasă impresia unei mase criptocristaline. Contactele dintre granulele de cuarț sunt normale, dar de cele mai multe ori prezintă îndințări accentuate. Un alt aspect sub care mai apare cuarțul este cel idiomorf găsit la N de vîrful Iancului unde pe fisuri s-au depus cristale de cuarț care ating 2 cm lungime.

Opalul este destul de frecvent însă sunt cazuri cind roca este total transformată în opal având o culoare alb-gălbui și luciu gras; acest nou aspect al rocii putind fi numit opalit. Opalitele se întâlnesc pe marginea sudică a calderei munților Călimani formând o zonă aproape continuă. Poziția pe care o ocupă aceste roci în peretele calderei nu este întâmplătoare, ele indicând zona prin care aburii supraîncălzitori veneau la suprafață în urma evaporării hidrotermelor în drumul lor ascensional.

Rutilul și casiteritul apar ca impurități în masa silicioasă la N de vîrful Iancu, sub forma unor cristale mici cu habitusul bipiramidal prismatic și cu frecvențe macle în genunchi. Fiind două minerale care se pot confunda ușor la microscop, numai analiza chimică a confirmat prezența lor. Prezența casiteritului arată că în regiune au existat și geiseri, deoarece el este întotdeauna legat de activitatea lor. (I. A. n. a. s. i. u., 1946; N. N. Kurek, 1964). Nu este exclus deci ca o parte din rocile silicificate să-și datoreze originea acestor geiseri.

Oxizii de fier, rezultați din oxidarea fierului trecut în soluție și depus ca limonit, hematit, goethit, lepidocrocit, abundă în cuartitele secundare, în zona muntelui Negoiul Românesc formând chiar un zăcămînt de fier. Cu totul izolate sunt depunerile de oligist, pe fisuri milimetrice, la NE de vîrful Iancului.

Sulfurile de fier sunt în stare cristalizată și amorfă; prima formă este reprezentată prin pirită iar a două prin melnicovit. Pirlita se întâlnește mai rar cu forme cristalografice, formând de obicei aglomerări de granule cu contură capricioase. Melnicovitul nu apare niciodată la suprafață el fiind întâlnit numai în foraje împreună cu pirită și sulf.

Sulful are o mare dezvoltare la SE de Negoiul Românesc fiind pus în evidență prin lucrări miniere și de foraj¹⁾.

Obișnuit apare ca impregnații în piroclastitele din ciclul II, în tufuri, aglomerate, brecii și în lavele ce se intercalează între momentele explosive ale acestui ciclu. S-au întâlnit însă și goluri cu forme sferoidale, (unul

¹⁾ G. Ionescu, O. Butnaru. Proiect pentru explorarea în continuare a zăcămintului de sulf din șantierul Gura Haitii. 1963. Arh. Com. Geol.

avînd diametrul de 8 m), umplute cu sulf nativ. Acumulările de sulf constituiesc în prezent obiectivul unor lucrări de explorare.

Baritina a fost găsită la W și N de vîrful Iancului în zone brecioase, cristalele ajungînd pînă la 2 cm.

Pe pîrîul Rețițis, la W de vîrful Iancului, în zone cu intense silicieri s-a constatat prezența aurului și argintului.

Epidotul este destul de frecvent dar fără a atinge concentrații importante.

Anhidritul, datorită raporturilor pe care le are cu celelalte minerale menționate pînă acum, este ultimul care s-a format din hidrotermele care au încheiat activitatea hidrotermală. Este întotdeauna prezent în golarile cavernicole din muntele Negoiul Românesc (T r. N a u m și colab., 1962) unde se găsesc cristale milimetrice, prismatice sau aciculare, perfect transparente. Frumoase efecte contrastante se obțin atunci cînd anhidritul se dezvoltă pe fondul roșu limonitic.

Faciesul argilos este mai slab exprimat la suprafață fiind mascat de faciesul cuarțos care s-a impus eroziunii datorită alcătuirii sale. Acest facies a fost găsit bine dezvoltat în lucrările miniere din muntele Negoiul Românesc unde în galeria nr. 5 formează o zonă de aproximativ 25 m lățime și 50 m lungime alcătuită dintr-o rocă moale care cînd este uscată se transformă într-o pudră fină, unsuroasă la pipăit cu o culoare galbenă ușor ocreu. Analiza roentgenografică a arătat că avem un mineral din grupa halloysitului. În această pulbere fină s-au observat cristale de cuarț cu dimensiuni maxime de 2–3 mm, incolore și ușor transparente. Analiza roentgenografică efectuată de G h. N e a c s u a constatat că este un cuarț de temperatură scăzută, emscherit.

S-au mai identificat : zircon sub formă de prisme scurte de culoare roz, leucoxen format pe seama ilmenitului care-și mai păstrează conturele cristalografice, frecvențe pseudomorfoze de limonit pe seama magnetitului și hidroxizi de mangan cu forme concretiștice.

O altă zonă de argilizare formată tot în aceste momente de hidrotermalism este situată la S de caldera Călimanilor în versantul drept al pîrîului Negoiul.

Faciesul alunitic a fost găsit în aflorimente, lucrări miniere, foraje, alcătuind zone continui în vîrful Iancului, pîrîul Rețițis și valea Iancului, în rest fiind întîlnit ca diseminări în puncte disparate.

În zona vîrful Iancului și pîrîul Rețiș alunitizarea rocilor este pregnantă, afectînd atît lavele cît și produsele piroclastice. Procesul de substituire este uneori total, încît din roca inițială nu se mai poate distinge nici structura, compoziția mineralogică fiind alcătuită numai din alunit, și cuarț. Macroscopic alunitul se distinge printr-o culoare albă-argintie, luciu mătăsos, avînd forme prismatice cînd sunt slabe impregnări și aspecte solzoase în substituirile totale. Microscopic alunitul se prezintă sub forma unor mici prisme alungite după axa c , cu dimensiuni pînă la 3 mm, care pot forma prin asociere snopi și cuiburi. Este incolor, uniax pozitiv, are alungire negativă și culori de birefringență galben-gri de ordinul I. Alunitul se formează sub temperatură de 300° în urma îmbogățirii gazelor vulcanice și a hidrotermelor în ioni de sulfati, în HCl și HF, care în momentul dizolvării acide a rocilor formează sulfatul bazic de potasiu (I. S. N a b o c o, 1962). Aceasta, împreună cu opalul și cuarțul microcristalin înllocuiește mineralele primare.

Prima fază a procesului de alunitizare este reprezentată de alunitul format pe seama feldspațiilor care furnizează și o parte din elementele necesare formării lui. În această situație alunitul adoptă atît conture idiomorfe cît și xenomorfe. Alunitul depus pe fisuri și în porii rocii are o dispoziție perpendiculară pe cel care a substituit feldspații, fapt care ne obligă să-l considerăm format mai tîrziu, în fazele finale ale procesului de alunitizare. Prezența alunitului este confirmată și de rezultatul unei analize chimice care arată 17% SO_3 .

În ceea ce privește cimentarea s-au observat frecvențe pelicule de limonit și goethit în jurul alunitului. Aceasta indică un aport de soluții care au circulat mai tîrziu și au o temperatură mai scăzută.

Pirita se întîlnește și în faciesul alunitic ca de altfel în toate faciesurile cuarțitelor secundare. Formarea ei este legată de prezența vaporilor de hidrogen sulfurat vulcanic care precipită metalele sub formă de sulfuri. Datorită influenței hidrotermelor sulfatate pirita este instabilă și trece în jarosit. Astfel s-au observat frecvent pseudomorfoze de jarosit după cristale cubice de pirită. Jarositol nu este complet stabil într-un mediu umed, deoarece hidrolizează și formează hidroxizi de fier.

Faciesurile din a doua fază de metamorfism hidrotermal sunt un rezulat al unor procese care au avut loc în condiții de suprafață în urma unei acțiuni de lungă durată a soluțiilor sulfatate (I. A t a n a s i u, 1946; N. N. K u r e k, 1964; I. S. N a b o c o, 1962).

Opalitele, întîlnite pe marginea sudică a calderei s-au format datorită soluțiunilor clorurate acide precum și a vaporilor acestor soluții indi-

cînd astfel existența unei zone mari cu multe căi de acces pe care soluțiile puteau veni la suprafață.

Gazele vulcanice sulfuroase precum și soluțiile în curs de formare se îmbogățesc în ioni de sulfatî în timpul dizolvării acide a rocilor și astfel metalele alcaline se pot lega cu aluminiul formînd alunitul. Melnicovitul este un rezultat al concentrației mari de hidrogen sulfurat care a favorizat formarea lui și a piritei. Un argument în plus pentru existența unor soluții bogate în ioni de sulfatî îl constituie prezența gipsului în majoritatea carotelor observate în forajele executate în zona Muntelui Negoiul Românesc.

Soluțiile cu concentrație mare în ioni de sulfatî au avut o lungă existență, dovedită de formarea anhidritului care tapisează pereții grozelor descoperite prin lucrările miniere în muntele Negoiul Românesc. Formarea lui este corespunzătoare ultimelor momente de activitate ale soluțiilor.

Se poate deduce acum destul de ușor că aceste soluții care s-au îmboğățit continuu în diferite elemente și au generat opalitele, alunitul, sulfurile de fier, au putut să conducă în același timp la formarea sulfului.

Pe seama fierului, un element chimic frecvent întîlnit în aceste ecarărîte secundare, s-au format sulfuri (pirită și melnicovit) iar în mediu oxidant limonit, hematit și goethit. Acest mediu oxidant a existat la cîțiva zeci de metri deasupra primului nivel în care apare melnicovitul. Astfel au rezultat concentrațiile de limonit, hematit și goethit din muntele Negoiul Românesc.

Un rol important l-a avut însă și structura geologică și natura rocilor din regiune. Așa cum se poate vedea din profilele întocmite după datele obținute din foraje și galerii, sintem aici în prezență unei alternanțe de tufuri, aglomerate și lave, alternanță caracteristică stratovulcanilor. Tufurile și aglomeratele, roci cu o mare permeabilitate, sint cel mai intens afectate de soluțiile postvulcanice, ajungînd uneori să nu se mai poată recunoaște compoziția și structura lor inițială. Lavele andezitice sint și ele afectate, însă într-o mai mică măsură, structura lor inițială mai putîndu-se observa, ele fiind de obicei numai cloritizate și impregnate cu pirită.

Toate aceste roci, în special în zona Muntelui Negoiul Românesc, sint străbătute de fracturi și zone de brecifiere tectonică, observate atât la suprafață cât și în subteran, care au constituit excelente căi de acces pentru soluțiile bogate în fier, rezultînd depuneri de limonit, hematit și goethit, depuneri în care conținutul în fier depășește de obicei 25%.

PLANSZA I

PLANSA I

Fig. 1. — Biotit și epidot din zona de biotitizare. N ||. $\times 70$.
Biotite et épidote de la zone de biotitisation. N ||. $\times 70$.

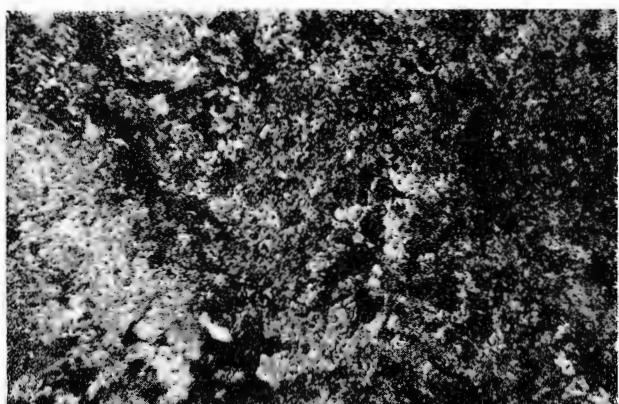
Fig. 2. — Sericit asociat cu biotit din zona de sericitizare. N +. $\times 70$.
Séricite associé au biotite de la zone de séricitisation. N +. $\times 70$.

Fig. 3. — Sericit și turmalină. N +. $\times 70$.
Séricite et tourmaline. N +. $\times 70$.

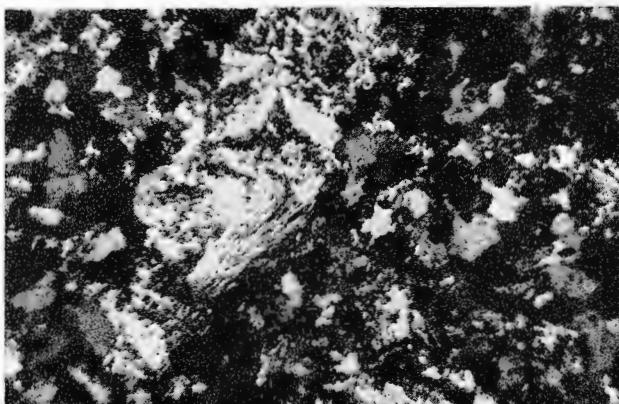
I. TEODORU, CAMELIA TEODORU. Faciesuri de metamorfism hidrotermal.
Pl. I.



1.



2.



3.

PLANŞA II



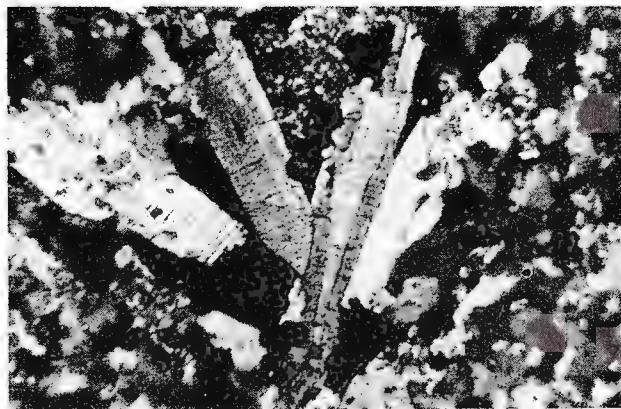
PLANSA II

Fig. 1. — Cristale de turmalină. N +. × 70.
Cristaux de tourmaline. N +. × 70.

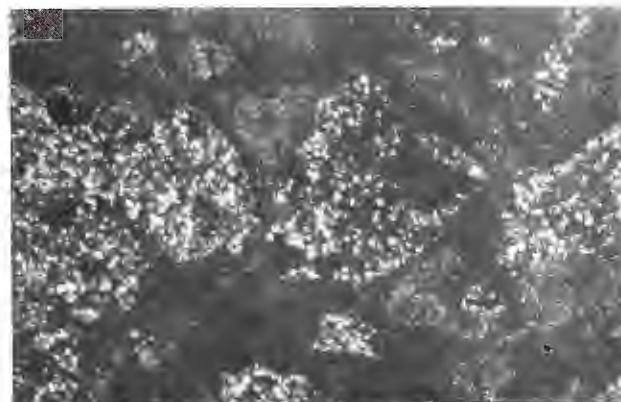
Fig. 2. — Cuarțit secundar în care se mai vede structura porfirică a andezitului. N +. × 10.
Quartzite secondaire dans lequel la structure porphyrique de l'andésite est encore visible. N +. × 10.

Fig. 3. — Cuarțit secundar cimentat cu limonit. N +. × 70.
Quartzite secondaire cimenté avec de la limonite. N +. × 70.

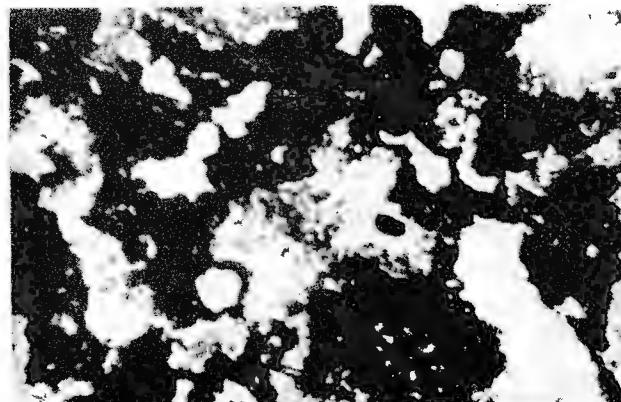
I. TEODORU, CAMELIA TEODORU. Faciesuri de metamorfism hidrotermal.
Pl. II.



1.



2.



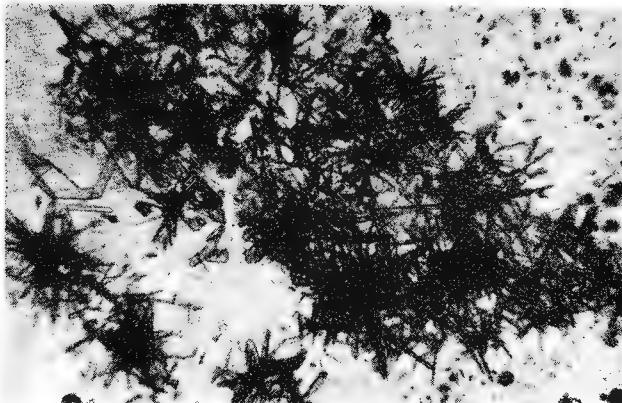
3.

PLANŞA III

PLANŞA III

- Fig. 1. — Rețea formată din cristale de casiterit și rutil. N || . $\times 70$.
Réseau formé de cristaux de cassitérite et de rutile. N || . $\times 70$.
- Fig. 2. — Cristale de casiterit și rutil. N || . $\times 100$.
Cristaux de cassitérite et de rutile. N || . $\times 100$.
- Fig. 3. — Cristale de alunit ce împinzesc roca. N +. $\times 70$.
Cristaux d'alunite parsemant la roche. N +. $\times 70$.

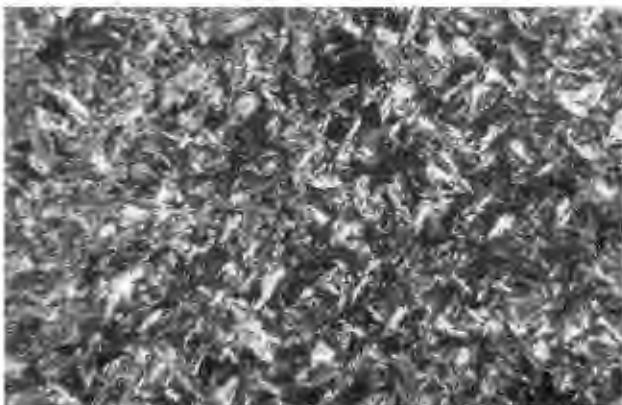
I. TEODORU, CAMELIA TEODORU. Faciesuri de metamorfism hidrotermal.
Pl. III.



1.



2.



3.

PLANŞA IV

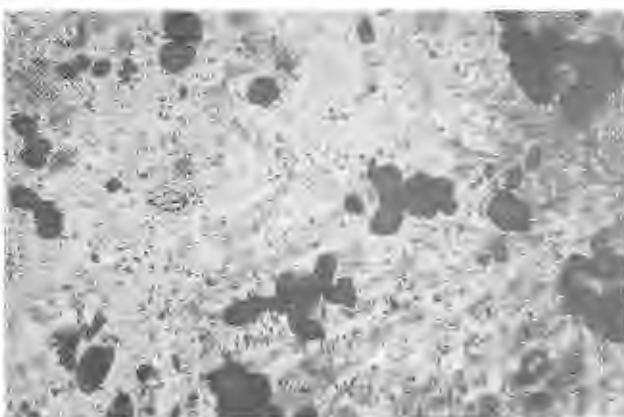
PLANS IV

Fig. 1. — Cristale de brookit. N // . × 100.
Cristaux de brookite. N // . × 100.

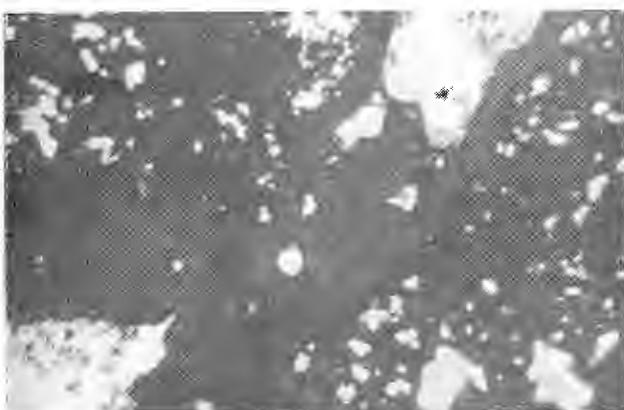
Fig. 2. — Depunerî concentrique de limonit. N // . × 70.
Dépôts concentriques de limonite. N // . × 70.

Fig. 3. — Cristale de anhidrit. N // . × 10.
Cristaux d'anhydrite. N // . × 10.

I. TEODORU, CAMELIA TEODORU. Faciesuri de metamorfism hidrotermal.
Pl. IV.



1.



2.



3.

Soluțiile vadoase, care au acționat descendant în aceste zone, au dus la migrarea laterală a oxizilor și hidroxizilor de fier în rocile permeabile, tufuri și aglomerate. În acest mod s-au format 4 nivele limonitice, puse în evidență prin lăcerări miniere. Conținutul în fier în zonele îmbogățite pe această cale este mai redus. Acest conținut este totuși mare atunci când limonitul se depune în goluri (grotele din Negoiul Românesc ; I.S. N a b o c o , 1962) și adoptă forme concreționare, stalactitice și stalagmitice.

Atât rocile vulcanice care alcătuiesc muntele Negoiul Românesc cât și cele din zona cuprinsă între acesta și vîrful Rețiș, adică partea sudică a suprafeței pe care apar cuarțite secundare este intens fisurată, fapt care a favorizat circulația soluțiilor sulfatare. Soluțiile care au străbătut această din urmă zonă au fost mai sărace în fier, dar puternic sulfuroase și ca atare au depus sulf. Si de această dată porozitatea rocilor a avut un rol însemnat ; faptul că lăvele intercalate erau afectate de soluțiile precedente, care le-au mărit porozitatea, au constituit și ele un mediu propice depunerii de sulf.

Concluzii

În urma datelor prezentate rezultă că în caldera munților Călimani procesele hidrotermale au dus la importante transformări ale rocilor inițiale.

Aceste procese hidrotermale au fost provocate de soluții a căror temperatură a variat în limite largi ; procesele de hidrotermalism au fost de lungă durată, favorizând formarea faciesurilor de metamorfism hidrotermal caracteristice zonelor cu filoane metalifere din țara noastră (propilitizări, sericitizări, biotitzări, turmalinizări) precum și procese hidrotermale care se întâlnesc în zonele cu eruptivism recent și actual (silicifieri, alunitizări, opalizări).

Dacă în fazele finale de hidrotermalism s-au format mineralizațiile importante de fier și sulf, dovedite prin lăcerările miniere și forajele executate, rămîne acum să se dovedească dacă primele faze de hidrotermalism au generat filoane metalifere.

Se impune deci cercetarea zonelor de sericitizare și biotitzare pentru lămurirea definitivă a problemei existenței unei mineralizații hidrotermale de temperatură ridicată, asemănătoare cu cele cunoscute în regiunile metalifere din țara noastră (Baia Mare, Munții Apuseni), în zonele indicate pe harta alăturată ca fiind susceptibile de aceasta în partea centrală a munților Călimani.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1946) Curs de fenomene magmatice. Bucureşti.
- Cosma S., Teodoru I., Teodoru Cămelia (1963) Contribuții la cunoașterea geologică Munților Călimani de N și Bîrgău. *D.S. Com. Geol. L/2*. Bucureşti.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1961) Étude géologique et minière de Monts Metallifères. *Ann. Inst. Géol. Roum. XXI*. Bucureşti.
- Giușcă D. (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Stud. și cercet. geol. V*, 3. Bucureşti.
- Kurek N. N. (1964) Izmenenie okolorudnie parodi i ih puoskovoe znacenie. Moskva.
- Naboco I. S. (1962) Condițiile de metamorfism hidrotermal actual al rocilor vulcanice. *Ser. Geol. nr. 1*. Moscova.
- Naum Tr., Butnaru E., Giurescu M. (1962) Vulcanokarstul din Masivul Călimanului (Carpații orientali). *An. Univ. Bucureşti. XI*, 32.
- Nichita O. (1934) Études pétrographiques et chimique de la région des V. Neagra et Haita du masiv des Monts Călimani. Rég. Cimpulung. *An. Sc. d. l'Univ. de Jassy. XXI*, p. 1–4.
- Pošepny F. (1867) Das Schwefelvorkommen aus Kiliman. *Verh. d.k.k. geol. R.A. XVII* (pag. 135). Wien.
- Rădulescu D. (1958) Studiu petrografic al formațiunilor eruptive din reg. Seini – Ilba – Nistrul. *An. Com. Geol. XXXI*. Bucureşti.
- Russo D. (1964) Contribuții la cunoașterea cuarțitelor secundare din M. Gutii și Călimani. *St. și cercet. geol. I*; 9. Bucureşti.
- Stančiu Constantin (1961) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice. *St. și cercet. geol. VI*; 4. Bucureşti.
- Schwartz G. (1959 a) Hydrothermal alterations. *Ec. geol.* 54, 2.
- Schwartz G. (1964 b) Transformările hidrotermale ale rocilor înconjurătoare ca indicație de prospectiune. Minesopolis, Minesota (traducere).
- Török Z. (1956) Probleme teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *St. și cercet. geol. geogr. VII*, 1–4. Bucureşti.

FACIÈS DE MÉTAMORPHISME HYDROTHERMAL DANS LA CALDERA DES MONTS CĂLIMANI

PAR

I. TEODORU, CAMELIA TEODORU

(Résumé)

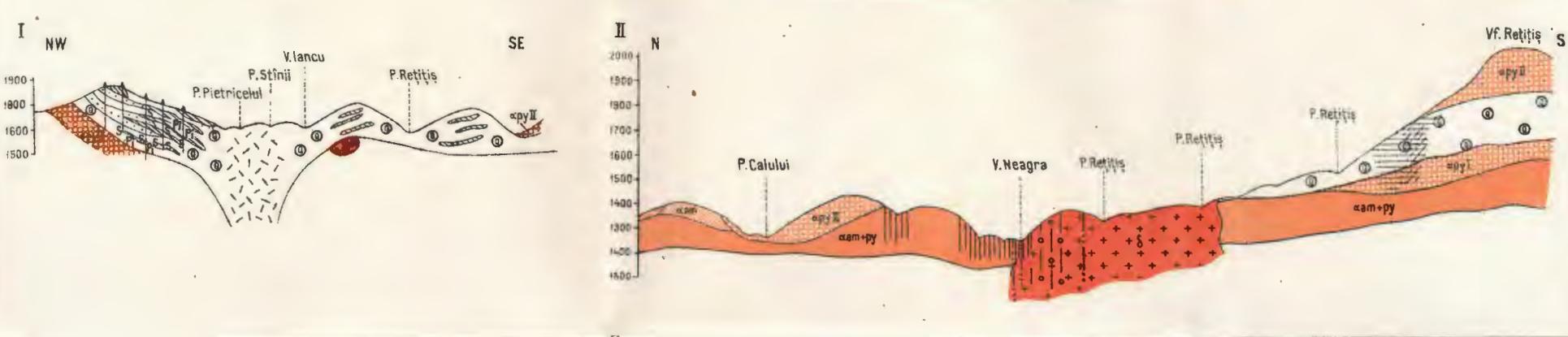
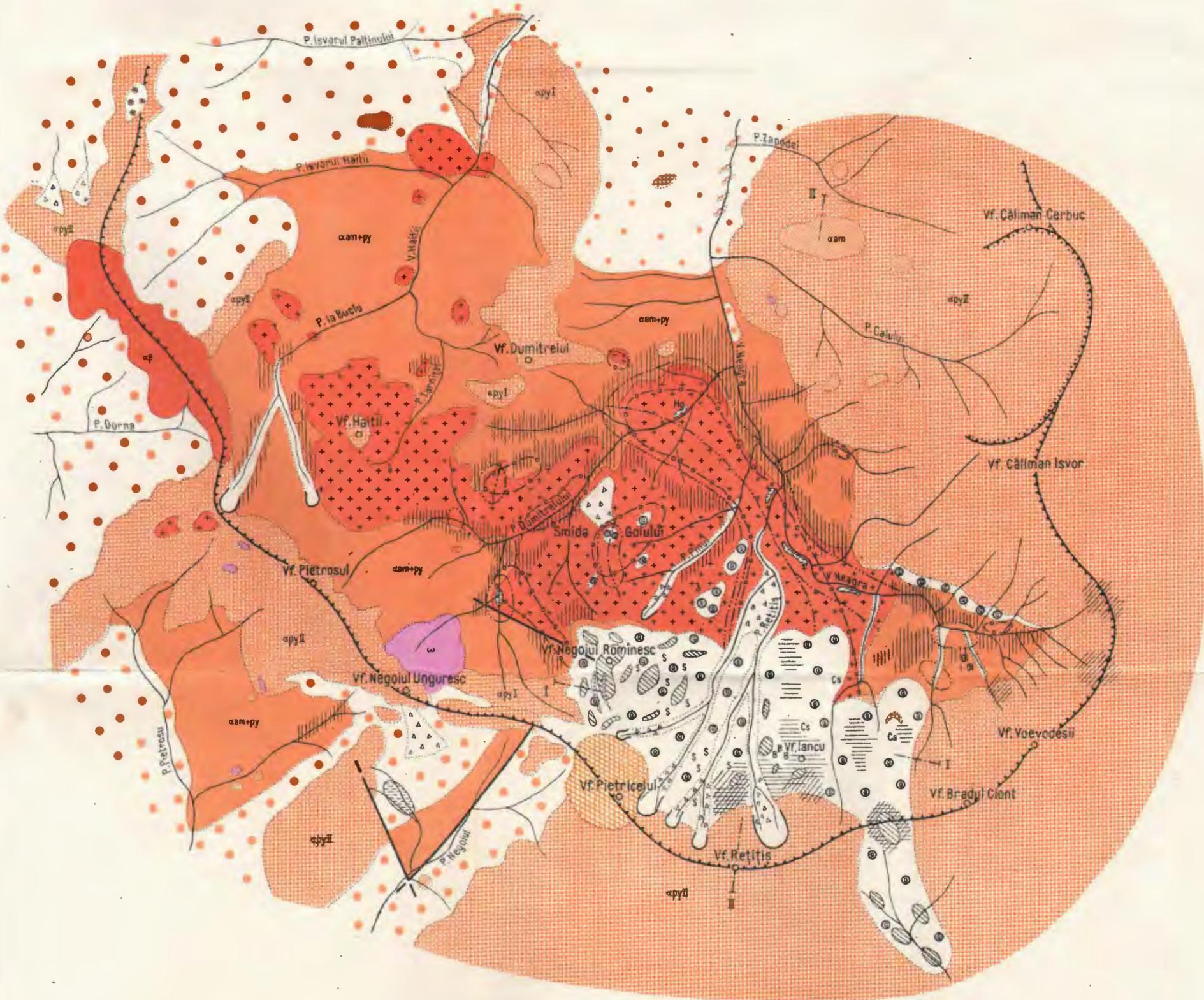
Les auteurs entreprennent de faire une systématisation des processus de métamorphisme hydrothermal qui se sont produits dans la caldera des Monts Călimani.

Ces processus correspondent à deux phases principales de hydrothermalisme. Les premières activités hydrothermales ont une température

I. TEODORU - CAMELIA TEODORU

**HARTA FACIESURILOR DE METAMORFISM HIDROTERMAL
DIN
CALDERA MUNTILOR CĂLIMANI**

0 500 1000m

**LEGENDA**

1	2 A	1. Aluviumi 2. grohotisi	4	Limonitzari	29	Circuri glaciare
3	4 B	Andezite bazaltice, bazalte	15	Opalizari		
4	4 C	Andezite cu biotit și cuart	16	Alunitizari	30	Crater
5	5	Piroclastite ciclul III	17	Cuartite secundare		
6	6	Andezite piroxenice superioare	18	Turmalinizari	31	Caldera
7	ω	Microgabrouri - microgabrouri porfirice	19	Biotitzari		
8	8	Piroclastite ciclul II { a. Aglomerate b. Brecii c. Tufuri}	20	Argilizari	32	Falie
9	9	Andezite amfibolice	21	Sericitzari		
10	10	Andezite piroxenice inferioare	22	Propiltitzari	33	Linie de profil
11	11	Piroclastite ciclul I	23	Sulf		
12	12	Diorite - Microdiorite - Microdiorite porfirice	24	Oligist		
13	13	Andezite cu amfiboli și piroxeni	25	Pirită + Melnicovit		
			26	Casiterit		
			27	Baritina		
			28	Cinabru		

élevée et affectent les plus anciennes roches de la région, puisque les solutions qui circulent dans la zone de contact entre les microdiorites et les andésites à amphiboles et pyroxènes affectent ces deux types de roches. À la suite d'une intense activité extrusive dans la phase finale une nouvelle activité hydrothermale se produit, comparable à celles des régions à volcanisme récent et contemporain, représentée par des silicifications, opalisations, alunitisation et dépôts de limonite et soufre. Cette paragenèse caractérise les quartzites secondaires.

La séparation des deux phases de hydrothermalisme est distincte, excepté le processus de tourmalinisation qui se situe aux derniers moments de la première phase, qui est pourtant sensible au début de la seconde aussi.

Les auteurs considèrent que les données présentées constituent des indices importants dans l'orientation des ouvrages d'exploration.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte des faciès de métamorphisme hydrothermal de la caldera des Monts Călimani.
1, alluvions; 2, éboulis; 3, andésites basaltiques, basaltes; 4, andésites à biotite et quartz; 5, pyroclastites cycle III; 6, andésites pyroxéniques supérieures; 7, microgabbros - microgabbros porphyriques; 8, pyroclastites cycle II (1, tufs; 2, brèches; 3, agglomérats); 9, andésites amphiboliques; 10, andésites pyroxéniques inférieures; 11, pyroclastites cycle I; 12, diorites - microdiorites - microgabbros porphyriques; 13, andésites à amphiboles et pyroxènes; 14, limonitisations; 15, opalisations; 16, alunitisations; 17, quartzites secondaires; 18, tourmalinisations; 19, biotitisations; 20, argilisations; 21, séricitisations; 22, propilitisations; 23, soufre; 24, oligiste; 25, cinabre; 29, cirques glaciaires; 30, cratère; 31, caldera; 32, faille; 33, ligne de profil.

the dorsal root ganglion, the dorsal root filaments, and the dorsal root entry zone.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

The dorsal root entry zone is the area where the dorsal root filaments enter the dorsal horn of the spinal cord.

The dorsal root filaments are the peripheral extensions of the dorsal root ganglion cells that contain the somatic sensory afferent fibers.

STRATIGRAFIE

ASUPRA VÎRSTEI CALCARULUI
DE LA VALEA LAȘTIORULUI (SUD-VEST DE ZLATNA)¹⁾
DE
E. ANTONESCU²⁾

Abstract

On the Limestone Age from the Lăștior Valley (SW of Zlatna). Based on the presence of Orbitolines, the author states precisely the age of a calcareous massif, SW of Zlatna, near the valley „Valea Mică”, assigned to the Barremian-Aptian. The presence of the *Dycloconus* sp. genus is recorded for the first time in this region. The possibility is considered that a part of the limestones of the Zlatna — Galați — Cib area, which have passed the Upper Jurassic age, are in fact of Lower Cretaceous age.

În anul 1964 cu ocazia unor prospecțiuni pentru calcare în Munții Metaliferi la SW de localitatea Zlatna, raionul Alba-Iulia, regiunea Hunedoara, am reușit să precizez vîrsta calcarului de la confluența văii Lăștiorului cu valea Bîrlogel din apropierea satului Valea Mică.

Cadrul geologic al zonei unde este situat masivul calcaros de care ne ocupăm este următorul : la sud de valea Ampoiului apare o fâșie de roci eruptive bazice orientată E—W, ce trece pe la sud de localitățile Galați, Valea Mică, Pătrânjeni și se întinde pînă în apropierea satelor Cib și Nădăjdia. Rocile bazice vin în contact la nord cu depozite cretacice. Legate de rocile bazice și depozitele cretacice apar calcare jurasice sub formă de blocuri de dimensiuni mari, răspîndite pe toată această zonă.

Referitor la vîrsta eruptionsilor bazice din acest sector (deci și în valea Lăștiorului) M. Ilie (1940), T. Ghîțulescu și M. Socolescu (1941) le consideră de vîrstă triasică (ante-jurasic superioară). T. Ghîțulescu și M. Socolescu (1940) menționează existența erup-

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 martie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecții și Laboratoare, Șos. Kiseleff 2. București.

țiunilor bazice și în Aptian iar M. B o r c o s, G h. M a n t e a și I. G h e o r g h i ță (1961) arată posibilitatea continuării acestor erupțiuni pînă în Cenomanian.

La valea Lăstiorului rocile complexului efuziv bazic sunt reprezentate prin bazalte și aglomerate bazaltice.

Vîrsta depozitelor cretacice de la nord de fișia de diabaze este mult discutată. Astfel, M. I l i e (1940) le consideră de vîrstă aptiană, T. G h i ț u l e s c u, M. S o c o l e s c u (1941) și M. B l e a h u¹⁾ le atribuie Senonianului, iar M. D i m i a n²⁾ deosebește la est de satul Valea Mică, Vraconian-Cenomanianul inferior și Cenomanianul mediu.

În zona de care ne ocupăm, depozitele cretacice sunt alcătuite din conglomerate cu elemente de calcar și bazalte, gresii moi de culoare cenușie-gălbui și sisturi argilo-marnoase, frămintate, de culoare cenușie-negricioasă. Atribuim deocamdată, cu rezerve, Cenomanianului aceste depozite prin asemănare litologică cu cele date astfel de M. D i m i a n la est de satul Valea Mică.

Cit despre calcar (printre care și cele de la valea Lăstiorului) acestea au fost considerate de vîrstă jurasic-superioară de M. I l i e (1940) și de T. G h i ț u l e s c u, M. S o c o l e s c u (1941).

Calcarul de la valea Lăstiorului apare sub forma unor masive dintre care cel principal prezintă o formă alungită E-W de aproximativ 400 metri lungime, 120 metri lățime și o grosime care poate atinge 20 de metri. În jurul masivului principal se disting o serie de blocuri cu dimensiuni mai reduse.

Calcarul stă transgresiv și discordant peste bazalte și aglomeratele bazaltice. El a fost acoperit la rîndul său transgresiv și discordant de depozitele cenomaniene, îndepărțate ulterior de către eroziune și rămase ca fișii sau pete ce pe calcar sau bazalte.

Calcarul este detritic (calcarenit după clasificarea lui A. W. G r a b a u, 1913) fiind compus din fragmente de calcar fine de culoare albicioasă-cenușie, cu dimensiuni variabile, rotunjite sau colțuroase, prinse într-un ciment de asemenea calcaros, parțial recristalizat. Calcarul în ansamblu este dur, de culoare albicioasă-cenușie, albicioasă-gălbui, uneori cu tentă roșcate.

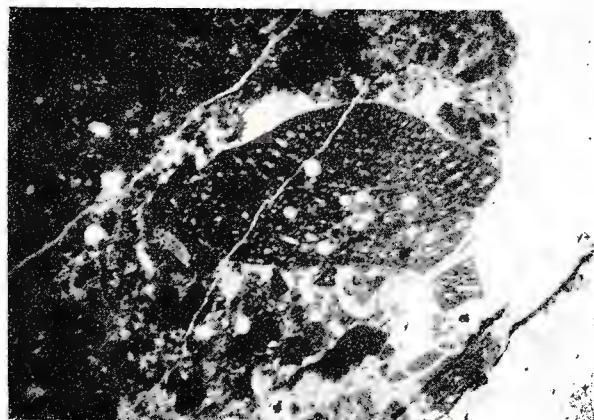
¹⁾ M. B l e a h u, S. B o r d e a, D e n i s a L u p u, M. L u p u, G h. M a n t e a, M. Z b e r e a. Raport Geologic asupra lucrărilor de prospecție efectuate în M-ții Metaliferi pentru metale neferoase.

²⁾ M. D i m i a n. Studiul formațiunilor cretacice efectuate în vederea întocmirii monografiei Munților Metaliferi. Raport Inst. Geol. 1963.

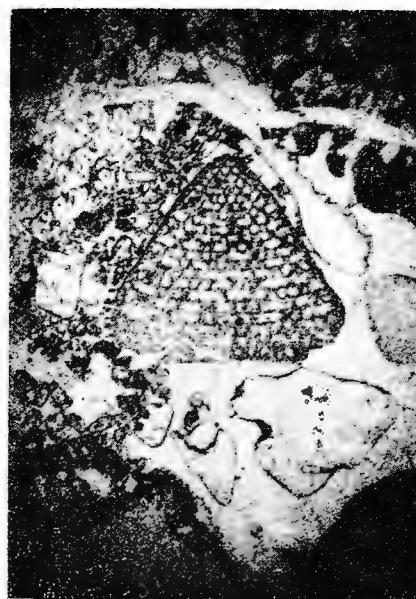
PLANSĀ I

PLANŞA I

Fig. 1. — *Orbitolina conoidea* Gras. x 11. (secțiune axială).
Fig. 2. — *Dyctioconus* sp. x 11. (secțiune axială).



1.



2.

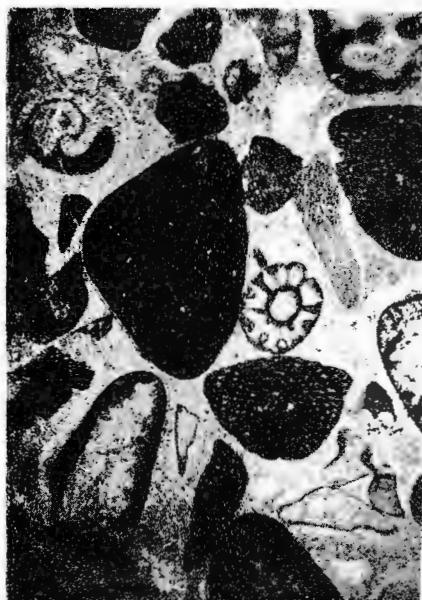
PLANŞA II

PLANŞA II

Fig. 1. — *Orbitolina conoidea*. Gras. x 11. (secțiune oblică).

Fig. 2. — *Dycloconus* sp. x 11. (secțiune bazală-oblică).

Fig. 3. — *Dycitionus* sp. x 11. (secțiune axială). *Orbitolina conoidea*. Gras. x 11. (secțiune oblică).



1.



2.

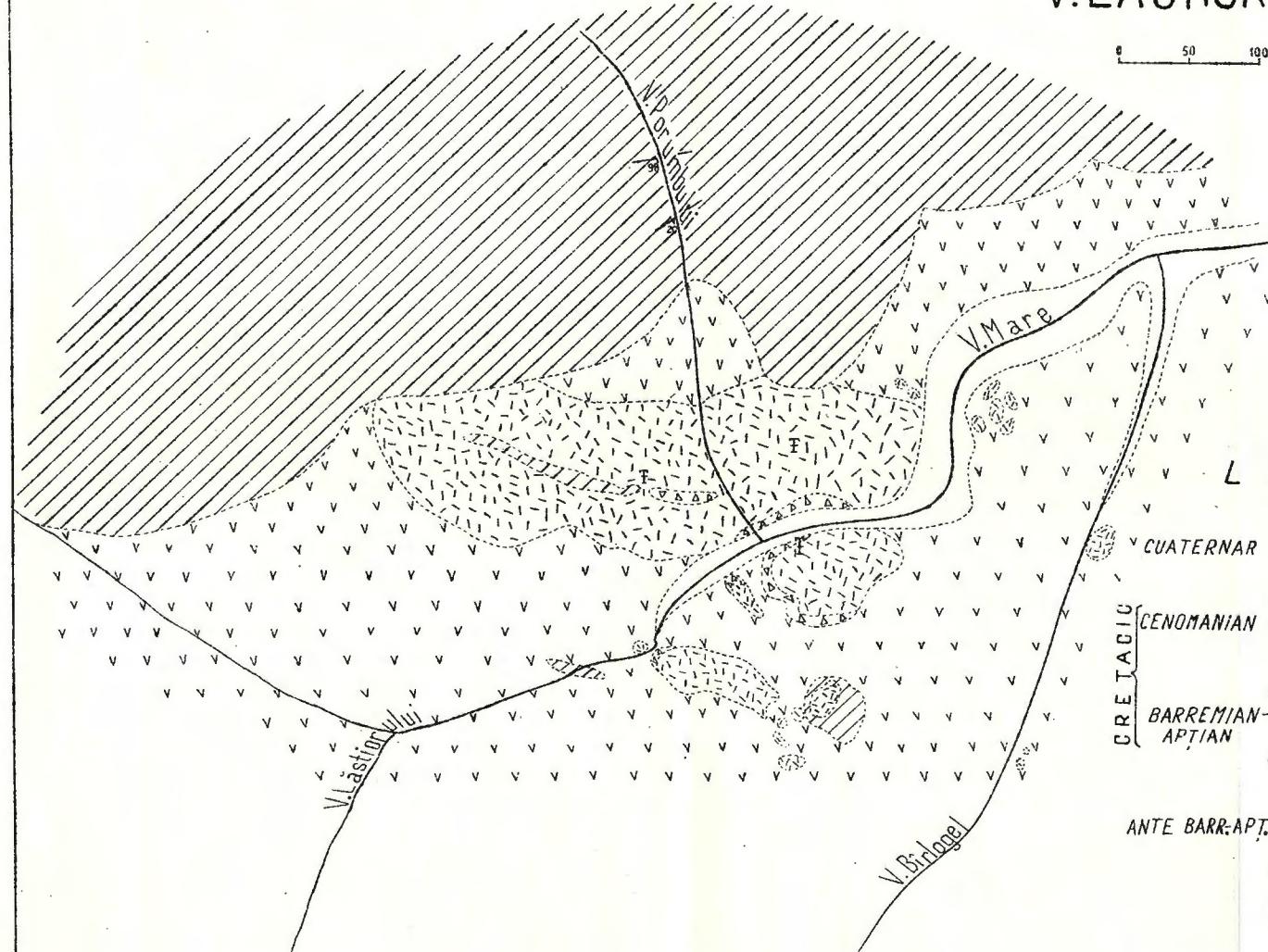


3.

Antonescu Emanoil

SCHIȚA GEOLOGICĂ A CALCARULUI DELA V.LĂSTIORULUI

0 50 100 m.



În baza masei principale calcaroase se poate deosebi un orizont mai prețios de circa 3 m grosime, care conține fragmente rulate de bazalte pînă la 7 cm diametru. În secțiunile subțiri, executate în calcarele breicioase ale acestui orizont, se observă în masa calcaroasă elemente de cuarț detritic, biotit, clorit, oxizi de fier sub formă de pelicule. Culoarea orizontului bazal este albicioasă-roșcată.

Analizele chimice au arătat un conținut destul de ridicat în SiO_2 + Al_2O_3 pînă la 14%, mai ales în orizontul bazal. Conținutul în CO_3Ca variază între 96—93% în masa principală a calcarului putind însă să scadă pînă la 77% în orizontul bazal.

Macrofauna este slab reprezentată prin gasteropode de talie mică nedeterminabile.

Microfauna observată în secțiuni subțiri cuprinde :

Orbitolina conoidea Gras.
Dyctioconus sp.
Miliolina sp.
Macroporella sp.
Baccinella irregularis Radović
Aptyxiella sp.
 Alge Dasycladacee
 Spiculi de spongieri

Remarcăm prezența genului *Dyctioconus* sp. întîlnit pentru prima dată în Munții Metaliferi.

Algele calcaroase ne indică originea recifală a calcarului detritic. Orbitolinele sunt de talie mică și unele exemplare sunt zdrobite. Acest fapt ne-a făcut să ne gîndim la eventualitatea unei remanieri. Probabil că totuși este vorba de un oarecare grad de tectonizare al calcarului și de resedimentări intraformatiionale, orbitolinele găsindu-se în masa calcaroasă care cimentează elementele de calcare fine. Ele apar atât în masa principală a calcarului cât și în orizontul bazal.

Tinînd seama de asociația faunistică, atribuim calcarului de la valea Lăstilorului vîrstă barremian-aptiene.

Acest fapt prezintă interes din următoarele motive :

Arată existența calcarelor barremian-aptiene cu orbitoline la SW de Zlatna ;

Există posibilitatea ca o parte din masivele calcaroase considerate de vîrstă jurasic-superioară din zona Galați—Cib—Zlatna, să aparțină Cretacicului inferior și nu Jurasicului superior ;

În privința vîrstei eruptiunilor bazice de la valea Lăstiorului nu se poate preciza decît că acestea au fost puse în loc înaintea Barremian-Aptianului.

În prezent calcarul de la valea Lăstiorului este exploatat pentru piatră de șoseluire.

În încheiere aducem mulțumiri geologilor D. Patruliș și C. Boldur, care ne-au ajutat la determinările paleontologice.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Mantea Gh., Gheorghită I. (1961) Relații tectonice și stratigrafice dintre complexul rocelor bazice și depozitele mezozoice, cu privire specială asupra Munților Metaliferi, *Com. Soc. Științ. Nat. Geograf.* No. București.
- Ghițulescu T., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *Ann. Inst. Géol. Roum.* vol. XX. III. Bucarest.
- Grabau A. W. (1913) Principles of stratigraphy. A. Gr. Seiler and Co. New York.
- Ilie M. (1940) Structure géologique de la région aurifère de Zlatna. *An. Inst. Geol.* vol. XX.

SUR L'ÂGE DU CALCAIRE DE LA VALLÉE DE LASTIORUL (SW DE ZLATNA)

PAR
E. ANTONESCU

(Résumé)

Considérant la présence des Orbitolines, l'auteur précise l'âge d'un massif calcaire, au SW de Zlatna aux environs du village Valea Mică, en l'attribuant au Barrémien-Aptien.

On signale pour la première fois dans la région la présence du genre *Dyctioconus* sp.

On envisage la possibilité qu'une partie des calcaires censés avoir l'âge Jurassique supérieur, de la zone Zlatna—Galați—Cib, appartiennent en réalité au Crétacé inférieur.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique du calcaire de la Vallée Laștiorul

1. Quaternaire; plaines alluviales; Crétacé. 2. Cénomanien; a) schistes argilo-marneux; b) grès; c) congolomérats; Barrémien — Aptien; 3. calcaires détritiques récifaux à Orbitolines; 4. calcaires brécheux à éléments de basaltes et Orbitolines; 5. Anté-Barrémien — Aptien; a) basaltes; b) agglomérats basaltiques; 6. E-point fossilière; 7. λ₃ — position des couches.

STRATIGRAFIE

ASUPRA VÎRSTEI PIROCLASTITELOR DIN ZONA
RIBIȚA—VALEA BRADULUI (MUNTII METALIFERI)¹⁾

DE

E. ANTONESCU, GH. MANTEA²⁾

Abstract

On the Age of the Pyroclastics in Ribița—Valea Bradului Zone (Metaliferous Mountains). Based on the paleontological material the authors of this work date the pyroclasts from the Ribița — Valea Bradului zone, near the Brad area. The beginning of the Neogene eruptions is allotted to the Upper Tortonian instead of the end of Sarmatian as former researchers has stated. It has been distinguished pyroclasts belonging to the Upper Tortonian, to the Upper Tortonian-Lower Sarmatian and to the Pontian- Levantine. In this region the magmatic activity disappears during the end of the Pliocene.

În anul 1963, cu ocazia prospecțiunilor pentru minereuri auro-argentifere, am reușit să precizăm vîrstă vulcanitelor terțiare din zona situată la N de Crișul Alb între localitățile Ribița și Brad, din Munții Metaliferi, raionul Brad, regiunea Hunedoara.

La N de valea Crișului Alb peste complexul rocilor efuzive bazice de vîrstă pretithonica (în această regiune a Munților Metaliferi), care apar în zona Mihăileni — Blăjeni — Juncuri — Ribița — Ribicioara, se aştern discordant piroclastite și roci sedimentare de vîrstă terțiară.

Referitor la vîrstă piroclastitelor de la Ribița, M. Vadsz (1907) a descoperit lîngă biserică din sat, într-o deschidere lîngă pîriul cu același nume, un calcar coraligen situat deasupra unei argile albăstrie și acoperit de brecii andezitice, o faună pe care o paralelizează cu cea a calcarelor de Leitha (Tortonian). K. Papp, în 1909, menționează că a găsit mult mai puține forme decât M. Vadsz, explicind acest fapt prin acoper-

¹⁾ Comunicare în ședință din 2 aprilie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecțuni și Laboratoare, Șos. Kiseleff 2, București.

rirea deschiderii de către aluviuni sau prin spălarea calcarului de către pîriu. O faună similară a fost descrisă de către G. Primics (1896) de la Tărîtel din apropiere de Brad. T. Ghîțulescu, M. Socolescu (1941) consideră pirolastitele din zona valea Bradului — Ribița ca reprezentând produsele de explozie ale andezitelor, din faza III-a, care începe la sfîrșitul Sarmatianului și durează pînă în Pliocen. N. Macarovic (1945) ajunge la concluzia că breciile andezitice de pe dreapta Crișului Alb aparțin la două erupții vulcanice separate prin intermediul a două nivele de pietrișuri diferite ca litologie și vîrstă. După părerea acestui autor, erupțiunile au avut loc de asemenea la sfîrșitul Sarmatianului.

În ce privește depozitele detritice, reprezentate prin pietrișuri, acestea au fost atribuite Pliocenului, de către D. Stur (citat de T. Ghîțulescu și M. Socolescu, 1941) și de K. Papp (1909) prin asemănare cu depozitele pliocene din bazinul Hălmagiu. T. Ghîțulescu și M. Socolescu (1941) consideră că ele acoperă pirolastitele de la N de valea Crișului Alb.

În urma cercetărilor noastre am ajuns la concluzia că pirolastitele din zona Ribița—valea Bradului reprezintă o masă continuă în care se intercalează depozite detritice, fosilifere, cu caracter lenticular, care permit o datare mai precisă a pirolastitelor. Vom încerca deci să tratăm pirolastitele în funcție de depozitele detritice cuprinse în ele.

Pirolastite tortonian-superioare. În masa pirolastitelor care apar în zona dealul Vaca — valea Bradului am întîlnit pe afluenții văii Brădișa o intercalație de roci detritice reprezentată prin marne argiloase, slab nisipoase, nestratificate, de culoare cenușie-albăstruie, în alternanțe cu gresii sfărâmicioase de culoare cenușie-brună. În afluenții estici ai văii Brădișa aceste depozite trec la nisipuri stratificate de culoare gălbui-ruginie sau cenușie-verzuie cu lentile de cărbuni de calitate inferioară.

Marnele argiloase din valea Brădișa conțin o bogată faună alcătuită din Brioza, Lamellibranchiate, Gasteropode, Scaphopode și Echinide. Prezentăm mai jos lista formelor recoltate și determinate cu indicația speciilor comune prezente în fauna determinată de M. Vadasz (1907) și A. Primics (1896) la Ribița respectiv Tărîtel :

Bryozoa

Vincularia spiropora Eichw.

Brachiopoda

Cistella subcordata Böttger

Lamellibranchiata

- Nucula nucleus* (Linné) + Tărițel
Nucula sp. + Tărițel
Cardium subhispidum Hilscher
Ervilia pussilla trigonula Sok.
Spaniodontella aff. *pulchella* Baill y
Spaniodontella sp.
Venus sp.

Gastropoda

- Propilidium ablongum* Boettger
Gibula (*Colliculus*) *presudoangulata* Boettger
Crysallida (*Pyrgulina*) *interstrineta tarbelum* (Phil.)
Alvania (A) *montagui miocenica* Sacco
Turbanilla sp.
Rissoa (*Turboelia*) *dilemma* Boettger
Rissoina (*Rissoina*) *podolica* Cossmann
Rissoina (*Phosinella*) *steinabrunnensis* Sacco
Anabathron (*Nodulus*) *schwartzii* (Hoernes)
Alaba (*Gibborissoa*) *zboroviensis* (Friedberg)
Bittium (*Bittium*) *reticulatum* (Da Costa)
Cerithium aff. *banaticum* Boettger + Ribița
Cerithium sp.
Cerithiopsis (*Cerithiopsis*) *elsae* Boettger
Cerithiopsis (*Cerithiopsis*) *ianuszkiewiczi* Friedberg
Seilla (*Seilla*) *schwartzii* (Hoernes)
Seilla (*Seilla*) *detrobicarinata* Sacco
Seilla (*Seilla*) *trilineata crassicincta* Sacco
Seilla sp.
Sandbergeria perpusilla (Graat)
Turritella (*Archimediella*) *erronea miocenica* Sacco
Turritella (*Torculoidella*) *bicarinata bicarinata* Eichw. + Ribița
Petaloconchus intortus (Lam.).
Polinices (*Naticina*) *arsenae* Boettger
Hinia (*Hinia*) *colocato vindobonensis* (Maly)
Gibberula minuta (Pfeiff.)

- Asthenostema (Asthenostema) festiva* (H o e r n e s)
Raphitoma (Raphitoma) submarginata (B o n)
Raphitoma (Raphitoma) cf. harpula (B r o c c h i)
Conus (Chelyconus) cf. pelagicus fusulocingulata S a c c o
Conus (Conolithus) antideluvianus crassogranosa S a c c o
Conus (Conolithus) dujardini D e s h. + Ribița
Retusa (Retusa) truncatula truncatula (B r u g.)
Retusa sp.
Acteocina (Acteocina) lajonkaireana (B a s t.)

Scaphopoda

- Dentalium* sp.
Dentalium badense P a r t s c h

Echinida

- Schizaster* sp.

Examinînd această faună observăm că majoritatea formelor sunt Gasteropode, care predomină ca genuri, specii și număr de indivizi; ele sunt de talie redusă, au cochlilia fină și ornamentația bine păstrată. Lamelibranchiatele, reduse ca genuri și specii, prezintă de asemenea cochilii subțiri, fine. Lipsa oricărora urme de rulare precum și starea bună de conservare, exclud posibilitatea unei remanieri.

Observăm în această associație existența formelor prezente numai pînă în Tortonian și caracteristice pentru un mediu marin, ca: *Nucula nucleus* (L i n n é), *Schizaster* sp., diferite specii de *Turitella*, *Conus*, alături de forme care se întîlnesc și în Sarmațian ca: *Spaniodontella*, *Acteocina lajonkaireana* etc.

Marnele conținînd macrofauna citată cuprind și o microfaună caracteristică Tortonianului:

Foraminiferida

	Subcarpați	Miocen T Transilv.	Baz. Vienei	URSS
<i>Textularia agglutinans</i> d'O r b.	Ts—S ₁	—	+	—
<i>Miliolina akneriana</i> d'O r b.	—	+	+	+
<i>Miliolina gibba</i> d'O r b.	—	+	+	+
<i>Miliolina gracilis</i> K a r r e r	Ts	+	+	—
<i>Miliolina inflata</i> d'O r b.	T	+	+	+

	Subcarpați	Miocen T Transilv.	Baz. Vienei	URSS
<i>Miliolina irregularis</i> Serova	T _s	+	-	-
<i>Miliolina intermedia</i> Karrer	-	+	-	+
<i>Miliolina niteris</i> Reuss	-	+	-	+
<i>Miliolina oblonga</i> d'Orb.	T _s -S ₁	+	+	-
<i>Miliolina pyrula</i> (Karrer)	-	+	-	+
<i>Miliolina seminulum</i> L.	T _s -S ₃	+	+	-
<i>Miliolina tricarinata</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Miliolina</i> cf. <i>brauni</i> Reuss	-	+	-	+
<i>Pyrgo bulloides</i> d'Orb.	-	+	+	-
<i>Pyrgo bunula</i> d'Orb.	-	+	+	-
<i>Articulina nitida</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Flintina corporata</i> Bogda nowicz	-	+	-	+
<i>Sigmoilina</i> cf. <i>haidingeri</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Hauerina podolica</i> Serova	-	+	-	+
<i>Dendritina elegans</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Spirolina austriaca</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Spirolina Krokossi</i> Bogda nowicz	-	+	-	+
<i>Peneroplis pertusus</i> (Förskaal)	+	+	-	-
<i>Florilus boucarius</i> (d'Orb.)	-	+	+	+
<i>Florilus comune</i> (d'Orb.)	H-S ₃ M ₁	+	+	-
<i>Florilus pompiliooides</i> (Fichtel et Moll)	H-S ₃ M ₁	+	-	-
<i>Elphidium fichtelianum</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Elphidium incertum</i> Williamson	-	-	+	+
<i>Pullenia bulloides</i> (d'Orb.)	H	+	+	-
<i>Valvularineria</i> cf. <i>saulcii</i> (d'Orb.)	T ₂	+	+	-
<i>Asterigerina planorbis</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Eponides dutemplei</i> d'Orb.	-	+	+	+
<i>Cibicides predcarpathicus</i> Aizenstät	-	+	-	+
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker et Jacob)	H-S ₃ M ₁	+	-	-
<i>Globulina gibba</i> d'Orb.	H-S ₃	+	+	-
<i>Guttulina communis</i> d'Orb.	T ₂	+	+	-
<i>Borelis melo</i> Fichtel et Moll	T ₂ -T ₃ S ₁ -S ₃	+	+	+
<i>Alveolina haueri</i> d'Orb.	-	+	+	-
<i>Streblus beccarii</i> (L.)	H-M ₁	+	-	-
<i>Gümbelina globulosa</i> (Ehrenberg)	C _r -S ₃ M ₁	+	-	-

	Subcarpați	Miocen T Transilv.	Baz. Vienei	URSS
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brad y)	T	+	+	-
<i>Globigerinoides trilobus</i> (Revss).	T ₂	+	-	-
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	T ₂	+	+	-

Crustacea*Ostracode* div. genuri, div. specii**Bryozoa**

<i>Crisia hörnnesi</i> Reuss	T ₂	+	-	-
------------------------------	----------------	---	---	---

Microfauna, determinată de geologul Gheorghe Musat de la Întreprinderea de Prospecții și Laboratoare București este tipică pentru zona cu *Borelis* din Tortonianul superior din bazinul Transilvaniei (bazinul Lăpuș, Buituri, N de Jibou—Chelnița, Ticău—Iara, etc.).

Această asociatie faunistică ne face să atribuim depozitelor detritice din valea Brădișa vîrsta tortoniană. Caracterul faunei în care găsim genuri ce se întâlnesc și în Sarmătian, precum și faciesul sedimentelor ne fac să credem că suntem în prezența orizontului superior al Tortonianului din Munții Metaliferi, caracterizat prin predominarea marno-argilelor de culoare cenușie și a intercalărilor tufacee.

Pirolastitele din zona dealului Vaca — valea Bradului, cărora le atribuim deci vîrsta tortonian-superioară, sunt constituite din tufuri cu lapili, brecii și aglomerate andezitice. O caracteristică a pirolastitelor din sectorul văii Brădișa este stratificația, vizibilă în majoritatea aflorimentelor. Atât breciile cât și aglomeratele sunt alcătuite din fragmente de andezit amfibolic de tip Barza prinse într-o matrice cineritică de culoare cenușie-albicioasă. Sub microscop tufurile prezintă o structură psamitică-litocristaloclastică. Matricea este constituită din material cineritic și fragmente de lavă. Elementele prinse în matrice sunt reprezentate prin: andezite cu hornblendă verde, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, andezite piroxenice și dacite.

Pirolastite tortonian-superioare — sarmatian-inferioare? În pirolastitele de la N de pîrîul Crișan din zona satelor Rișca, Ribița și Crișan se intercalează depozite detritice cel mai bine dezvoltate la Ribița, unde apar nisipuri de culoare galbenă-ruginie sau cenușie-verzuie împreună cu pietrișuri poligene, prost rulate, cu elemente avînd un diametru pînă la 2 centimetri. Din aceste nisipuri într-o probă micropaleontologică

Zorela Dumitrescu, de la Laboratorul de Micropaleontologie al Întreprinderii de Prospecțiuni și Laboratoare București a determinat :

- Nonion granosum* (d'Orb.)
- Rotalia beccarii* (Linné)
- Nonion advenum* (Cush.)
- Elphidium macellum* (Fichtel et Moll)
- Globigerina bulloides* (d'Orb.)
- Spaniodontella intermedia* (Andrusow)
- Fragmente de Lamellibranchiate

asociație ce indică prezența Sarmățianului inferior. Trebuie să reamintim că la biserică din Ribița în baza piroclastitelor și a șdepozitelor sedimentare, citează M. Vadasz (1907) calcarul coraligen cu faună tortoniană. Acest calcar astăzi nu mai există fiind probabil spălat sau acoperit de aluviuni. Având în această zonă, în bază, faună tortoniană iar la partea superioară a depozitelor aproape de limita cu pietrișurile pliocen-superioare, microfaună sarmățian-inferioară, considerăm piroclastitele și depozitele detritice din zona Crișaț – Ribița – Rișca ca având o vîrstă tortonian-superioară – sarmățian inferioară. Afirmăm cu rezerve existența Sarmățianului inferior deoarece posedăm doar o singură probă cu conținut micropaleontologic, macrofauna tipic sarmățiană nefiind întâlnită. Piroclastitele din această zonă prezintă aceleași caractere cu cele din sectorul Brădișa.

Pirolastite pontian-levantine. Discordant peste piroclastitele și sedimentele miocene la valea Bradului, Crișan, Ribița, apar pietrișuri și bolovănișuri poligene, constituite din elemente bine rulate de cuarț, bazalte, gresii cretacice, fragmente de andezite tip Barza și Caraci cu diametrul uneori pînă la 15–20 cm. Secundar se întîlnesc argile nisipoase de culoare gălbuiu sau nisipuri. Aceste depozite au fost atribuite Pliocenului, datorită asemănării lor cu pietrișurile de la Hălmagiu, pietrișuri care ocupă o poziție superioară orizontului marnelor cu *Congeria subglobosa* Partsch și *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, încadrat de D. Sturr (citat de T. Ghîțulescu și M. Socolescu, 1941) în 1868 la Pontian. Subliniem că după faună, Pliocenul de la Hălmagiu este în facies panonic. Astfel, pietrișurile din zona Ribița, Crișan, valea Bradului ar putea reveni Pontian-Levantinului.

Piroclastitele pliocene sunt alcătuite din tufuri, brecii și aglomerate andezitice. Breciile și aglomeratele cuprind elemente de andezite cuarțifere tip Barza, andezite amfibolice, andezite tip Caraci precum și elemente de roci eruptive bazice, prinse într-o matrice cineritică. Sub micro-

scop tufurile intercalate prezintă o structură psamitică litocristaloclastică.

Piroclastitele apar intercalate în masa pietrișurilor pliocene ca în zona străbătută de afluentii estici ai pîrîului Baldovin sau stînd peste depozitele pliocene ca la N de valea Bradului în dealul Muncel. Se poate deduce că eruptiunile au continuat în Pliocenul superior și chiar pînă la sfîrșitul acestuia însă cu o intensitate mult mai scăzută.

Trebuie remarcat, că dacă în Miocenul din această zonă materialul piroclastic predomină asupra celui sedimentar, în Pliocen piroclastitele sunt subordonate cantitativ materialului detritic.

În concluzie momentul începerii depunerii piroclastitelor din zona Ribița — valea Bradului (depunere într-un mediu subacuatic) este în Tortonian superior și nu la finele Sarmațianului cum susțin T. Ghițulescu și M. Socolescu (1941). Această afirmație este bazată pe prezența intercalațiilor de sedimente detritice cu o bogată faună tortoniană de la valea Brădișa.

Eruptiunile andezitice continuă în Sarmațianul inferior, vîrstă pusă în evidență de prezența intercalațiilor de nisipuri cu microfaună sarmațian-inferioară în piroclastitele de la Ribița.

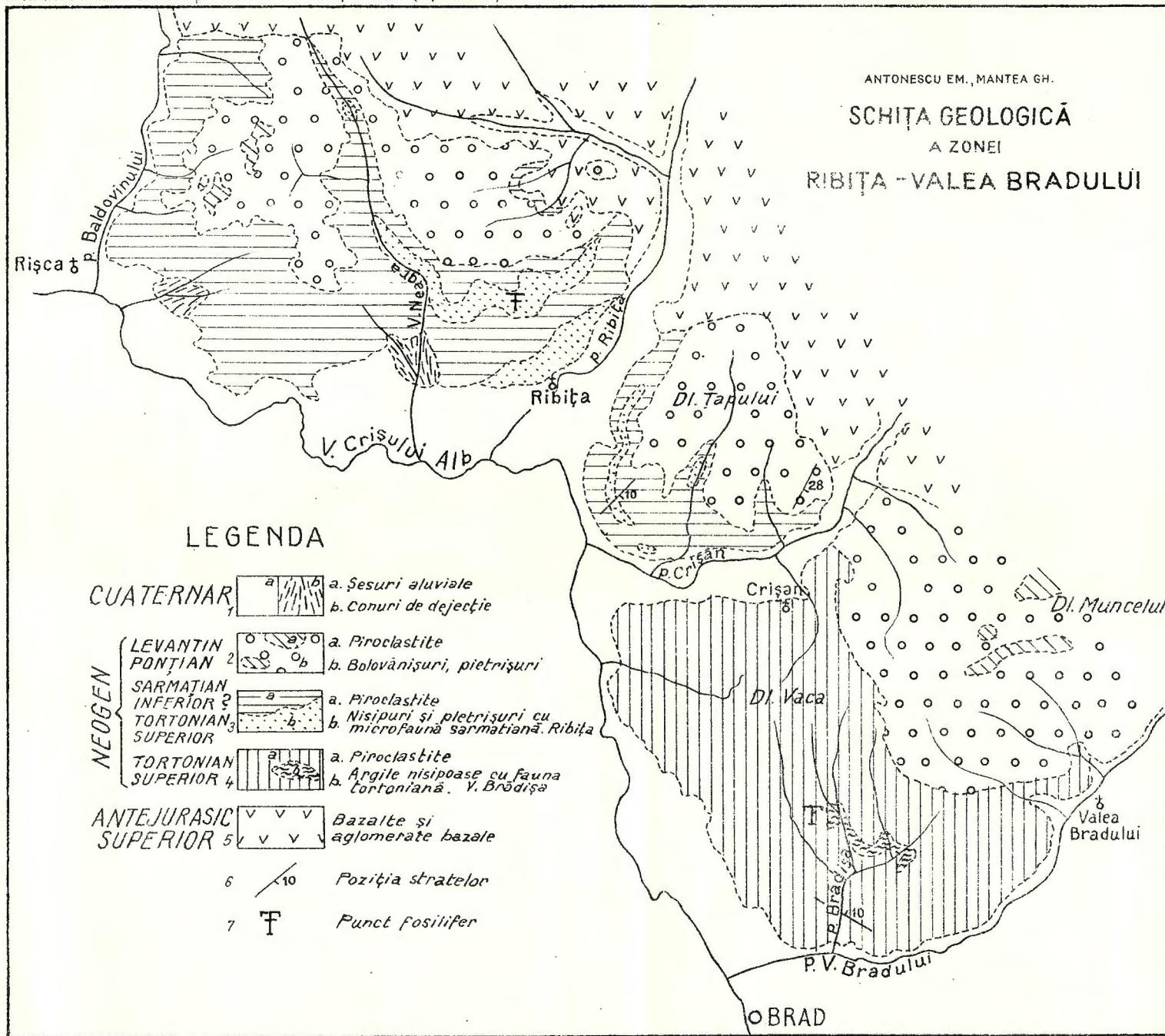
În timpul Sarmațianului mediu, superior și al Meotianului nu avem date asupra sedimentării sau a eruptiunilor.

În Pliocenul superior eruptiunile continuă cu o intensitate mult mai scăzută. Ele continuă și după depunerea pietrișurilor, foarte slab, fapt demonstrat prin existența piroclastitelor care stau pe depozite pliocen-superioare în dealul Muncel.

Aceste date vor fi de folos pentru întocmirea unei noi scheme ale fazelor eruptiunilor neogene din Munții Metaliferi.

BIBLIOGRAFIE

- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des monts Métallifères. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI. București.
- Macarović N. (1945) Asupra Miocenului din Bazinul Brad (jud. Hunedoara) *Rev. „V. Adamachi”*, vol. XXXI, nr. 1–2.
- Papp K. (1909) Über das Braunkohlenbecken im Tale des Weissen Körös. *Jahresber. d. k. ung. geol. A.*
- Primics A. (1996) A Csetráshegység geologiája és értelérei. Budapest.
- Vadász M. (1907) Über die obermediterrane Korallenbank von Ribice. *Földt. Közl.* XXXVII.



SUR L'ÂGE DES PYROCLASTITES DE LA ZONE RIBIȚA — VALEA BRADULUI (MONTS METALLIFÈRES)

PAR

E. ANTONESCU, GH. MANTEA

(Résumé)

Étayés du matériel paléontologique, les auteurs établissent l'âge des pyroclastites de la zone Ribiția — Valea Bradului à proximité de la petite ville de Brad.

Le moment du commencement des éruptions néogènes se place au Tortonien supérieur et non pas à la fin du Sarmatiens, ainsi qu'on l'avait affirmé par le passé.

On y distingue des pyroclastites d'âge Tortonien supérieur, Tortonien supérieur—Sarmatiens inférieur et Pontien—Levantin.

A la fin du Pliocène l'activité magmatique s'achève dans la région.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la zone Ribița—Valea Bradului.

1. Quaternaire : a, plaine alluviale; b, cônes de déjection. 2. Levantin — Pontien : a, pyroclastites; b, cailloutis, graviers. 3. Sarmatiens inf? — Tortonien supérieur : a, pyroclastites; b, argiles sabieuses à faune tortonienne. Valea Brădisa. 5. antéjurassique supérieur ; basaltes et agglomérats basals ; 6, position des couches. 7, point fossifère.

STRATIGRAFIE

PRECIZĂRI PRIVIND POZIȚIA STRATIGRAFICĂ
ȘI VÎRSTA NISIPURILOR DE MOSTIȘTEA¹⁾

DE
T. BANDRABUR²⁾

Abstract

Notes on the Stratigraphical Position and the Age of the Mostiștea Sands. In this note the author outlines the presence of a *Mammuthus primigenius* Blum b. in the Mostiștea Sands horizon from the Valea Argovei (I. C. Frimu) region. At the same time the results stated by certain researches concerning the stratigraphy of Quaternary deposits in Bucharest and I. C. Frimu zone are discussed, pointing out the correlation mode differing from what it was known up to date and the chronological conclusions to which they are coming to. The presence of the *Mammuthus primigenius* in association with the *Parelephas trogontherii* in the Mostiștea Sands proves that they are of Upper Pleistocene age, namely the Rissian one.

Cu ocazia unei recunoașteri geologice efectuate pe valea Mostiștei, în zona Valea Argovei (I. C. Frimu), am găsit un molar de *Mammuthus primigenius* (Blum b.) și alte resturi de mamifere nedeterminate încă, scoase parțial la zi prin spălarea și spulberarea nisipurilor din versantul drept al Mostiștei.

Descoperirea acestor resturi de mamifere ne-a dat prilejul de a lua în discuție rezultatele la care au ajuns unii cercetători în legătură cu poziția stratigrafică și vîrsta Nisipurilor de Mostiștea.

În anul 1957, P. V. Cotet și E. Prisneea, cercetează profilul de la Valea Argovei (I. C. Frimu) făcând cunoscută prezența a trei orizonturi litologice și anume: orizontul inferior, marnos cu numeroase concrețiuni calcaroase, de 2—3 m; — orizontul nisipos, gros de 8—10 m, fosilifer și orizontul superior, nisipo-argilos, fosilifer, în partea de sus având un aspect loessoid.

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 februarie 1965.

²⁾ Inst. Geologic. Sos. Kiseleff nr. 55. București.

Autorii bazîndu-se pe prezența unor mici intercalații de nisipuri în orizontul inferior marnos, au ajuns la concluzia că pe Mostiștea există un singur complex de depozite lacustre (în care includ orizontul inferior marnos și orizontul nisipos) denumindu-l „complexul de Mostiștea”. În depozitele nisipoase ale acestui complex, autorii semnalează o faună de moluște fosile printre care citează și specia *Corbicula fluminalis* Müller pe care o consideră drept formă caracteristică și pe baza căreia atribuie „complexul de Mostiștea” Cuaternarului mediu (Mindel-Riss). Mai departe, autorii menționează că specia *Corbicula fluminalis* nu se ridică pe verticală mai sus de Mindel-Riss.

Mai tîrziu, în anul 1963, P. V. Cotet, într-o lucrare referitoare la geomorfologia zonei orașului București, prezintă următoarea schemă stratigrafică :

Stratele de Frătești — st. presteiene — împreună cu complexul marnos — mindelian — (E. Liteanu, 1952) le consideră de vîrstă levantină; „bancul gros de nisipuri” respectiv Nisipurile de Mostiștea — rissiene — (E. Liteanu, 1953) le atribuie fazei Mindel și chiar timpului mai vechi; depozitele intermediare — riss-würmiene — (E. Liteanu, 1952) și o parte din acoperișul „bancului gros de nisipuri”, le echivalează cu „Stratele de Mostiștea-Barboși”¹⁾, raportîndu-le fazei Mindel-Riss, Pietrișurile de Colentina Riss și Riss-Würmianului, iar depozitele loessoide le atribuie Würmianului. Pentru a prezenta mai clar aceste date, le vom expune în tabelul 1.

Datorită faptului că autorii menționați nu au urmărit îndeaproape extensiunea fiecăruia din orizonturile litologice care iau parte la alcătuirea geologică a Cîmpiei române, i-a condus la puncte de vedere diferite de cele stabilite anterior.

Din tabelul expus observăm că P. Cotet (1963), întemeiat pe prezența unei faune de moluște fosile necaracteristice, în plus, cu evidente urme de remaniere și fără să țină cont de fauna de mamifere tipic cua-

¹⁾ Denumirea „Stratele de Mostiștea-Barboși” este impropriu deoarece stratele de la Barboși (G. Cobălcescu-1883, S. Stăfănescu-1897, I. Simionescu-1903, N. Macărovici-1929) echivalente „stratelor de Babele” (Grigorovici-Berezowschi 1915) sunt alcătuite din depozite de origine fluviatil-marină, caracterizate printr-o asociatie de moluște fosile care le conferă vîrstă mindeliană, în timp ce la București, aşa-zisele „strate de Mostiștea-Barboși” sunt constituite din nisipuri și prafuri argiloase nefosilifere, de origină fluviatilă și deluvial-proluvială, a căror poziție stratigrafică este superioară față de cea a stratelor de Babele. Echivalentul stratelor de Babele în Cîmpia română îl reprezintă orizontul inferior marnos de la Valea Argovei (I. G. Frimu) sau mai precis complexul marnos (E. Liteanu 1952—1953).

TABELUL 1

Schema stratigrafică a depozitelor cuaternare din zona orașului București și zona Valea Argovei (I. C. Frimu) după P. Cotet (1963) și E. Prisneană (1957).

Zona orașului București (P. Cotet, 1963)	Zona Valea Argovei (I. C. Frimu) (P. Cotet și E. Prisneană, 1957)		
Orizontul litologic și denumirea	Vîrstă acordată	Orizontul litologic și denumirea	Vîrstă acordată
Depozitele terasei joase și luncii	Holocen		
Depozitele loessoide	Würm	Depozitele loessoide	Riss, Riss-Würm, Würm
Pietrișurile de Colentina	Riss		
Argile și marne vinete = Depozitele intermediare (E. Liteanu, 1952)	Complexul de Mostiștea Barboși	Orizontul nisi-pos = Nisipuri de Mostiștea (E. Liteanu, 1953) Orizontul marnos = Complexul marnos (E. Liteanu, 1952)	Complexul de Mostiștea
„Bancul gros de nisipuri” = Nisipurile de Mostiștea (E. Liteanu, 1952)	Mindel-Riss		Mindel-Riss
Marne și argile cu intercalății de nisipuri = Complexul marnos (E. Liteanu 1952)	Mindel și mai vechi		
Bancul inferior de nisipuri și pietrișuri = Strate de Frătești (E. Liteanu, 1952)	Levantin		

ternară citată în stratele de Frătești (E. Liteanu, 1952), le atribuie Levantinului.

Orizontul de marne și argile din zona orașului București, echivalent cu complexul marnos (E. Liteanu, 1952) este unul și același orizont

cu cel marnos din zona I. C. Frimu, atribuit de P. Cotet, la Bucuresti, Levantinului, iar la Valea Argovei (I. C. Frimu) Mindel-Rissianului (P. Cotet, E. Prisne, 1957).

„Bancul gros de nisipuri” sau Nisipurile de Mostiștea (E. Liteanu, 1953) de la Bucuresti sunt echivalente cu orizontul nisipos de la Valea Argovei (I. C. Frimu) atribuit aici, împreună cu orizontul marnos inferior, Mindel-Rissianului, iar la Bucuresti fazei Mindel și mai vechi.

„Stratele de Mostiștea-Barboși” de la Bucuresti, constituite din depozitele intermediare (E. Liteanu, 1952) și în mod nejustificat și din o parte din acoperișul Nisipurilor de Mostiștea, reprezintă depozite cu mult mai tinere (ne referim mai ales la depozitele intermediare) decât cele care alcătuiesc „Complexul de Mostiștea” de la Valea Argovei (I. C. Frimu) și totuși le consideră echivalente, atribuindu-le Mindel-Rissianului.

Vîrstă mindel-rissană pe care autorii o atribuie „Complexului de Mostiștea” este cu totul nejustificată. Fauna de moluște fosile citată de ei în „Complexul de Mostiștea”, mai precis în orizontul nisipos, nu are valoare stratigrafică certă, însă prezența speciei *Corbicula fluminalis Müll er* este argumentul principal, considerind-o drept formă conducătoare pentru Cuaternarul mediu. Reamintim că această formă a fost găsită în Stratele de Frătești — Pleistocen inferioare — (S. Stefanescu, 1896, E. Liteanu, 1952, 1953, 1956), în stratele de Babele de la Barboși — Pleistocen mediu (S. Stefanescu, 1897, I. Simionescu, 1903 etc.), în complexul marnos de la Jegălia (N. Macarovici și P. Cotet, 1962); a fost întîlnită de autorul acestei note într-un foraj de la Lăhliu, în jurul adâncimii de 105 m, în depozite aparținând de asemenea complexului marnos — Pleistocen mediu —, a fost citată de P. Cotet și E. Prisne (1957) în Nisipurile de Mostiștea de la Valea Argovei (I. C. Frimu) de vîrstă rissană (E. Liteanu, 1953), a fost identificată în aluviunile holocene ale terasei joase și cele subactuale ale luncii Dunării, în zonele Bistrețu Giurgiu, (E. Liteanu, T. Bandrabur, G. Balta, 1961), iar în Delta Dunării, *Corbicula fluminalis* a fost întîlnită în toate complexele litologice, datează începînd din St. Prestian și pînă în Subactual (E. Liteanu, A. Pricejan, 1963). Aceste exemple sunt edificatoare în a afirma că forma *Corbicula fluminalis* nu are valoare stratigrafică pentru niciuna din subdiviziunile Pleistoce-nului sau Holocenului, ci ea caracterizează Cuaternarul în general.

După ce am arătat pe scurt în ce constau punctele de vedere ale autorilor: P. Cotet (1963) și P. Cotet, E. Prisne (1957) în legătură cu unele corelații efectuate între orizonturi litologice diferite și

consecințele care au decurs din acestea, insistăm puțin asupra Nisipurilor de Mostiștea și anume asupra constituției litologice, poziției stratigrafice, conținutului paleontologic și firește asupra vîrstei acestora.

Aceste nisipuri sunt cunoscute în literatură, mai întâi sub denumirea de „bancul gros de nisipuri” (E. Liteanu, 1952) în zona orașului București și apoi sub numele de „Nisipuri de Mostiștea”, denumire dată de asemenea de E. Liteanu în anul 1953, intemeiat pe faptul că nisipurile menționate au dezvoltarea cea mai mare pe valea Mostiștei. Înem să precizăm că denumirea de „Nisipuri de Mostiștea” s-a menținut în majoritatea lucrărilor apărute ulterior (E. Liteanu, 1956; E. Liteanu, T. Bandrabur, 1960; E. Liteanu, T. Bandrabur, Gh. Baltac, 1961; T. Bandrabur, 1961 etc.).

Așa după cum arată și numele, Nisipurile de Mostiștea sunt alcătuite predominant din nisipuri și uneori prezentând intercalații lenticulare de pietrișuri mărunte în zona Cîmpului Găvanu Burdea și în subsolul zonei orașului București, apoi către E devin din ce în ce mai nisipoase cu intercalații lenticulare grezoase, alteori marnoase și cu concrețiuni calcaroase.

Nisipurile de Mostiștea reprezintă un orizont unitar a cărui extensiune poate fi urmărită fie în deschideri, fie în foraje, începînd de la W de rîul Argeș, în Cîmpul Găvanu Burdea, spre E în cîmpurile Vlăsiei, Mostiștei, Bărăganului pînă la Podișul Hagieni; au fost identificate numai prin foraje și la N de rîul Ialomița.

În ceea ce privește poziția stratigrafică a Nisipurilor de Mostiște, acestea au în culcuș, întotdeauna, complexul marnos și suportă depozite loessoide la W de rîul Argeș, depozitele intermediare (argile, marne și depozite loessoide) în zona orașului București; în unele puncte depozitele intermediare sunt erodate și Nisipurile de Mostiștea iau contact direct cu Pietrișurile de Colentina. La est de valea Colentinei, Nisipurile de Mostiștea sunt acoperite numai de depozite loessoide.

În Nisipurile de Mostiștea s-au semnalat resturi de *Parelephas trogontherii* și *Mammuthus primigenius* Blum. la Vasilați (E. Patte 1936), *Mammuthus primigenius* Blum. la Obilești (E. Patte, 1936; T. Bandrabur, nota de față) și *Parelephas trogontherii* Blum. la Codreni (L. Postol, 1965). Această asociatie de faună a permis lui E. Liteanu (1953) să atribuie Nisipurile de Mostiștea Pleistocenului superior și anume nivelului inferior al acestuia, echivalent Rissianului.

În fig. 1 redăm un profil geologic schematic în care se arată extensiunea fiecăruia din orizonturile litologice discutate precum și vîrsta acordată.

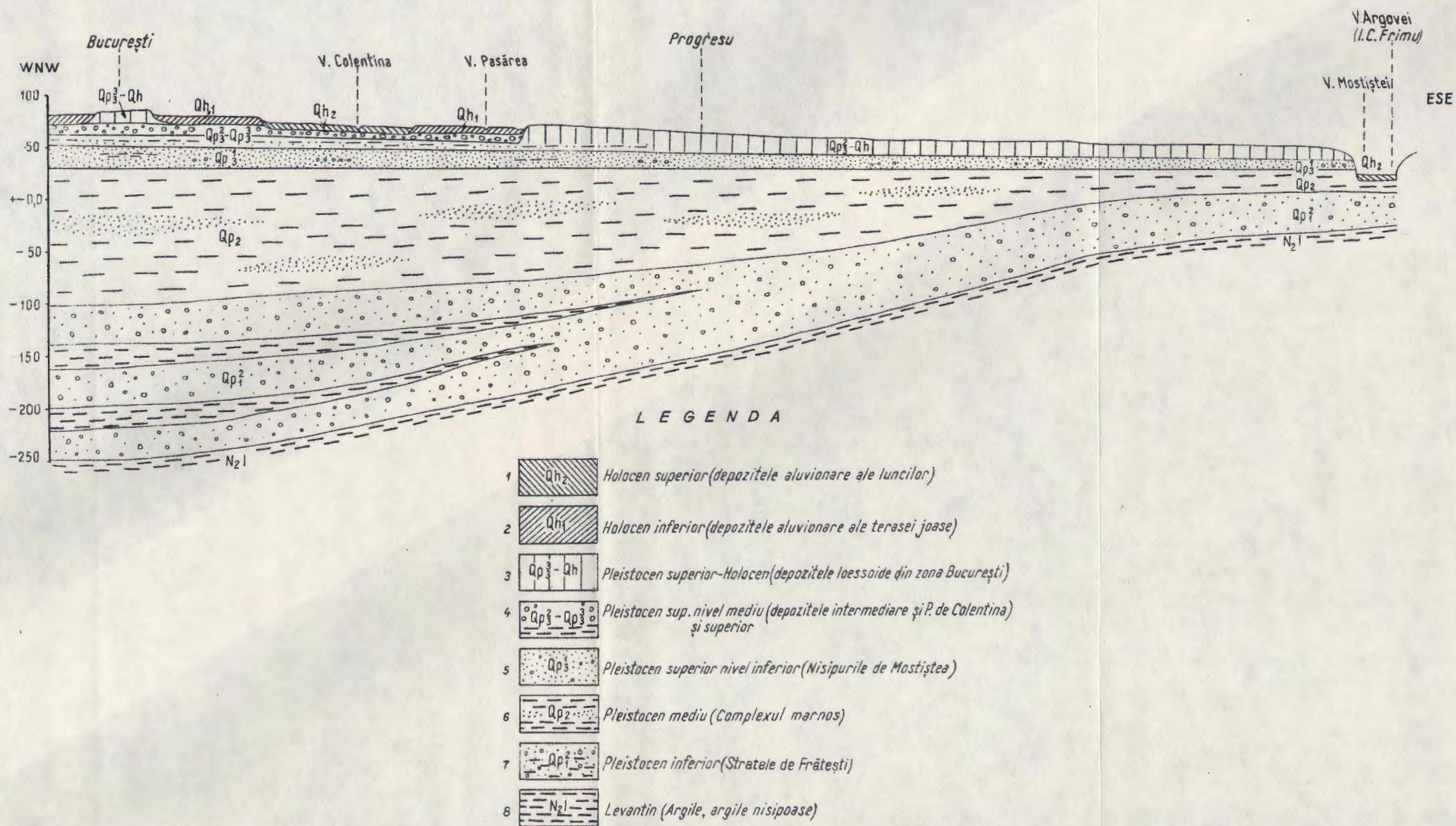
În concluzie, această notă face cunoscută prezența unui molar de *Mammuthus primigenius* Blum b. în orizontul Nisipurilor de Mostiștea de la Valea Argovei (I. C. Frimu). Totodată se ia în discuție rezultatele la care au ajuns unii cercetători cu privire la stratigrafia depozitelor cuaternare din zona București și Valea Argovei (I. C. Frimu), punîndu-se în evidență modul de corelare diferit al acestora față de ceea ce se cunoștea și consecințele de ordin cronologic care au decurs din acesta. Prezența lui *Mammuthus primigenius* în asociație cu *Parelephas trogontherii* în Nisipurile de Mostiștea, le conferă vîrsta pleistocen superioară și anume rissiană.

BIBLIOGRAFIE

- Apostol I. (1965) Données préliminaires concernant un schelette de *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) découvert dans la plaine de Mostiștea (Codreni, reg. București). *Rev. Travaux du Museum „Gr. Antipa”*. București.
- Bandrabur T. (1961) Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomița – Mostiștea – Dunăre. *Com. Geol. St. tehn. ec. Seria E. Hidrogeol.* Nr. 5. București.
- Cobălcescu Grig. (1883) Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmuri terțiare din România. *Mem. geol. ale Sc. Milit. din Iași*.
- Cotet P., Prisneanu C. E. (1957) Contribuții la stratigrafia depozitelor cuaternare din Cîmpia Română. *An. Univ. „G. I. Parhon” Seria St. Nat.* Nr. 16. București.
- Cotet P. (1963) Unele date privind geomorfologia zonei orașului București. *Probl. de geografie*, vol. X. București.
- Grigorovici Berezowski (1951) Les dépôts lévantins de la Bessarabie et de la Moldavie. *Mém. de l'Univ. de Varsovie*. Varșovie.
- Liteanu E. (1952) Geologia zonei orașului București. *Com. Geol. St. tehn. ec. Seria E. Hidrogeol.*, Nr. 1. București.
- Liteanu E. (1953) Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița. *Com. Geol. St. tehn. ec. seria E, Hidrogeol.*, Nr. 4. București.
- Liteanu E., Bandrabur T. (1960) Cercetări geologice în regiunea dunăreană dintre rîul Argeș și Valea Mostiștei. *Acad. R.P.R. Studii și cerc. de geologic*, Tom, V, 4. București.
- Liteanu E., Bandrabur T., Baltac Gh. (1961) Prezența speciei *Corbicula fluminalis* O. F. Müller în Holocenul din bazinul inferior al Dunării. *Acad. R.P.R. Comunicări* Tom XI, Nr. 1. București.
- Liteanu E., Pricăjan A. (1963) Alcătuirea geologică a Deltei Dunării. *Com. Geol. St. tehn. ec. seria E, Hidrogeol.*, Nr. 6. București.
- Macarowici N. (1929) Notă preliminară asupra depozitelor pliocene din S Moldovei. *Acad. Rom. Mem. Sect. St. Tom VI*, seria III. București.
- Macarowici N., Cotet P. (1962) Prezența stratelor cu *Unio sturi* M. Hoernes și a Stratelor de Barboși – Babele în Cîmpia Română. *An. Sl. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, secf. II (St. Naturale) 6. geologie-geografie*, Tom VIII. București.
- Patte E. (1936) Sur les éléphants fossiles de Roumanie. *Acad. Rom. Mem. S. St. T. II*. București.

PROFIL GEOLOGIC SCHEMATIC WNW-ESE BUCHURESTI - V. ARGOVEI (I. C. FRIMU)

0 2 4 Km



Simionescu I. (1903) Geologia Moldovei dintre Siret și Prut. *Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi*. București.

Ștefănescu Sabba (1896) Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. *Mém. Soc. Géol. de France*. Paris.

PRÉCISIONS CONCERNANT LA POSITION STRATIGRAPHIQUE ET L'ÂGE DES SABLES DE MOSTIȘTEA

PAR

T. BANDRABUR

(Résumé)

Par cette note l'auteur fait connaître la présence d'une molaire de *Mammuthus primigenius* Blum b. dans l'horizon des Sables de Mostiștea de Valea Argovei (I. C. Frimu) Il en profite pour discuter les résultats obtenus par certains chercheurs en ce qui concerne la stratigraphie des dépôts quaternaires de la zone de Bucarest et Valea Argovei (I. C. Frimu) qui ont mis en évidence le mode différent de corrélation par rapport à ce qu'on connaît déjà, ainsi que les conséquences d'ordre chronologique que celui-ci entraîne. La présence, dans les Sables de Mostiștea, du *Mammuthus primigenius* associé au *Parelephas trogontherii*, leur confère l'âge Pléistocène supérieur, à savoir Rissien.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Coupe géologique schématique WNW — ESE Bucarest — Valea Argovei (I. C. Frimu).

1, Holocène supérieur (dépôts alluvionaires des luncas (plaines alluviales); 2, Holocène inférieur (dépôts alluvionnaires de la terrasse basse); 3, Pléistocène supérieur — Holocène (dépôts loessoides de la zone de Bucarest); 4, Pléistocène supérieur — niveau moyen et supérieur dépôts intermédiaires et Graviers de Colentina); 5, Pléistocène supérieur — niveau inférieur (Sables de Mostiștea); 6, Pléistocène moyen (Complexe marneux); 7, Pléistocène inférieur (Couches de Frătești); 8, Levantin (argiles, argiles sableuses).

STRATIGRAFIE

**CONTRIBUȚII LA STUDIUL GEOLOGIC AL REGIUNII
BĂIUT – POIANA BOTIZII¹⁾**

DE

G. BOMBITĂ²⁾

Abstract

C o n t r i b u t i o n s t o t h e G e o l o g i c a l S t u d y o f t h e B ă i u ă t – P o i a n a B o t i z i i R e g i o n . This note presents some stratigraphical and tectonic contributions concerning the region situated at the limit between the Transylvania and Maramureș depressions. Relative to the new stratigraphical data, some preliminary considerations are made on the equivalence between certain stratigraphical terms and on the Maramureș position within the inner Carpathian unit.

În nota de față prezentăm cîteva considerații asupra stratigrafiei și tectonicii regiunii cursului superior al rîului Lăpuș. Această regiune se găsește la limita dintre depresiunile Transilvaniei și Maramureșului.

În legătură cu acele date stratigrafice noi pe care le considerăm sigure, adaugăm cîteva considerații preliminare asupra echivalenței unor termeni stratigrafici și asupra poziției Maramureșului în cadrul Carpațiilor interni.

Maramureșul pune o serie de probleme geologice foarte complicate pentru care unele dintre soluțiile date în această notă constituie deocamdată ipoteze de lucru.

Studiile publicate de geologii S e v e r A n t o n , I. D u m i t r e s c u , D. P a t r u l i u s , I. M o t a ș , R. D i m i t r e s c u și M. B l e a h u , au reprezentat baza de la care am început activitatea de cercetare în această regiune.

Contribuții fundamentale pentru cunoașterea geologică a Carpațiilor interni, sectoarele nordice, au adus D. A n d r u s o v , K. B i r k e n m a y e r , E d. P a s s e n d o r f e r și alții autori. Date noi și interesante

¹⁾ Comunicare în ședința din 16 aprilie 1965.

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

conțin lucrările geologilor B. L e s k o , K. H l o p o n i n , H. S w i d z i n s k i și sintezele recente realizate de M. K s i a z k i e w i c z și H. S w i d z i n s k i .

Prezentarea generală a hărții geologice

Rocile sedimentare cercetate în regiunea bazinului superior al râului Lăpuș sint cuprinse în trei unități structurale din două domenii tectonice cu sedimentare deosebită și caracteristică (pl. II) :

În domeniul de sedimentare geosinclinala:

1. Klippele tectonice (roci de vîrstă tithonic-berriasiană, probabil și kimmeridgiană) ;
2. Marnele roșii cu globotruncane (Cretacic superior) ;
3. Flișul paleogen de Tocila-Secul (serie presupusă comprehensivă, paleocen-eocenă).

Toate aceste formațiuni alcătuiesc Pînza Botizii (R. D i m i t r e s c u , M. B l e a h u , 1955 ; I. D u m i t r e s c u , 1957, 1962).

În domeniul de sedimentare epicontinentala¹⁾:

4. Stratele cu orbitoizi (Campanian-Maestrichtian) ;
5. Numuliticul I transgresiv care cuprinde trei termeni stratigrafici : conglomerate bazale cu *Nummulites perforatus*, calcare detritice cu *N. striatus* și *N. variolarius* și calcare cu discocycline (Ledian-Biarritzian) ;
6. Numuliticul II transgresiv care cuprinde doi termeni : gresii cu *N. fabianii* (Priabonian str. s.) și gresii cu factură oligocenă.

Toate aceste roci sint întrunite în Pînza-solz a conglomeratelor de Muntele Măgura (Pînza wildflyschului—I. D u m i t r e s c u , 1957, 1962).

7. Stratele de Valea Lăpușului reprezintă, în această regiune, autohtonul celor două pînze.

Pînza Botizii este unitatea structurală superioară cu săriitura în jur de 5 km, cu două digitații frontale. Digitația inferioară (sudică) este fracturată în cinci solzi chiar în satul Poiana Botizii, și dintre aceștia solzul superior cuprinde în bază cinci lame de roci jurasice rabotate. În regiunea cercetată pînza are un front de înaintare de 15 km, între Kelemen și Muntele Măgura.

Pînza-solz a conglomeratelor de Muntele Măgura este inferioară precedentei, formează parautohtonul ei. și această pînză este ramificată în două digitații, dintre care cea superioară a avansat mult peste cea inferioară. La Gura Poenii eroziunea a deschis o mică

¹⁾ Cu faciesuri nefliș, marginale, în nici un caz de epiplatformă.

dar frumoasă semifereastră pe a cărei margine nordică aflorează un petec de împingere rupt din digitația inferioară și antrenat pe suprafață de șariaj.

Ambele pînze prezintă vergențe sudice.

Autohtonul micilor pînze de șariaj de la Poiana Botizii este reprezentat de stratele de Valea Lăpușului. Acestea, fiind prinse între frontul șariajului la nord-est și masivul cristalin Preluca la sud-vest, s-au cutat larg în fața Prelucii și mai strîns în apropierea liniei de încălecare.

Pînzele de la Poiana Botizii reprezintă șariaje prin decolare, pînza Botizii cu caracter de curgere în timp ce pînza-solz a conglomeratelor de Muntele Măgura s-a dezvoltat dintr-o falie de încălecare, cu desprinderea Senonianului de pe substratul său jurasic, ca efect de supraîmpingere a pînzei Botizii.

În partea de nord-vest a regiunii, Tortonianul superior transgresiv traversează ambele linii de șariaj și repauzează, în același timp, și pe autohtonul pîzelor. Acest fapt conduce la concluzia că șariajul de la Poiana Botizii a avut loc în faza alpină stirică nouă.

Stratigrafia și evoluția geologică a regiunii

Asupra evoluției ante-senoniene a regiunii nu pot fi făcute decît puține considerații. Aceasta se datorește faptului că rocile respective aflorează cu totul restrîns, fiind erodate și înecate de către repetatele transgresiuni terțiare. Ele pot fi examinate doar în k l i p p e l e t e c t o n i c e j u r a s i c e de la Poiana Botizii și ca elemente ale conglomeratelor senoniene, eocene și miocene.

La Poiana Botizii am reconstituit următoarea succesiune provizorie a Jurasicului superior : în bază calcare cenușii, fin detritice, cu incluziuni verzi, asociate cu gresii fine, calcaroase ; urmează calcare roșii, noduloase sau pseudonoduloase, cu nivele șistoase cu lumașele cu *Aptychus*, cu ammoniți și belemniti ; accidente silicioase roșii-vișinii sau roșii închis-negre ; calcare marnoase verzi, mate, cu diaclaze fine de calcit, calcare albe cu calpionele, radiolarite.

Seria se încheie cu un nivel de brecie care remaniază calcare marnoase verzi și roșii, silicolite etc., care poate apartine și termenului superjacent cretacic.

Cea mai groasă dintre klippe nu pare a depăși 40 m grosime.

Discordant pe relieful malm-berriasian s-au depus m a r n e l e r o ș ii e u g l o b o t r u n c a n e ale Cretacicului superior, echivalente ale marnelor roșii cu globotruncane din zona klippelor pienine a Carpaților vestici (cuvertura prelaramică).

Acstea marne, de grosime medie 60—70 m, nu au intercalări clastice, sănt puternic cutate și fracturate și conțin resturi de inocerami. Pete mari de culoare verzuie sau albă marchează zonele de acumulare a substanței organice reducătoare. Sunt frecvente diaclazele de calcit, dendritele manganifere și impresiunile de *Spirophyton*.

Sub raport biostratigrafic această formațiune este comprehensivă, vîrsta sa cuprinde intervalul Turonian (specii de *Praeglobotruncana* și *Thalmaninella*)—Campanian—Maestrichtian (*Globotruncana arca* Cus h m., *Glt. stuarti* L a p p ., *Glt. mayaroensis* B o l l i).

Aproximativ sincron cu secțiunea superioară a marnelor roșii cu globotruncane în arealul epicontinental s-au depus strătele cu orbitoizi. Această formațiune reprezintă Campanian-Maestrichtianul și este echivalentă și sincronă cu stratele de Jarmuta din zona klipelor pienine.

Baza stratelor cu orbitoizi s-a depus probabil pe o peneplenă cristalin-jurasică ale cărei roci le-a remaniat brutal în megaconglomerate și megabrecii cu structura breciilor de faleză. Deasupra urmează o suiată de microconglomerate și gresii grosiere aspre și dure, cu diaclaze, cu enclave de marne, cu concrețiuni sideritice elipsoidale cu foliația concentrică și cu frecvențe zone de hidroxidare. Gresiile alternează cu marnoargile cenușii, micaferi în bază și fin-nisipoase la partea superioară, cu nivele bogate în *Orbitoides*, *Omphalocyclus*, *Lepidorbitoides*, *Baculogypsinoides*, *Siderolites*.

Secțiunea superioară a stratelor cu orbitoizi cuprinde grezo-calcare cu lamelibranhiate, resturi de echinide și hipuriți, gresii în plăci drepte sau cu textură curbicorticală și cu hieroglife mecanice, alternind cu marne cenușii, rareori roșii, cu globotruncane.

Grosimea stratelor cu orbitoizi este de aproximativ 150 m.

După depunerea stratelor cu orbitoizi domeniul epicontinental a fost din nou exondat.

Cretacicului superior în faciesul marnelor roșii cu globotruncane și urmează, în continuitate sedimentară, o suiată paleogenă ale cărei caractere descriptive și genetice sănt de fliș tipic, f l i ř u l d e T o c i l a-S e c u l. Acestei suite de fliș nu i-am găsit pînă în prezent un echivalent în Carpații interni. În cadrul său am separat provizoriu patru orizonturi:

a) Între mărnele roșii cretacice și flișul paleogen se interpune, numai în cadrul solzului 3, un suborizont de trecere sub forma unei alternanțe decimetrice de mărne argiloase violacee și verzuie. Conținutul paleontologic constă dintr-o asociație de foraminifere aglutinante.

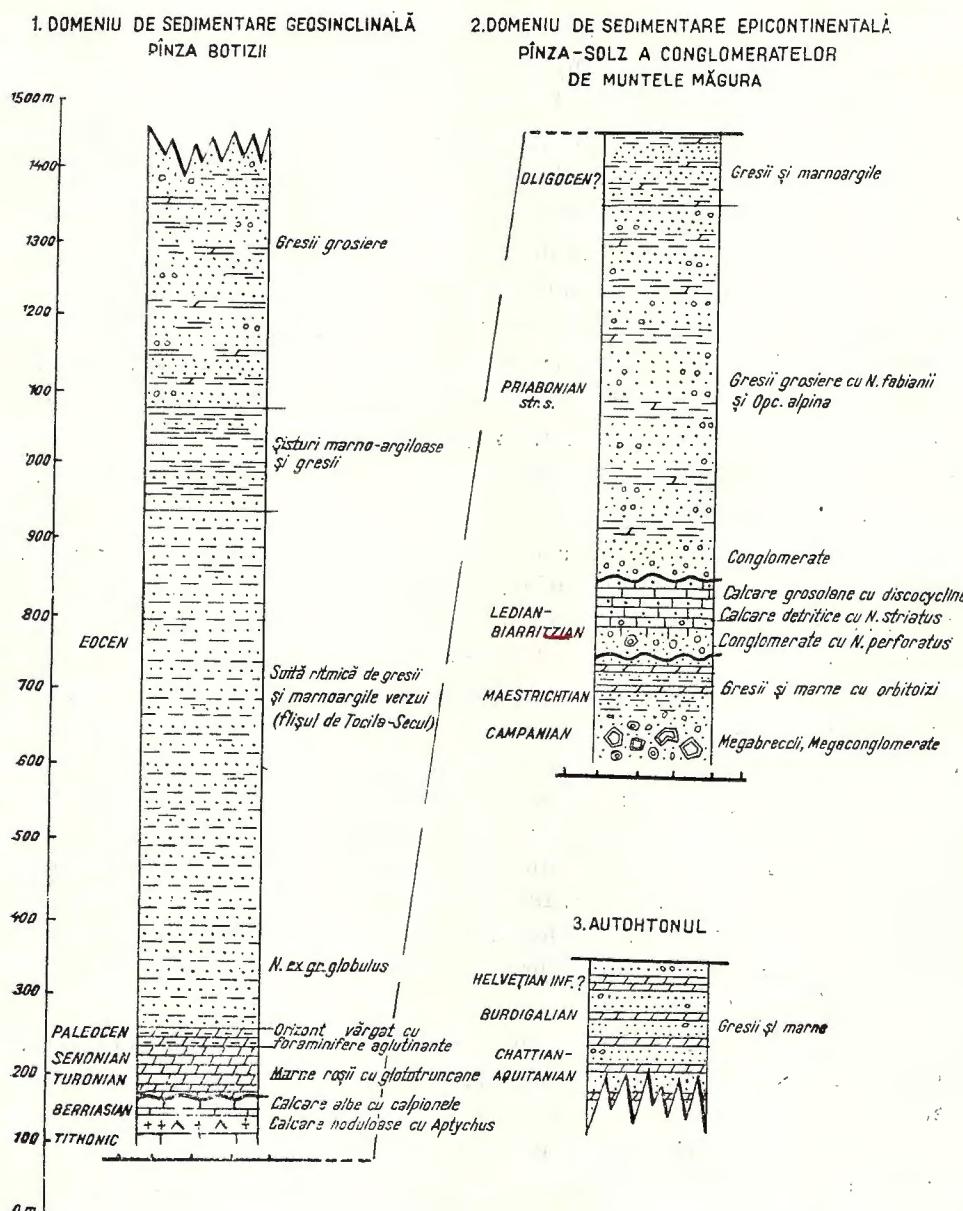


Fig. 1. Schița coloanelor stratigrafice ale unităților structurale din regiunea Băiuț-Poiana Botizii.
1, domeniu de sedimentare geosinclinală: pinza Botizii; 2, domeniu de sedimentare epicontinentala: pinza-solz a conglomeratelor de Muntele Măgura; 3, Autohtonul.

Esquisse des colonnes stratigraphiques des unités structurales de la région Băiuț-Poiana Botizii.
1, domaine de sédimentation géosynclinal: nappe de Botiza; 2, domaine de sédimentation épicontinentale: nappe-écaille des conglomerats de Muntele Măgura; 3, Autochtone.

Acest pachet vărgat este deschis numai în satul Poiana Botiziilor (grosime în afloriment cca 15 m) și el asigură, cel puțin din punct de vedere litostratigrafic, continuitatea Cretacic-Paleogen.

b) Al doilea orizont, de grosime aproximativă 650 m, prezintă o ritmicitate strânsă, tipică de fliș. El este constituit, în proporție relativ egală, din gresii și marnoargile verzui în stare proaspătă și brune-ruginii pe fețele supuse alterării. Gresiile sunt calcaroase și micaferică, cu lamele mari de muscovit dispuse paralel cu laminația. Stratele de gresie au grosimi variabile între 15–25 cm mai rar 50 cm și fețe inferioare plane, cu numeroase mecanoglife și bioglife; sunt puternic cimentate în jumătatea bazală și se sparg perpendicular pe planele de stratificație. În treimea lor superioară stratele de gresie devin mai moi, șistoase, cu laminație în mod frecvent convolută. Trecerea la intercalațiile marno-argiloase se face gradat. Acestea sunt colorate verzui sau vișiniu.

Secvența tip a ritmurilor acestui orizont este în general incompletă în sensul că de cele mai multe ori îl lipsește intervalul basal cu sedimentare gradată. În schimb sunt frecvente în mod constant intervalele cu laminație paralelă, asociate secundar cu nivele superioare pelitice.

Prezența nivelului basal, nisipos-grosier sau chiar gravelitic, este foarte importantă fiindcă el găzduiește foraminifere mari. Două puncte fosilifere plasate în baza orizontului la Gura Leordei și pe pîrîul Bloaja, un al treilea punct pe valea Tocila în treimea inferioară, iar al patrulea la mijlocul orizontului pe văile confluente ale pîrîului Poienii, la nord-est de sat, au furnizat asociații de numuliți, discocycline și asterocycline aflate în curs de determinare. Pot avansa afirmația că faunele de macroforaminifere din baza orizontului sunt anteluteiene (numuliți din grupul *N. globulus*, *N. pernotus*) ceea ce prezice un caracter comprehensiv pentru Paleogenul în facies de fliș.

c) Orizontul următor, de aproximativ 150 m grosime, este reprezentat predominant de șisturi argiloase și argilite cenușii-verzui, cu fețe lucioase cafenii-brune, în strate de 2–3 m, în alternanță cu gresii șistoase cenușii.

d) Al patrulea orizont se dezvoltă în munții Secul și Runcușul, pe limita morfologică dintre Transilvania și Maramureș și probabil pe versantul maramureșan. El este predominant detritic cu gresii grosiere sau microconglomeratice în bancuri de 2–5–8 m, cu diasteme între strate și cuiburi de marne limonitice. Gresiile sunt slab sortate, au elementele grosiere dispuse neregulat și se desfac în lespezi. Intercalațiile de marne sunt fin-nisipoase și micaferică.

În ultimele două orizonturi nu am identificat încă puncte fosilifere. Presupun însă că ultimul orizont ar putea fi echivalent și sincron cu ceea ce descriu mai jos ca Numulitic II transgresiv.

După caracterele stratonomice ale orizonturilor sale flișul de Tocila-Secul are unele afinități cu flișul paleogen în facies de Kochanowce al zonei Magura, reprezentat de trilogia : strate de Beloveza (Cuisian-Lutețian), strate cu hieroglife (Ledian-Biarritzian), gresii de Magura (Priabonian str. s.). După cum voi arăta mai jos, nu asociez această similitudine facială de o racordare a unităților tectonice care conțin cele două suite.

Ariile epicontinentale au rămas emerse de la sfîrșitul Cretacicului pînă în Eocenul mediu cînd a avut loc transgresiunea puternică a Numuliticului.

Paleogenul epicontinental din regiunea cercetată prezintă un facies intermedian între echivalentele sale din Transilvania pe de o parte și din regiunea Podhale de altă parte (E d. Passendorfer, 1963). El cuprinde doi termeni stratigrafici și structurali numiți provizoriu Numuliticul I (Eocen mediu) și Numuliticul II (Eocen superior).

N u m u l i t i c u l I t r a n s g r e s i v este reprezentat prin trei orizonturi :

a) În bază se plasează conglomerate cu matrice marno-grezoasă, mai rar brecii, cu elemente de Cristalin, Jurasic și Cretacic. Orizontul este continu deasupra stratelor cu orbitoizi însă local cu o dezvoltare deosebită. Acest orizont conține o asociație de numuliți caracteristici părții mijlocii a etajului Ledian-Biarritzian cu *Nummulites perforatus* (Montf.).

b) Orizontul mijlociu este constituit din calcare detritice : calcare cu alge și numuliți, împănată cu pietriș de cristalin și jurasic calcaros. La Piatra Pintii aceste calcare conțin pe *Nummulites striatus* Brug., și *N. variolarius* Lam.

c) Ultimul orizont format de calcare grosolane cu Discocycline apare spre partea superioară a secțiunii de la Piatra Pintii.

Orizonturile mijlociu și superior reprezintă Ledian-Biarritzianul superior.

Conglomeratele cu *N. perforatus* și calcarele detritice cu *N. striatus* sunt relicte ale primei transgresiuni paleogene în regiune. Aceste strate au fost mai întîi menajate dar în același timp înecate de o a doua transgresiune numulitică iar în Cuaternar descoperăte de eroziune.

Piatra Pintii reprezintă cel mai bun martor al acestui termen.

După o perioadă de exondare, corespunzătoare primei părți a Eoce-nului superior, s-a depus N u m u l i t i c u l II t r a n s g r e s i v deasupra unui relief reprezentat de stratele cu orbitoizi și Numuliticul I.

Numuliticul II, de grosime 500—700 m, pune în evidență unele caractere molasice. El debutează local cu un conglomerat bazal cu elemente rulate. Restul grosimii este ocupată de strate masive de gresii cu litologie apropiată de a gresiei de Tarcău : gresii grosiere, microconglomeratice, în bancuri metrice (1—5 m), separate prin diasteme, cu mecanoglife mari, cu gradație slabă, cu lentile de conglomerate și cu concrețiuni și cruste limonitice ; culoare cenușiu-albăstruie în stare proaspătă, cărămiziu-gălbuiie pe suprafețele alterate ; frecvențe enclave de argile marinoase, negricioase, resedimentate, și materie încărbonizată. Intercalațiile moi reprezintă marne subțiri, cu textură compactă, tasată, cu laminație paralelă și alternă de marne cenușii cu filme de nisip fin-muscovitic cu grosime de 0,5—1—2 dm.

În baza prezenței speciilor *Nummulites fabianii* P r e v e r și *Operculina alpina* D o u v., în gresiile de pe pîriul Iezuina, atribui acestor strate vîrsta priaboniană str. s. În atribuirea acestei vîrste am însă o rezervă : datorită caracterului trangresiv al formațiunii posibilitatea ca materialul paleontologic să fie remaniat din depozite calcaroase priaboniene actualmente erodate, deci posibilitatea ca pachetul respectiv să reprezinte Oligocenul mediu, trebuie privită ca o eventualitate.

Deasupra conglomeratelor și gresiilor de tip Tarcău și sub linia de contact anormal a pînzei Botizii urmează, în continuitate sedimentară, o alternanță de 200 m gresii relativ fine, micacee și cărbunoase, de 1—3 mai rar 5 m grosime, cu fețele inferioare plane iar cele superioare ușor curbito-corticale, în alternanță cu marne cenușii cu fețe lucioase. Urmînd pe I. Dumitrescu (1957) am separat aceste strate ca Oligocen (inferior).

Regimul marin de sedimentare epicontinentală instalat în Eocenul superior a continuat în regiune pînă în Miocenul inferior. În bazinul rîului Lăpuș, de la comuna Vima spre est, pachetul de strate cuprins între orizontul argilitelor bituminoase de Ileanda în bază și molasa de Hida în acoperiș include, comprehensiv și nediferențiat litologic, Oligocenul postrupelian și Miocenul inferior (Burdigalian superior, eventual și Helvetian inferior).

Această formațiune, dezvoltată larg în regiunea cursului superior al Lăpușului la sud și est de masivul Preluca (s t r a t e d e v a l e a Lăpușului), este constituită dintr-o alternanță pararitmică de gresii micacee în plăci, cu granulație fină sau grosieră, frecvent concreționare, trovantiforme și descuamante prin alterare, cu sortare slabă, cu concrețiuni

sideritice și lentile de cărbuni. Intercalațiile de marne cenușii sunt slab bituminoase, zonar cu eflorescente, fin-micacee, cu spărtură în aşchii lungi, muchiate.

Stratele de Valea Lăpușului nu par a avea o grosime importantă și foarte probabil sunt suportate de formațiuni epicontinentale ale Priabonianului și Oligocenului.

În timp ce la interiorul depresiunii Transilvaniei continuitatea de sedimentare între toate etajele Paleogenului și Neogenului a fost asigurată, în Maramureș mișările stirice au întrerupt regimul marin, au cauzat inversiunea fosei geosinclivale transcarpatice și unele complicații tectonice printre care și cele de la Poiana Botizii.

A urmat transgresiunea Tortonianului superior cu marne, gresii gipsifere și calcar; apoi depunerea în continuitate a Sarmatianului cu argile, marne și local cu conglomerate de ingresiune, și în sfîrșit transgresiunea Pannonianului.

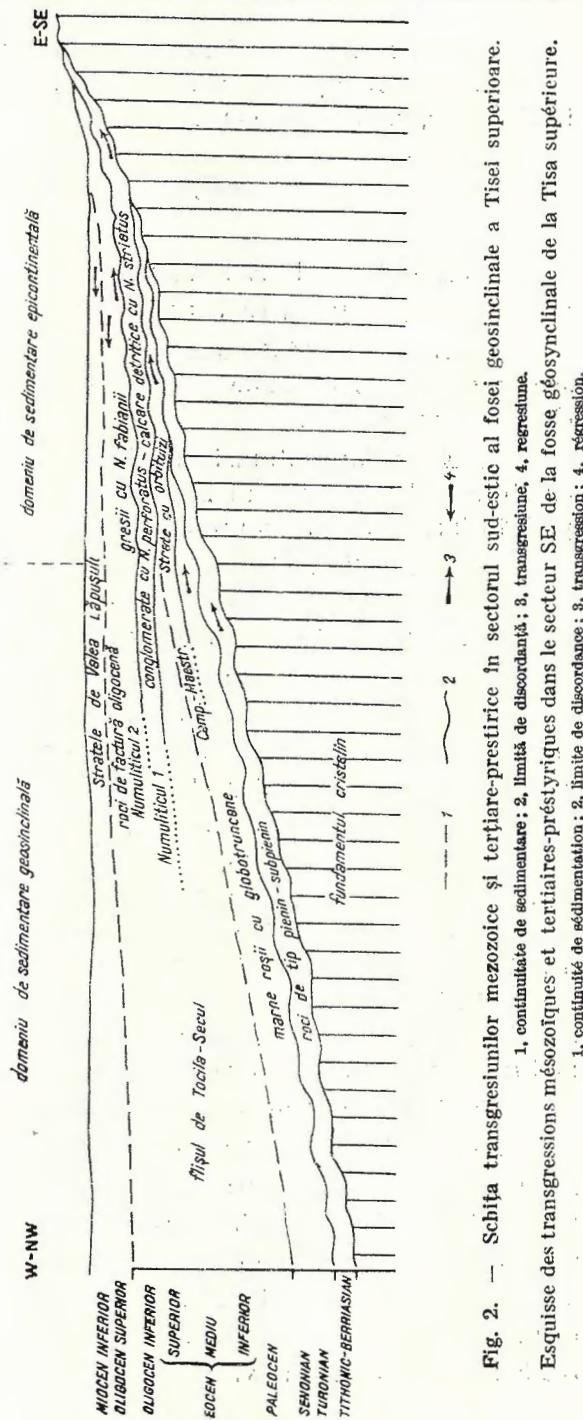


Fig. 2. — Schiță transgresiunilor mezozoice și terțiare-prestirice în sectorul sud-estic al fosei geosinclivale a Tisei superioare.

1, continuitate de sedimentare; 2, limită de discordanță; 3, transgresie; 4, regresie.
Esquisse des transgressions mésozoïques et tertiaires-préstyrices dans le secteur SE de la fosse géosynclinale de la Tisa supérieure.
1, continuité de sédimentation; 2, limite de discordance; 3, transgression; 4, régression.

Deranjamentele disjunctive importante, suferite de depresiunea geosinclinală transcarpatică în timpul Miocenului, au controlat și manifestările magmatice neogene.

Considerații asupra poziției Maramureșului în cadrul Carpaților interni

Înainte de anul 1950 Maramureșul a fost considerat, din punct de vedere paleogeografic, ca o prelungire a bazinului Transilvaniei.

Lucrările executate după anul 1950 în această regiune au conchis asupra caracterelor sale de unitate a Carpaților orientali pe baza a două elemente principale :

1. Echivalarea Jurasicului klippelor descoperite la Poiana Botizii cu Jurasicul subpienin al zonei Czorstyn și prelungirea zonei pieniene pînă în interiorul Maramureșului (Sever Anton, 1943) ;

2. Afinitățile faciale între flișul din centrul depresiunii maramureșene și flișul de tip Magura-Tarcău (D. Patruiu, 1956 ; I. Motas, 1956 ; D. Patruiu, I. Motas și M. Bleahu, 1960).

Cercetările geologice în Maramureșul românesc au adus astfel o dublă confirmare concepției lui D. Andrusov (1933) după care Zona Maramureșului (Masivul cristalin maramureșan, cuvertura mezozoică a acestui masiv și klippele care îl prelungesc spre nord-vest) este externă față de continuarea spre sud-est a Zonei klippelor pienine.

După părerea exprimată în această notă Maramureșul reprezintă un domeniu carpatic în sens larg, adică în aceeași măsură în care și Transilvania reprezintă un domeniu carpatic. Maramureșul nu reprezintă însă o unitate a Carpaților orientali. Fosa intern-carpatică și-a păstrat independența în timpul funcționării sale și are o istorie geologică proprie, deși față de fosa geosinclinală a Carpaților orientali ea a avut o extindere mai mică și un rol structogenic mai puțin important (pl. I).

Următoarele elemente stau la baza acestei păreri :

A) Zona klippelor pienine de o parte și klippele jurasice din Maramureșul românesc de altă parte sunt două tipuri de structuri tectonice deosebite. Klippele de tip pienin reprezintă elemente structurale unice în arcul alpin-carpatic cu mase de roci triasice, jurasice, neocomiene și cretacic-medii cutate puternic și care se continuă la mare adîncime. Această zonă tectonică este considerată, în diferite opinii (D. Andrusov, E. Scheibner, 1960 ; K. Birkenmajer, 1960 ; M. Ksiazkiew-

w i c z, 1963 ; H. S w i d z i n s k i, 1962), ca o megabrecie diapiră regională, un horst, o structură mixtă de horst-diapir, un anticlinoriu intens cutat, un diapirism de fisură etc. În schimb există acord în a considera ca responsabile pentru punerea în loc a acestor interesante structuri fazele alpine subhercinică, laramică și savică ca și asupra vergenței sale generale nordice.

Pînzele de la Băiuț-Poiana Botizii au vergențe sudice iar klipete jurasice reprezintă lame smulse fundamentului și rabotate printr-un șariaj de decolare stiric. Cu alte cuvinte klippele de la Poiana Botizii fac parte din categoria clasică a celor de tip elvețian.

Este demonstrat faptul că zona klippelor pienine se prelungeste la interiorul cordilierei maramureșene, dar în același timp este foarte posibil că ea se afundă aici și dispare ca element tectonic sub sedimentele Cretacicului superior și Paleogenului.

Din comparația făcută mai sus reiese că klippele de la Poiana Botizii nu reprezintă o prelungire a zonei tectonice pienine din Carpații occiden-tali și centrali, și deci că ele nu au putut avea funcția acestei zone.

În concluzie, klippele de la Poiana Botizii nu pot fi considerate un reper paleogeografic între două domenii tectonice.

B) Flișului maramureșan, considerat de tip Magura, nu i s-a găsit pînă în prezent un echivalent în Carpații interni din Ucraina subcarpa-tică, din Cehoslovacia sau din Polonia, și probabil că în aflorimente la zi nu i se va găsi niciodată. O cuvertură de sedimete neogene, groasă de 500–800 m pe marginea depresiunii și de aproximativ 2 000 m aproape de axul ei, împreună cu magmele andezitice ale catenei Vihorlat-Gutin, au acoperit depozitele paleogene în aceeași măsură în care acestea au mascat, prin transgresiunile lor puternice, formațiunile mezozoice.

Sigurele regiuni de aflorare în care flișul intern-carpatic poate fi examinat sunt deci acelea din Maramureșul românesc : pînza Botizii, cursul mijlociu al rîurilor Iza și Vișeu, regiunea de la vest de satul Săcel, regiunea de la nord de muntele Gutin și aflorimentele-ochiuri deschise de eroziune sub Eruptivul neogen la nord de orașul Baia Mare pe văile Chiuzbaia, Ulmoasă, Romană și Mestecănu.

Puținele foraje care au furnizat date asupra structurii fundamen-tului părții de nord-est a depresiunii panonice a traversat, pe grosimi apre-ciabile, depozite paleogene în facies de fliș :

Forajul de la Săsar
(Baia Mare) { 849 m roci sedimentare și eruptive neogene ;
1 100 m Eocen, marne senoniene cu globotruncane, roci infraseno-niene (?) ;
Fundamentul cristalin.

Forajul de la Satu Mare a interceptat flișul paleogen sub 2 000 m molasă neogenă.

Forajul de la Carei { 1 800 m molasă neogenă ;
900 m fliș paleogen ;
250 m roci cretacice (?)
Fundamentul cristalin.

Forajele amplasate pe aliniamentul Tereblia—Dragovo—Dubrovița, în Ucraina subcarpatică, au traversat sub cuvertura neogenă o succesiune de fliș paleogen de aproximativ 1 000 m grosime, marne roșii cu globotruncane, Cretacic inferior-mediu și Jurasic¹⁾.

Am arătat mai sus că flișul paleogen din regiunea Băiuț—Poiana Botizii are asemănări, din punct de vedere al succesiunii orizonturilor și al caracterelor stratonomici, cu faciesul Kochanovce, cel mai sudic facies al unității Magura (M. K s i a z k i e w i c z, B. L e s k o, 1959; B. L e s k o, 1960 a și b).

Pentru explicarea acestei presupuse convergențe faciale nu poate fi invocată apartenența Maramureșului la unitatea Carpaților orientali pentru motive expuse mai jos.

Paleogeografia Numuliticului superior epicontinental intern-carpatic are o semnificație esențială pentru sprijinirea ideii centrale cuprinsă în această notă. Zona lui de aflorare se urmărește din nordul Transilvaniei (G. B o m b i ț ă, 1963) pe marginea de sud-vest a masivului cristalin maramureșan, în zona Lipca-Novoselița (K. L. H l o p o n i n, 1959) și în continuare la vest de rîul Uj, în zona Podhorod (B. L e s k o, O. S a m u e l, 1960). În aceste regiuni Numuliticul repauzează transgresiv pe cristalin, pe strate cu orbitoizi, pe marne roșii cu globotruncane sau pe depozite cuisiene ale flișului de Benatina transgresive la rîndul lor pe stratele de Jarmuta, acestea transgresive pe zona klippelor pienine.

Pe de altă parte în ultimii ani, în sectoare centrale și răsăritene ale zonei klippelor pienine, au fost descrise suite sedimentare dezvoltate pe

¹⁾ Informație primită la sediul Trustului de Explorări Petrolifere de la Mucacevo, octombrie 1964.

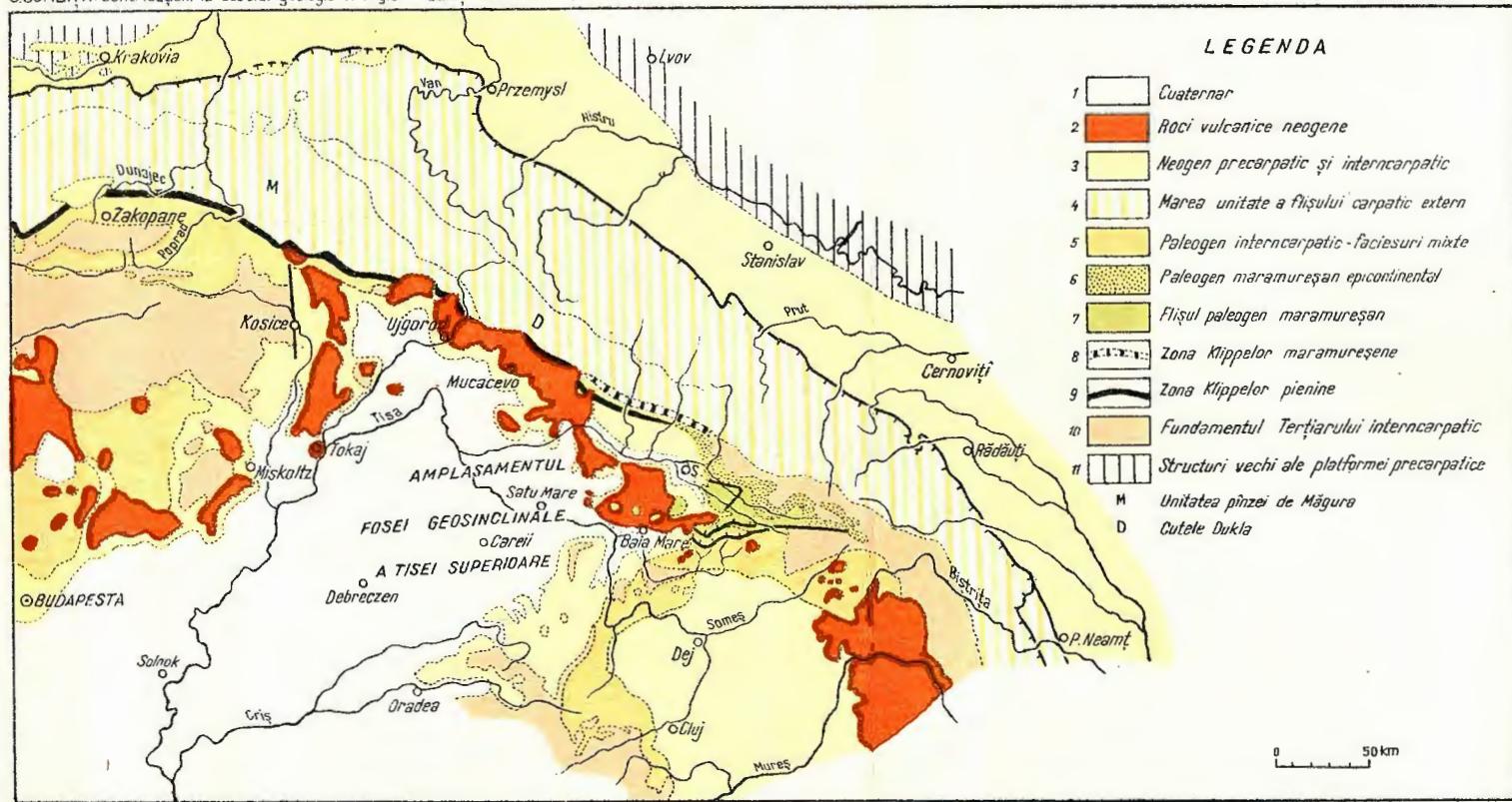
G.BOMBITA

SCHITA GEOLOGICĂ A CARPAȚILOR INTERNI

după H. Swidzinski (1962) și M. Ksiazkiewicz (1963) cu simplificări și completări

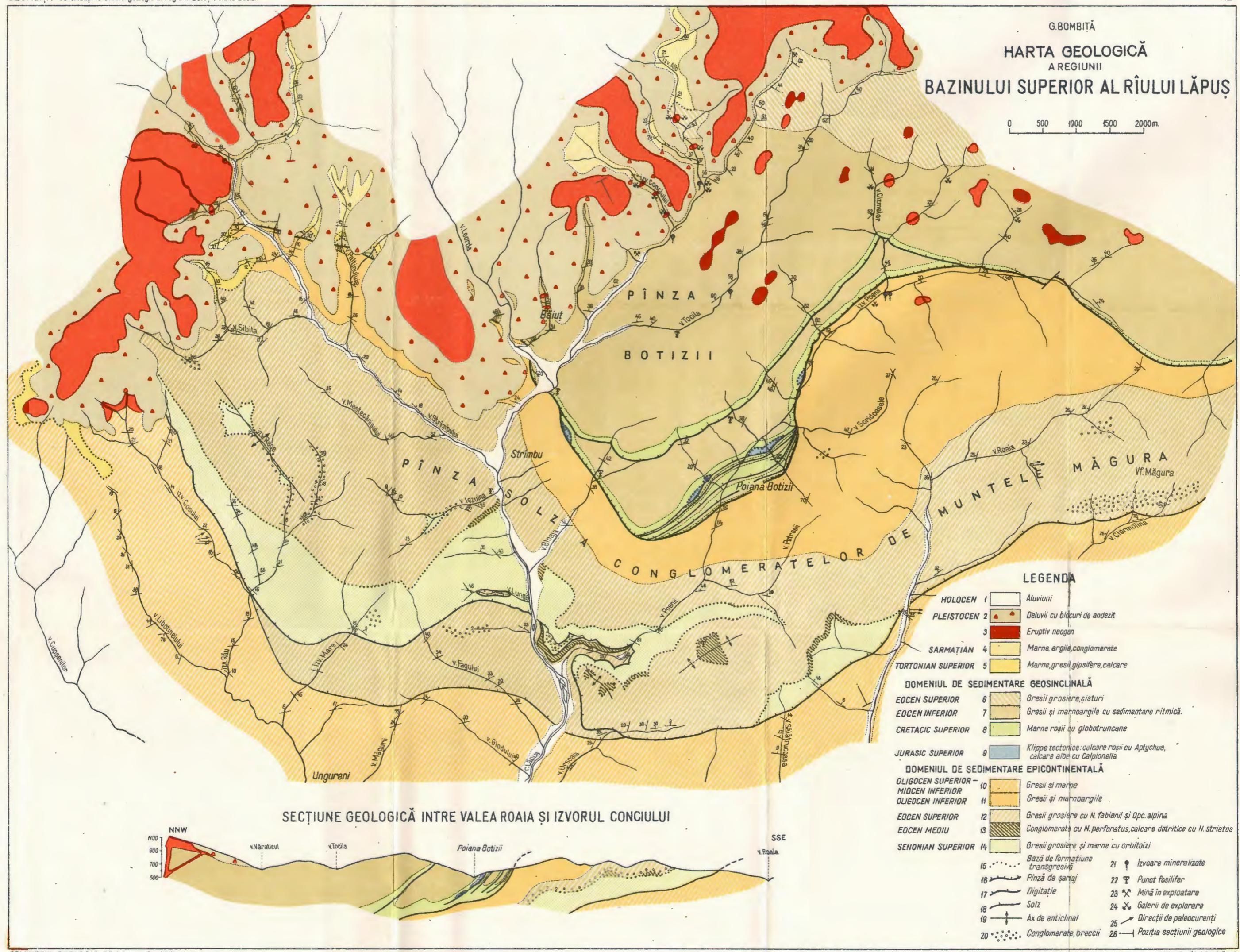
GOMBITĂ: Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț-Poiana Botizii

PJ 1



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LII/

Imprim. atel. Inst. Geologic



ambii versanți ai săi, deci în poziție de cuvertură normală, și care din punctele de vedere tectonic și stratigrafic-facial au caractere proprii, specifice, deosebite de ale unității Magura: flișul de Benatina din regiunea Podhorod (B. L e s k o, 1960 a și b; B. L e s k o, O. S a m u e l, 1960; B. L e s k o, J. S a l a j, O. S a m u e l, 1964) și seria de Leluchov-Richwald dezvoltată pe rîul Poprad și în ferestrele tectonice de la Richwald. Ultima suită reprezintă un autentic corespondent „septentrional” al strătelor de Podhale str. s. (H. S w i d z i n s k i, 1961 a și b).

Datele menționate mai sus nu sunt compatibile cu concepția înglobării Maramureșului la unitatea Carpaților orientali.

O eventuală reconfirmare a asimilării Jurasicului klippelor de la Poiana Botizii la tipul facial Czorstyn sau la un facies intermedian subpienipienin (pe baza unui studiu de detaliu), ar pleda pentru prelungirea lui spre sud, pe sub depozitele terțiare, pînă în apropierea flancului sudic al fosei intern-carpatice. Acest flanc se află undeva la nord de masivele cristaline Rodna, Preluca, Ticău, Codru. În această regiune el a căpătat probabil unele afinități tatrice.

Tot în această idee, a unei distribuiri simetrice a faciesurilor, se poate explica și prezența marnelor roșii cu globotruncane în baza flișului paleogen de Tocila-Secul sau în forajele de la Săsar și Tereblia.

Dispunem încă de puține date care să permită conturarea mai precisă a fosei geosinclinale intern-carpatice, precizarea tipului său structural și a stadiilor sale de evoluție. Presupunem că ea a ocupat aproximativ întregul bazin al Tisei superioare cu o prelungire spre sud între Tatra și Munții Apuseni.

Se consideră că transgresiunea Cretacicului superior nu a reușit să acopere barierele despărțitoare între fosa geosinclinală intern-carpatică și marea fosă geosinclinală a Carpaților orientali (K. K s i a z k i e w i c z, 1963; K. B i r k e n m a y e r, 1960, 1963). Este însă aproape sigur că transgresiunea Eocenului mediu a unit aceste două domenii tectonice în intervalul de timp Eocen superior – Miocen inferior. Această transgresiune a fost amorsată din fosă geosinclinală a Tisei superioare care a reprezentat și centrul de dispersiune al faunelor numulitice din Transilvania, Maramureș, Tatra de est și Ungaria (pl. I).

BIBLIOGRAFIE

- A n d r u s s o v D. (1933) Sur la relation des Carpates orientales avec les Carpates occidentales.
Vest. st. geol. ustavu Cesk. Rep., Rocnik IX. Praha.

- Andrussov D., Scheibner E. (1960) An outline of the present state of knowledge about the geology of the klippen belt between Vlára and Tvrdosin. *Geol. Sborník* vol. XI nr. 2. Bratislava.
- Anton Sever (1943) Asupra prezenței klippelor pienine în nordul Transilvaniei. *Acad. Rom. Bul. sect. șl. ser. XXV* nr. 10. București.
- Birkenmayer K. (1960) Geology of the Pieniny klippen belt of Poland. *Jahrb. geol. Bundesanst.* Bd. 103. Wien.
- Birkenmayer K. (1963) Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléogène dans la zone des klippes pienines en Pologne, *Inst. Geol. Biul.* 182 Vol. X. Warszawa.
- Bombiță G. (1963) Corelarea Eocenului epicontinental din R.P.R. Edit. Acad. R.P.R. București.
- Dimitrescu R., Bleahu, M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D.S. Com. Geol.* vol. XXXIX. București.
- Dimitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Pelaogenului în bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol și Gaze* vol. III. București.
- Dimitrescu I. et al. (1962) Memorii la harta tectonică a României. *An. Com. Geol.* vol. XXXII. București.
- Hlopomin K. L. (1959) Paleogen rahovsko-peninskoi zoni vostocinih Karpat. *Trudi Ukr. N. I. G. R. I.* nr. I. Kiev.
- Ksiąziewicz M. (1963) Évolution structurale des Carpathes polonaises. *Soc. Géol. France. Livre à la mém. du Prof. Fallot*, vol. II.
- Ksiąziewicz M., Lesko, B. (1959) On the relation between the Krosno and Magura Flysch. *Bul. Acad. Sc. série géol.-géogr.* vol. VII nr. 10. Warszawa.
- Lesko B. (1960 a) Paläogen der Klippenzone in der Ostslowakei. *Geol. Sborník* vol. XI nr. I. Bratislava.
- Lesko B. (1960 b) The Magura flysch to the north of the Vihorlat and Propicny Mountains. *Geol. práce Zpr.* 18. Bratislava.
- Lesko B., Samuel O. (1960) Géologie de la zone des klippes des environs de Podhorod. *Geol. práce Zpr.* 20. Bratislava.
- Lesko B., Salaj J., Samuel O. (1964) Paläogen der Klippenzone in den slowakischen Karpaten. *Geol. práce Zpr.* 31. Bratislava.
- Motaș I. (1956) Contribuții la studiul geologiciei Maramureșului. *D.S. Com. Geol.* vol. XL. București.
- Passendorfer Ed. (1963) La géologie des Tatras et de Podhale. *Inst. Geol. Biul.* 182 vol. X. Warszawa.
- Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului. *D.S. Com. Geol.* vol. XL. București.
- Patrulius D., Motaș I., Bleahu M. (1960) Geologiceskoë stroenie Rumânskogo Maramureşa. *Mat. Carp.-Balk. Assoç. I. Congr.* Lvov.
- Swidzinski H. (1961 a) La série de Richwald dans les Karpates flyscheuses. *Bull. Acad. Pol. Sc. série géol.-géogr.* vol. IX nr. 2. Warszawa.
- Swidzinski H. (1961 b) Observations géologiques faites dans les environs de Leluchow ... *Bull. Acad. Pol. Sc. série géol.-géogr.* vol. IX nr. 2. Warszawa.
- Swidzinski J. (1962) Sur la forme structurale de la Zone des klippes piénines des Karpathes. *Bull. Acad. Pol. Sc. séric géol.-géogr.* vol. X nr. 3. Warszawa.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION BĂIUT – POIANA BOTIZII

PAR
G. BOMBITĂ

(Résumé)

Cette note contient quelques contributions stratigraphiques et tectoniques sur la région située à la limite entre les dépressions de Transylvanie et de Maramureş.

Basé sur les données qu'il considère comme certaines, l'auteur y ajoute des considérations préliminaires sur l'équivalence de certains termes stratigraphiques et sur la position du Maramureş dans le cadre des Carpates internes.

Présentation générale de la carte géologique à éléments de stratigraphie et évolution géologique de la région

La région comprend deux domaines tectonique-sédimentaires (fig. 1, 2; pl. II).

Dans le domaine de sédimentation g é o s y n c l i n a l e on analyse trois termes stratigraphiques :

1. Les klippes tectoniques jurassiques de Poiana Botizii (Tithonique-Berriasien), dont les prédécesseurs pensaient qu'elles représentaient le faciès sous-piénin (Czorstyn), contiennent des calcaires à inclusions vertes, des calcaires rouges noduleux à *Aptychus*, des chailles rouges, des calcaires marneux verts, des calcaires blancs à Calpionelles ; au toit de la série un niveau de brèche, dans lequel sont remaniées les roches sous-jacentes et qui, par conséquent, pourrait appartenir au Crétacé.

2. Les marnes rouges à *Globotruncana* (60—70 m) sont disposées de manière discordante au-dessus du relief malm-berriasien et représentent la couverture prélamarienne.

Au point de vue biostratigraphique les marnes rouges sont comprises (Turonien à *Praeglobotruncana* et *Thalmaninella*; Campanien-Maestrichtien à *Globotruncana arca*, *Glt. stuarti*, *Glt. mayaroensis*).

3. Le flysch paléogène de Tocila-Secu suit en continuité de sédimentation. On n'a pas trouvé jusqu'ici un correspondant de ce flysch dans les affleurements à jour des Carpates internes. Dans la région étudiée il comprend quatre horizons : un horizon bariolé, de transition, à marnes rouges en alternance avec des marnes verdâtres et à une faune de Foraminifères

agglutinantes ; un horizon épais de flysch typique (650 m) à marno-argiles vertes et violacées en alternance avec des grès verts micacés dans lequel on a rencontré une faune de grandes foraminifères de l'Eocène inférieur (*Nummulites ex gr. globulus*) ; un horizon schisteux épais de 150 m ; un horizon détritique grossier en couches épaisses de grès nontriés aux diastèmes et enclaves de marnes. On n'a pas trouvé, pour le moment, des restes fossiles dans les deux derniers horizons.

Les klippes jurassiques, les marnes à *Globotruncanes* et le flysch de Tocila-Secul constituent une unité tectonique, la Nappe de décollement de Botiza. Cette structure est fracturée en deux digitations dont l'inférieure présente quelques imbrications avec des klippes jurassiques.

Le domaine de sédimentation de type épicontinentale¹⁾ englobe quatre termes :

1. Les couches à Orbitoïdes (150 m) sont équivalentes aux couches de Jarmuta dans les Carpates Occidentales (Campanien-Maestrichtien). Elles sont disposées de manière discordante sur une pénéplaine cristallin-jurassique probablement dont elles ont brutalement remanié les roches. Les couches à Orbitoïdes sont représentées par des mégaconglomérats et des mégabrèches de falaise, microconglomérats et grès durs à enclaves de marnes limonitiques, grès et marnes à *Orbitoïdes*, *Omphaloeyclus*, *Lepidorbitoïdes*, *Baculogypsinoïdes*, *Siderolites*, restes d'Echinides et Hyppurites.

Après la sédimentation des couches à Orbitoïdes le domaine épicontinentale a été exondé un fois de plus et il est demeuré exondé jusqu'à l'Eocène moyen où se place la forte transgression du Nummulitique.

2. Le Nummulitique I transgressif contient des conglomérats polygènes à *Nummulites perforatus* (M o n t f.) du Lédien-Biarritzien moyen ; des calcaires détritiques à algues et à *N. striatus* B r u g. et *N. varia-
larius* L a m. ; des calcaires grossiers à Discocyclines du Lédien-Biarritzien supérieur.

3. Le Nummulitique II marque une nouvelle transgression au Pria-
bonien str. s. Cette fois c'est un relief représenté par les couches à Orbitoïdes et le Nummulitique I qui est colmaté.

Cette seconde transgression éocène débute localement par des conglomérats. Suivent des grès massifs (600—700 m) à *N. fabianii* et *Operculina alpina*. La suite du Nummulitique II s'achève, dans la région étudiée, par une alternance de roches de facture oligocène : grès micacés, charbonneux et faiblement curbicorticaux aux marnes à surfaces lustrées.

¹⁾ À faciès nonflysch, littorale ou de cordillère, pas de plate-forme.

4. Le régime marin de sédimentation épicontinentale, installé dans l'Éocène supérieur, a subsisté jusqu'au Miocène inférieur (Burdigalien supérieur éventuellement Helvétien inférieur). L'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur sont représentés, dans la région, par les couches de Valea Lăpușului. Celles-ci sont formées d'une alternance pararythmique de marnes et grès molassiques.

Les couches à Orbitoïdes, le Nummulitique I transgressif et le Nummulitique II transgressif constituent une seconde unité charriée, la Nappe-écaille des conglomérats de Muntele Măgura, inférieure à la nappe Botiza et dont elle est le paraautochtone. La nappe des conglomérats de Muntele Măgura est fracturée en deux digitations et elle s'est développée d'une faille de chevauchement.

L'autochtone des nappes est formé des couches de Valea Lăpușului.

La transgression du Tortonien supérieur a traversé les lignes de charriage des deux nappes en reposant sur leur autochtone aussi, ce qui les date comme des charriages styriques.

Les deux petites nappes ont des vergences méridionales.

Considérations sur la position du Maramureş dans le cadre des Carpates Internes

Les recherches des 20 dernières années dans le Maramureş roumain ont apporté une double confirmation à l'idée de D. Andrusov (1933) selon laquelle la « Zone du Maramureş » est extérieure au prolongement vers le SE de la zone des klippes piénines : Sever Anton a découvert des klippes jurassiques à l'intérieur du Maramureş qu'il a équivalentes à celles souspiénines de la zone Czorstyn ; l'auteur a prolongé la zone tectonique des klippes jusqu'à Poiana Botizii ; D. Patruliș et I. Motas (1956, 1960) se sont étayés des affinités faciales entre le flysch paléogène de Maramureş et le flysch de type Măgura-Tarcău pour argumenter l'appartenance du Maramureş aux Carpates Orientales.

En vertu des considérations d'ordre tectonique (*A*) et stratigraphique (*B*) l'auteur considère que le Maramureş représente une unité interne-carpatique indépendante, à histoire géologique propre (pl. I.).

A) Les klippes piénines des Carpates Occidentales et Centrales représentent des éléments structuraux uniques dans l'arc carpatique : mégabrèche diapire régionale, horst diapire, anticlinorium intensément plissé, diapirisme de fissure etc. Elles ont été mises en place pendant les phases subhercynienne, laramienne et savique et présentent des vergences générales nordiques (D. Andrusov, E. Scheibner, 1960 ;

K. Birkemayer, 1960; M. Ksiazkiewicz, 1963; H. Swidzinski, 1962).

Les klippes jurassiques de Poiana Botizii sont des lames de rabotage portées au front d'un charriage par décollement, à vergence méridionale, durant la phase styrique. Il s'agit donc d'un type de charriage suisse, classique. Ces klippes ne représentent pas un prolongement de la zone tectonique piénine, elles n'ont pas rempli la fonction de cette zone et ne sauraient être considérées en tant qu'elles repère paléogéographique entre deux domaines tectoniques.

La zone des klippes piénines des Carpates Centrales se prolonge à l'intérieur de la cordillère de Maramureş mais c'est là qu'elle s'affaisse sous les sédiments du Crétacé supérieur, du Paléogène et du Néogène.

B) Il est très probable que les seules régions d'affleurement du flysch paléogène interne-carpatique soient celles du Maramureş roumain. Sur la plupart de l'aréal interne-carpatique il a été recouvert par une couche épaisse de Néogène (600—2 000 m). Quelques forages (Săsar — Baia Mare, Satu Mare, Carei et Tereblia) l'ont traversé sur des épaisseurs d'environ 1 000 m.

Au point de vue stratonomique, les horizons du flysch paléogène de Poiana Botizii présentent des affinités — dues à une convergence — avec le faciès de Kochanowce qui est le plus méridional faciès de l'unité Magura. (M. Ksiazkiewicz, B. Leskó, 1959; B. Leskó, 1960 a și b).

Deux éléments importants d'ordre stratigraphique s'opposent à ce qu'on invoque cette convergence pour attacher le Maramureş aux Carpates Orientales :

a) La paléogéographie du Nummulitique supérieur interne-carpatisque a, à cet égard, une signification essentielle. Sa zone d'affleurement est observée à partir de Transylvanie (G. Bombiță, 1963) le long du bord SW de la cordillère Maramureş dans la zone Novoselița (K. L. Hlopomin, 1959) et, en prolongement, jusqu'à Podhorod (B. Leskó, O. Samuél, 1960). Dans ces régions il repose transgressivement sur le Cristallin, sur des couches à Orbitoïdes, sur des marnes rouges à Globotruncanes ou sur le flysch cuisen de Benatina discordant, à son tour, sur les couches de Jarmuta celles-ci étant transgressives sur les klippes piénines.

b) Récemment on a décrit dans les secteurs centraux et orientaux de la zone tectonique piénine des suites sédimentaires ayant une position de couverture normale des klippes: le flysch de Benatina (B. Leskó,

1960—1964) et la série de Leluchow-Richwald (H. Swidzinski, 1961). Ces suites ont, du point de vue tectonique et stratigraphique, des caractères propres, spécifiques, différant de ceux de l'unité Măgura.

La présence aux environs de Poiana Botizii d'un faciès jurassique subpiénin ou piénin, des marnes rouges à *Globotruncanes* et des couches de Jarmuta s'explique par la distribution symétrique des faciès sur le flanc méridional de la fosse interne-carpatique. Ce flanc se trouve quelque part au N des massifs cristallins Rodna, Preluca, Ticău et Codru.

Pour obtenir un contour plus précis de la fosse géosynclinale interne-carpatique, de son type structural et de ses stades d'évolution, des données supplémentaires sont indispensables. On suppose qu'elle a dû occuper à peu près le bassin de Tisa supérieure-moyenne.

Cette zone à caractère géosynclinal (la fosse géosynclinale de Tisa supérieure) a constitué le centre de dispersion des faunes nummulitiques de Transylvanie, Maramureş, Tatra de l'est et Hongrie orientale (pl. I).

Pour les Carpates internes c'est à partir d'ici que s'est amorcée la transgression de l'Éocène moyen, la plus forte des transgressions de l'intervalle Crétacé—Paléogène.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse géologique des Carpates internes, d'après H. Swidzinski (1962) et M. Ksiazkiewicz (1963), simplifiée et complétée.

1, Quaternaire; 2, roches volcaniques néogènes; 3, Néogène précarpatique et interne-carpatique; 4, la grande unité du flysch carpatique externe; 5, Paléogène interne-carpatique — faciès mixtes dans le bassin de Transylvanie et les Carpates centrales; 6, Paléogène épicontinentale de Maramureş; 7, flysch paléogène de Maramureş—secteur de NE de la Fosse géosynclinale de la Tisa supérieure; 8, zone des klippes de Maramureş; 9, zone des klippes piénines; 10, soubasement du Tertiaire interne-carpatique; 11, anciennes structures de la plateforme précarpatique; M, unité de la nappe de Magura; D, plis de Dukla.

Planche II

Carte géologique de la région du cours supérieur de la rivière Lăpuş.

Holocène: 1, alluvions. Pléistocène: 2, dépressions à blocs d'andésite. 3, Éruptif néogène. Sarmatien: 4, argiles et conglomérats. Tortoniens supérieur: 5, marnes et grès gypsières. Domaine de sédimentation géosynclinale. Éocène supérieur: 6, grès grossiers, argiles. Éocène inférieur: 7, grès et marno-argiles à sédimentation rythmique. Crétacé supérieur: 8, marnes rouges à *Globotruncanes*. Jurassique supérieur: 9, klippes tectoniques (calcaires rouges à *Aptychus*, calcaires blancs à *Calpionella*). Domaine de sédimentation épicontinentale. Oligocène supérieur-Miocène inférieur: 10, grès et marnes. Oligocène inférieur: 11, grès et marno-argiles. Éocène supérieur: 12, grès grossiers à *N. fabianii* et *Opc. alpina*. Éocène moyen: 13, conglomérats à *N. perforatus*, calcaires détritiques à *N. striatus*. Sénonian supérieur: 14, grès grossiers et marnes à *Orbitoides*. 15, base de formation transgressive; 16, nappe de charriage; 17, digitation; 18, éaille; 19, axe d'anticlinal; 20, conglomérats, brèches; 21, source minéralisée; 22, point fossilifère; 23, mine en exploitation; 24, galeries d'exploration; 25, directions de paléocourants; 26, position de la section géologique.

STRATIGRAFIE

**A SUPRA PREZENȚEI BURDIGALIANULUI
ÎN ZONA SEBEȘUL DE SUS¹⁾**

DE

I. BUCUR²⁾

Abstract

About the Burdigalian from the Sebeșul de Sus Zone. At the South border of the Transylvanian depression, over the epizonal crystalline schists of the Meridional Carpathian catene, deposits of the Burdigalian age are transgressively laid. The separation and the subseparation was made on the basis of the microfaunistic associations. Formerly these deposits were considered as belonging to the Tortonian age.

Apartinând din punct de vedere geografic ramei sudice a Depresiunii Transilvaniei, Miocenul zonei Sebeșul de Sus se localizează la cca. 3,5 km est de clasicul punct eocenic de la Porțești.

La nord și vest, zona se delimită prin rîul Olt care din dreptul satului Turnu Roșu se îndreaptă către sud străbătind catena Carpaților meridionali. Spre sud perimetru se sprijină pe Cristalinul Făgărașului iar spre est limita ajunge în apropierea satului Racovița.

Perimetru la care ne referim face parte dintr-o serie de lucrări întreprinse de I.P.G.G. în zonele marginale ale Depresiunii Transilvaniei.³⁾

Literatura geologică referitoare la zona Sebeșului de Sus este extrem de săracă, întrucât geologia de aci a fost tratată tangential și numai

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 martie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice. M.I.P. Ch. București.

³⁾ I. Bucur, I. Gräßl. Cercetări geologice în regiunea Seca Mare Sibiu-Avrig-Ilimbar. Arhiva. M.I.P.C.—I.P.G.G. București 1958.

I. Bucur. Sintetizare preliminară a rezultatelor geologice în Depresiunea Transilvaniei. Arhiva M.I.P.C.—I.P.G.G. București. 1960.

atunci cînd au fost expuse date geologice legate de Eocenul recifal de la Turnu Roșu.

În această ordine de idei se pot menționa lucrările lui A. Koch (1900), D. Ciupagaea (1937), M. Ilie (1954) și cercetările întreprinse de G. Bombiță (1963) asupra calcarului de la Turnu Roșu, precum și cele executate în ultimul timp de Gr. Alexandrescu și P. Șoigan (1959–1960), care sint de părere că peste șisturile cristaline din zona Sebeșul de Sus și Sebeșul de Jos se dispune Tortonianul argilos cu intercalări de tufuri cărora însă nu li se găsește corespondență pe bază de corelare față de reperele tufacee cunoscute în Depresiunea Transilvaniei.

Din literatura geologică reiese că petecul de Eocen de la Turnu Roșu se îmbracă jur împrejur cu depozite de vîrstă miocenă, respectiv tortoniană.

Unul din argumentele care au dus la concluzia că acest Miocen reprezintă Tortonianul, l-a constituit existența unei intercalării de cinerit verde în zona Sebeșul de Jos, considerat ca tuf de Dej de către M. Ilie și D. Ciupagaea¹⁾. Acest tuf se intercalează însă între depozite de vîrstă burdigaliană ca și în valea Muereasca din Depresiunea getică.

Cercetînd zona respectivă am constatat că pe valea Sebeșului de Sus, ca și pe cea a Sebeșului de Jos, peste șisturile cristaline se dispune transgresiv Miocenul.

Primul termen al acestuia este reprezentat printr-o brecie alcătuită în exclusivitate din blocuri de șisturi cristaline angulare, prinse într-o matrice argiloasă-nisipoasă. Grosimea acestui orizont are în valea Sebeșului de Sus maximum 20 m, iar în valea Sebeșului de Jos cca 5 m.

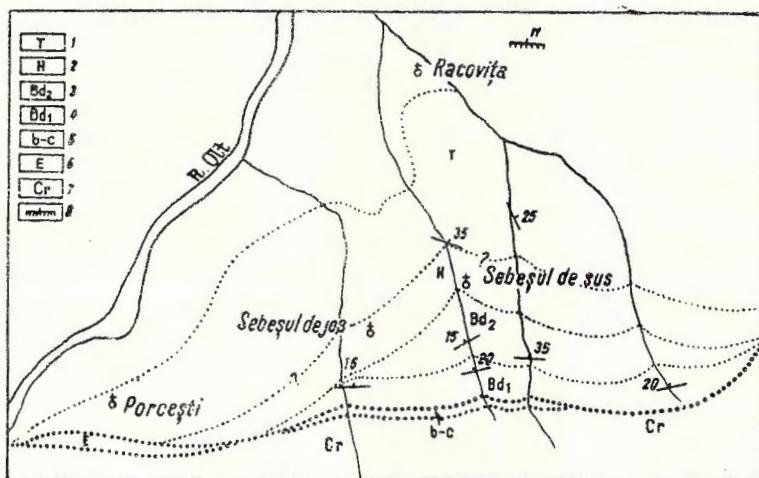
Această brecie a fost întilnită și la baza calcarelor de la Turnu Roșu, ca și interstratificată în calcare eocene. Din punct de vedere microfaunistic, acest nivel este steril. Lipsa microfaunei pare a fi legată de condițiile de sedimentare specifice zonelor de țărm.

Peste acest orizont, se dispun pachete de marne cenușii, verzui, micaferă cu nivale de nisip cenușiu fin și marne foarte nisipoase cu un bogat conținut de Numuliți de genul celor din bazinul eocen al Clujului (*Nummulites fabianii* Prever, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. pulchellus* Hantken)²⁾.

¹⁾ D. Ciupagaea. Cîmpul Miercurea Nirajului și valea Oltului între Sibiu și Perșani. Manuscris arhiva MIPC Mediaș 1937.

²⁾ Forme fosile determinate de G. Bombiță.

Orizontul cu marne se dispune monoclinal peste brecii și însumează cca 200 m. După conținutul microfaunistic orizontul reprezintă stratele de Cornu (Coruș) și aparține Burdigalianului inferior și mediu.



Schiță geologică a zonei Sebeșul de Sus.

1, Tortonian; 2, Helvetic (marne, conglomerate); 3, Burdigalian (Bd₂, conglomerate de Brebu); 4, Bd₁, strate de Cornu; 5, (b-c), orizontul brecios-conglomeratic; 6, Eocene (calcare); 7, sisturi cristaline; 8, poziție de strat în tuf.

Esquisse géologique de la zone Sebeșul de Sus.

1, Tortonien; 2, Helvétien (marnes, conglomérats); 3, Burdigalien (Bd₂, conglomérats de Brebu); 4, Bd₁, couches de Cornu; 5, (b-c), horizon brécheux-conglomératique; 6, Eocène (calcaires); 7, schistes cristallins; 8, position de couche en tuf.

Asociația caracteristică este alcătuită din 63 specii: *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Quinqueloculina* cf. *Q. oblonga* (Montagu), *Sigmaolina celata* Costa, *S. miocaenica* Cussh., *Nodosaria latejugata* Gumbel, *N. longiscata* d'Orb., *N. Lamellata* Cussh. și Steinforth, *Lagena gracillima* Seguenza, *L. sulcata* (Walker și Jacob), *Robulus cultratus* (Montfort), *R. macrodiscus* (Reuss), *R. simplex* (d'Orb.), *Dentalina insolita* (Schwager), *D. monile* (Hagenow), *Guttulina problema* (d'Orb.), *Globulina gibba* (d'Orb.), *Glandulina laevigata* d'Orb., *Tristix excavata* (Reuss), *Discorbis* sp. aff. *D. villardeboana* d'Orb., *Valvulinericia californica* (Cussh.), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Eponides mexicanus* Nuttal, *E. nanus* (Reuss), *E. umbonatus* (Reuss), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Asterigerina carinata* d'Orb., *A. crasaformis* (Gallovay și Wissler), *Amphistegina lessonii* d'Orb., *Cibicides*

americanus (Cush.), *C. lobatulus* (Walker și Jacob), *C. pseudungerianus* (Cush.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *P. sallisbury* R. E. și K. C. Stewart, *Nonion* sp. aff. *N. belridgensis* Barbat et Johnson, *N. cf. N. communis* (d'Orb.), *N. umbilicatum* (Montagu), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. triloculinoides* Pummér, *Globigerinella aequilateralis* (Bradby), *Orbulina universa* d'Orb., *Globorotalia crassula* (Cush. et Stainforth), *G. membranacea* (Hrenberg), *G. scitula* (Bradby), *Streblus beccarii* (Linné), *Operculina complanata* (De France), *Bulimina affinis* d'Orb., *B. elongata* d'Orb., *B. inflata* Seguenza, *B. ovata* d'Orb., *B. pupides* d'Orb., *Uvigerina* sp. aff. *U. mexicana* Nuttall, *U. tenuistriata* Reuss, *Siphonodosaria nuttalli* (Cush. et Jarvis) gracillima Cush. et Jarvis, *Cassidulina margareta* Karre, *C. panzana* Kleinpell, *Bolivina advena* Cush., *B. arta* Macfadyen, *B. floridana* Cush., *B. jonesiana* Kleinpell, *Gümbelitria cretacea* Cush., *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., spini de echinide, resturi scheletice de pești.

În continuitate de sedimentare peste orizontul marnos se dispun conglomerate. Acestea au o mare dezvoltare numai în valea Sebeșului de Sus. Trecerea de la marne la conglomerate nu se realizează transânt astfel că, urmând profilul geologic se observă că, deasupra marnelor se dispun nisipuri cenușii-gălbui medii-grosiere și apoi conglomerate și nisipuri cu stratificație încrucisată. În continuare, urmează alternanțe de marne și conglomerate în bancuri metrice pînă cînd se ajunge la conglomerate propriu-zise, în care nivelele de marne se întilnesc cu totul sporadic.

Orizontul conglomeratic însumează cca 320 m grosime, iar la alcătuirea sa iau parte elemente rulate în proporție de peste 70%, reprezentate prin șisturi cristaline, blocuri de calcare eocene de tip Turnu Roșu, gresii cretacice (probabil aptian-albiene), calcare cu Rudisti, remaniate probabil din golful de la Cisnădioara, cît și din formațiunile similare ce alcătuesc fundamentul Depresiunii Transilvaniei.

În nivelele nisipoase grosiere se găsesc numeroși Nummuliti remaniati din calcarul de la Turnu Roșu și resturi de *Ostrea* sp. de talie mare. Se întilnesc de asemenea lentile de cărbuni sticioși.

Conținutul microfaunistic al acestui orizont ne-a condus la concluzia că, aici, sistem în prezență echivalentului conglomeratelor de Brebu (Chechiș) care reprezintă Burdigalianul superior—Helvetianul (Gh. Voicu, 1953). Este posibil ca, în partea superioară a acestui orizont, să fie inclusă și baza Helvetianului.

Asociația microfaunistică care pledează pentru vîrstă burdigalian-superioară a orizontului conglomeratic este alcătuită din 44 specii: *Thurammina papillata* Brady, *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Haplophragmoides* sp., *Quinqueloculina ovata* Roemer, *Q. cf. Q. seminula* (Linné), *Alveolina* (fragmente), *Nodosaria bacillum* Defrance, *N. latefugata* Gumbel, *N. parexiles* Cussh. et Stewart, *Robulus crassus* d'Orb., *R. macrodiscus* (Reuss), *R. vortex* (Fichtel et Moll), *Marginulina hirsuta* d'Orb., *Dentalina consobrina* d'Orb., *Ramulina globulifera* Brady, *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Eponides* aff. *E. praecinctus* Kawer, *E. umbonatus* (Reuss), *Asterigerina falcilocularis*, *Asterigerina mamilla* (Will.) *Pulvinulinella* sp. aff. *P. pacifica* Cussh.; *Cibicides floridanus* (Cussh.) *miocaenicus* Colom., *C. cf. C. pseudoungerianus* (Cussh.), *C. cf. C. refulgens* Monfort, *Planulina depressa* (d'Orb.), *P. renzi* Cussh. Steinforth, *Pullenia miocaenica* Kleinpell, *Nonion umbilicatum* (Montagu), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. Venezuelan* Heding, *Orbulina universa* d'Orb., *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bölli, *Globorotalia crassula* (Cussh. și Steinforth), *G. membranacea* (Heding), *Streblus beccarii* (Linné), *Calcarina calcar* (d'Orb.), *Orbitoides* sp., *Nummulites* sp., *Bulimina elegans* d'Orb., *B. inflata* Seguenza, *Uvigerina bradyana* Fornasini, *Uvigerinella californica* Cussh., *Stylostomella adolphina* (d'Orb.), *Bolivina* aff. *B. conica* Cussh., *B. marginata* Cussh., *Sphaeroidina variabilis* Reuss, spini de echinide, resturi scheletice de pești, briozare, concrețiuni alungite de pirită, glauconit.

Peste orizontul conglomeratic se pot urmări alternanțe de marne cu conglomerate și gresii pe o distanță redusă, din cauza aluviunilor care întrerup posibilitatea de observare pînă la rîul Olt, unde încep aflorimentele conglomeratelor de Tălmaciul de vîrstă tor-toniană (M. Ilie).

Considerații ecologice pe baza microfaunei

Din listele de microfosile reiese că, ambele asociații prezintă un conținut foarte bogat în specii și indivizi, în care se pot recunoaște cu ușurință tipuri senoniene (Campanian-Maestrichtian), eocene, oligocene și în special miocen-inferioare. Acest fapt arată că fenomenul de remaniere este evident. Cum este și firesc, microfauna este mai bine conservată în nivelul inferior marnos. În schimb orizontul conglomeratic are în asociatia sa foarte multe microforaminifere remaniate din Eocen, ca

Alveolina, Calcarina, Orbitoides, Nummulites etc. Toate acestea sînt rău conservate¹⁾.

În ce privește alcătuirea și vîrsta stratigrafică a foraminiferelor din cele două asociații menționate, se pot desprinde următoarele concluzii :

Microfauna orizontului marnos inferior alcătuită din specii de foraminifere, se poate corela cu asociațiile : stratelor de Cornu (G. h. Voicu, 1953) din Valea lui Sărăcilă și (din cuveta de Slănic) din valea Muerească-Olt (31 specii comune); stratelor de Coruș (V. Agheorghesei și I. Costea, 1963) din valea Sălăuței – Transilvania de nord – (25 specii comune); Relizianului inferior din California (30 specii comune).

Microfauna orizontului conglomeratic calitativ mai redusă (47 specii de foraminifere) poate fi corelată cu asociațiile : conglomeratelor de Brebu (M. Popescu, F. Olteanu, T. Iorgulescu, 1958) superioare stratelor de Cornu din unitatea medio-marginală a flișului paleogen al Carpaților orientali (14 specii comune); stratelor de Chechiș (V. Agheorghesei și I. Costea, 1963) din Transilvania de nord-vest (14 specii comune); Relizianului superior din California (2 specii comune).

În majoritatea lucrărilor geologice se consideră că stratele de Cornu ca și stratele de Coruș reprezintă Burdigalianul inferior, în timp ce conglomeratele de Brebu și stratele de Chechiș corespund Burdigalianului superior.

M. Popescu, F. Olteanu și T. Iorgulescu (1958) atribuie însă conglomeratelor de Brebu vîrsta helvețiană, iar I. Dumitrescu (1956) atribuie stratelor de Chechiș vîrsta burdigalian-helvetică.

Etajului relizian din California îi corespunde în nomenclatura europeană etajul burdigalian.

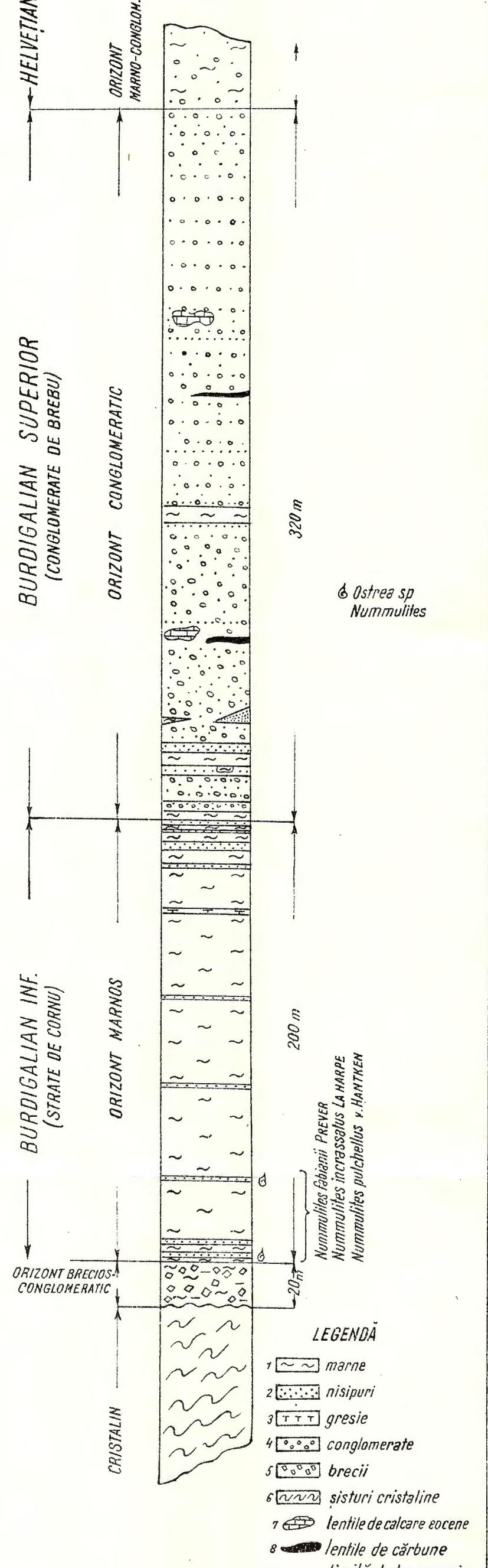
Se impune deci concluzia că în zona Sebeșului de Sus sîntem în prezență Burdigalianului inferior – strate de Cornu – Coruș și a Burdigalianului superior – Helveticianului – conglomeratele de Brebu (strate de Chechiș) (Elena Popa, 1960).

Luînd în considerație speciile de foraminifere din asociațiile Burdigalianului din zona Sebeșul de Sus și ținînd seamă de semnificația lor ecologică, se pot desprinde următoarele observații paleogeografice :

¹⁾ Determinările microfaunistice au fost executate de I. Costea.

I. BUCUR: Asupra prezenței Burdigalianului în zona Sebeșul de Sus.

I. BUCUR
COLOANA STRATIGRAFICĂ A MIOCENULUI
din zona SEBEȘUL DE SUS (est PORCEȘTI)
SCARA 1:2000



Conglomeratele ce reprezintă pe marginile Depresiunii Transilvaniei episoadele de avansare a apelor în timpul Burdigalianului, sunt constituite din toate tipurile de roci preexistente depunerii conglomerelor (de la sisturi cristaline pînă la calcare eocene).

Alcătuirea variată a conținutului micropaleontologic denotă și legăturile probabile dintre Depresiunea Transilvanie cu unitățile extracarpatică în timpul Burdigalianului, (bazinul cuvetei de Slănic și al văii Muereasca), fapt care a determinat o asemănare a asociațiilor.

Formele de viață indică pentru bazinul de sedimentare Burdigalian din sudul depresiunii Transilvaniei, condițiuni de salinitate normală, cu adâncimi reduse, maximum 50 m, fapt dovedit de prezența speciei *Amphistegina lessoni* d'Orb.

Adâncimea redusă în condiții de subsidență asigură temperatură, aerarea și luminozitatea maximă.

BIBLIOGRAFIE

- A g h e o r g h i e s e i V., C o s t e a I. (1963) Date noi asupra stratigrafiei Paleogenului și Miocenului din nord-estul Transilvaniei. *Congres V. Asoc. Carpato-Balcanică* vol. III/1. București.
- A l e x a n d r e s c u G r., S o i g a n P. (1962) Observații geologice în regiunea Tălmaciu Sibiu. *D.S. Com. Geol.* vol. XLVII. București.
- B ă n c i l ă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali Ed. Științifică. București.
- B o m b i ă G. (1963) Contribuții la corelarea Eocenului epicontinental din R.P.R. Acad. R.P.R. București.
- B u c u r I. (1964) Asupra calcarului mezozoic de la vest de satul Merești (baz. pîriului Homo-rodul Mic.) *Rev. Petrol și Gaze* nr. 2. București.
- C o s t e a I., B a l t e ș N. (1962) Corelări stratigrafice pe bază de microfosile. Ed. Tehnică. București.
- D ă m i t r e s c u I. (1956) Asupra faciesurilor și orizonturilor Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpuș. *Com. Sed. Institut. Petrol și Gaze*. București.
- I l i e M. (1958) Podișul Transilvaniei. Ed. Științifică. București.
- I l i e M. (1954) Cercetări geologice în reg. Sebeș Sibiu-Avrig. *D.S. Com. Geol.* vol. XXXVIII. București.
- K l e i n p e l l M. R. (1938) Miocene stratigraphy of California. London.
- K o c h A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Budapest.
- O n c e s c u N. (1937) Geologia R.P.R. Ed. Tehnică. București.
- P o p e s c u M., O l t e a n u F., I o r g u l e s c u T. (1958) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Neogenului din Oltenia și Muntenia. *Studii și cercetări de explorare, exploatare și prelucrarea fișeiului*. M.I.P.Ch. București.

Popa Elena (1960) Asupra prezenței unor gresii glauconitice cu Pecteni în stratele de Cornu din Valea Mare (NE de Schiulești). *Acad. R.P.R. Școala Geol. Geografie* V/2. București.

Vancea A. (1961) Neogenul din Bazinul Transilvaniei. *Acad. R.P.R. București.*

Voicu Gh. (1953) Studiul micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic între valea Prahovei și valea Vârabilăului. *An. Com. Geol. XXVI.* București.

SUR LA PRÉSENCE DU BURDIGALIEN DANS LA ZONE SEBEŞUL DE SUS

PAR

I. BUCUR

(Résumé)

Appartenant, au point de vue géographique, à la bordure méridionale de la Dépression de Transylvanie, le Miocène de la zone Sebeșul de Sus est localisé au SE de la ville Sibiu et à proximité de l'Éocène calcaire de Porcștești.

Surmontant le Cristallin de type épizonal de la chaîne des Carpates Orientales, les trois horizons suivants se disposent dans cette zone :

Un horizon brécheux épais de 20 m le plus dépourvu d'éléments microfauniques ;

En continuité de sédimentation se disposent des marnes représentant 200 m d'épaisseur et qui, sur la base du contenu microfaunique (voir pag. 225), représentent le Burdigalien inférieur (couches de Cornu-Coruș) ;

Surmontant l'horizon marneux se disposent les conglomérats qui représentent 320 m d'épaisseur. La transition des marnes aux conglomérats n'apparaît pas nettement.

Le contenu microfaunique de ce dernier horizon (voir pag. 227) plaide pour l'âge Burdigalien supérieur (horizon des conglomérats de Brebu-Chechiș).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonne stratigraphique du Miocène dans la zone Sebeșul de Sus (E de Porcștești).

1, marnes; 2, sable; 2, grès; 4, conglomérats; 5, brèches; 6, schistes cristallins; 7, lentilles de calcaires éocènes; 8, lentilles de charbon; 9, limite de transgression; 10, fossiles.

STRATIGRAFIE

OBSERVATII GEOLOGICE ASUPRA FLIȘULUI DIN
ZONA ZÎRNA—PENTELEU—SLĂNIC (MUNTII BUZĂU)¹⁾

DE

I. BUCUR²⁾

Abstract

Geological Remarks about the Flysch Zone Zîrna—Penteleu—Slănic (Buzău Mountains). The cretaceous Flysch of this zone, outcrops in the Slănic Valley, is of Maestrichtian—Danian age, as pointed out by the microfauna; the Flysch rocks of the Eocene and the Oligocene display transversal as well as longitudinal facies variations; the green and red clays intercalated in the Eocene Tarcău sandstone are not to be regarded as horizons fit for long-ranging correlations; the Lucăcesti sandstone is developed in the uppermost part of the Eocene, and ranges in the Lower Oligocene.

Zona cercetată se plasează în bazinul pîraielor Zăbala—Bîsca Mică și Slănicul de Buzău, în partea de NE a munților Buzăului.

Din punct de vedere structural zona se încadrează în unitatea medio-marginală (I. Băncilă, 1958) sau pînza mediană (M. G. Filipescu, 1937; N. Grigoras, 1955).

Date asupra geologiei regiunii cercetată de noi sunt menționate în lucrările lui Șt. Mateescu (1927), G. Murgeanu și M. G. Filipescu (1937), N. Oncescu (1944), N. Grigoras (1955), I. Pătruț (1955), I. Băncilă (1958), Gr. Popescu et al. (1960) și I. Dumitrescu et al. (1960).

Din aceste lucrări reiese că în zona Zîrna—Penteleu—Slănic se întâlnesc depozite cretace și paleogene.

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 martie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice. M.I.P.Ch.

Cretacicul, reprezentat prin Senonian, se dispune sub forma unor benzi pe direcția NE—SW și îmbracă caracterele faciesului pelitic în proporție de cca 60 %.

Paleogenul după aceiași autori este reprezentat în cea mai mare parte prin depozite grosiere și manifestă variații de facies atât transversal pe structuri cât și în lungul lor.

Din punct de vedere tectonic se întâlnesc cute asimetrice, cute falii și cute-solzi. Raporturile de încălcare observate, în N, nu se mai pot urmări în această zonă.

Cercetând regiunea Zîrna—Penteleu—Slănic am obținut elemente stratigrafice și tectonice noi care aduc o contribuție la lămurirea unor probleme geologice în discuție.

În linii generale, problemele asupra căroră vom insista în nota de față sunt următoarele : stratigrafia depozitelor cretacice din valea Slănicului ; faciesurile Eocenului și Oligocenului între muntele Penteleu și valea Slănicului ; relațiile dintre Eocenul în facies de Colți (N. Grigorescu, 1955) și cel marginal ; valoarea stratigrafică și cartografică a intercalatiilor de roci pelitice din orizontul gresiei de Tarcău ; limita Eocen/Oligocen în valea Zîrna Mică.

Cele mai vechi depozite din cuprinsul zonei cercetate aparțin Cretacicului superior și anume Senonianului. Acesta apare sub forma a trei benzi cartografice, prezintând relații tectonice cu Eocenul.

Primele două benzi (pîrul Sărățelu și muntele Nehîrna) oferă puține posibilități de observație.

Cea de a treia bandă apare în pîrul Slănicului și se continuă cu direcție nord-estică către muntele Furu Mare. În alcătuirea litologică a Senonianului de aci iau parte grezo-calcare în bancuri de 20, 50 și chiar 80 cm grosime, cenușii la culoare, fine, dure, prezintând numeroase diaclaze umplute cu calcită. Alături de acestea se mai întâlnesc gresii în bancuri pînă la 1 m grosime, foarte micafere pe fețele de stratificație, și gresii de același fel, dar ca laminație convolută. Suta litologică se completează cu marne cenușii, rare nivele de argile verzi sau negricioase și marnocalcare albe-cenușii în lespezi cu grosimi de ordinul centimetrilor. Au mai fost întîlnite și gresii verzi în bancuri de 1—2 m grosime, roci care sub microscop apar alcătuite din material cuarț-arenitic în proporție de 95 %.

În valea Slănicului, în amonte de confluența sa cu pîrul Măceșu, între bancurile de grezo-calcare, a fost întîlnită o brecie pe o grosime de cca 50 cm, alcătuită din elemente în cea mai mare parte extracarpatică.

În jurul sondei de la Focul Nestins am întîlnit fragmente de Inocerami. Gr. Popescu (1959)¹⁾ citează de asemenea două forme de amoniți derulați colectați tot din valea Slănicului și anume: *Baculites* sp. aff. *B. vagina* și *Diplomoceras* sp.

Analiza micropaleontologică executată de I. Costea pe probe colectate de noi din acest orizont pledează pentru prezența Maestrichtian-Danianului, pe baza următoarei asociații²⁾: *Recurvoides alternans* (N o t h.), *Spiroplectamina dentata* (A l t h.), *S. boduniana*, *Rzehakina epigona*, *Globotruncana linneana* (d'Or b.), *Pelosina complanata* (F r a n k e), *Hormosina globulifera* (B r a d y), *Arenobulimina presli* (R e u s s.), *Dendrophya robusta* (B r a d y), *Haplophragmoides emaciatus* B r a d y, *H. coolinaensis* C u s h. și H a n n a, *H. subglobosus* (G. O. S a r s), *Textularia gäesii* C u s h., *Cibicides* sp. aff. *C. proprius* B r o t z e n, *Amonodiscus incertus* (d'Or b.), *Placentammina placenta* (G r z b y.), *Bathysiphon filiformis* (M. S a r s.), *Nodellum membranaceum* (B r a d y), *Orbulinaria fallax* R h u m b l e r.

Dovedirea pe baze faunistice a prezenței Senonianului superior în zona dintre pîrîul Slănic și pîrîul Tisa înălătură dubile exprimate în lucrările anterioare (N. G r i g o r a s, 1955).

În continuitate de sedimentare, peste depozitele de vîrstă cretacică se depun cele paleogene. Sîntem de părere că în afară de Eocen și Oligocen în regiune s-a depus și Paleocenul. Existența sa este susținută de unele dovezi micropaleontologice disparate. Paleocen—Eocenul îmbracă faciesuri diferite de la interiorul flișului către exteriorul său.

În regiunea cercetată, precizăm că în zona muntelui Penteleu sîntem în prezența faciesului gresiei de Tarcău. Între banda cretacică care trece prin Muntele Nehîrna și banda cretacică Furu-Slănic ne găsim în prezența faciesului intermediar, iar la E de banda cretacică Furu-Slănic întîlnim faciesul marginal. Faciesul marginal își păstrează caracterul grezo-calcaros pînă la paralela crestei muntoase Măceșu-Brăzău. Spre S de această paralelă și pînă în valea Buzăului, faciesul marginal își schimbă alcătuirea litologică, reprezentând ceea ce s-a numit „Eocen în facies de Colți” (N. G r i g o r a s, 1955).

¹⁾ Gr. Popescu et al. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi și sare în reg. Slănic—Zăbala. Com. Geol. București. 1959.

²⁾ I. Bucur, Z. Bečeşy. Cercetări geologice în regiunea Zîrna—Mică—Slănic—Focul Nestins. Rap. Geol. Arhiva MIPC și IPGG București. 1963.

Gresia de Tarcău, caracteristică faciesului intern în zona muntelui Penteleu, se dezvoltă în cadrul faciesului intermediar numai ca bancuri cu grosimi de ordinul metrilor între argile, marne și marno-calcare.

Către exterior, în cadrul faciesului marginal, gresia de Tarcău dispare aproape complet. Locul argilelor este luat de marne foarte calcaroase, marno-calcare, grezo-calcare și gresii bogate în foraminifere (Numuliți) și cu elemente verzi. Întîlnim deci aici aceleași faciesuri ale Eocenului identificate de I. A n a s i u și în alte sectoare din Carpații orientali și în plus apare încă un facies, faciesul de Colți.

În valea Slănicului, deci imediat la sud de paralela Măceșu—Brăzău, Eocenul în totalitate, se dezvoltă sub ceea ce N. Grigoraș (1955) a denumit „facies de Colți”; alternanță monotonă de marne foarte calcaroase cu gresii micaferă calcaroase curbicorticale, în procente aproximativ egale. La diverse nivele, se intercalează gresii microconglomeratice cu elemente verzi și conținut bogat în foraminifere mari (Numuliți și Orbitoizi). Forajul I.S.E.M. (2352) nr. 2 Focul Nestins plasat pe valea Slănicului în faciesul de Colți, a străbătut pînă la adîncimea de 2 656 m o serie cu aceleași caractere litologice care se poate observa în deschideri naturale pe pîriul Slănicului. Sub adîncimea amintită, forajul a întlnit formațiunea cu sare. Rezultatele forajului au eliminat deci ipoteza că faciesul grezo-calcaros ar fi inferior celui de Colți. Se impune deci, concluzia că între valea Slănicului și culmea muntoasă Măceșu—Brăzău are loc îndințarea între faciesurile amintite.

Această variație facială are loc și la nivelul Eocenului superior.

Rezultatele forajului amintit sunt importante în același timp și pentru aprecierea grosimii pinzei și a autohtonului la nivelul văii Slănicului.

Faciesul gresiei de Tarcău, caracteristic începînd din zona muntelui Penteleu către W, prezintă intercalații de argile verzi și roșii la diverse nivele, dar mai numeroase cu cît mergem spre W. Grosimea acestor depozite pelitice variază de la ordinul metrilor pînă la cel al zecilor de metri (maximum 120 m).

În ultimul timp s-a încercat orizontarea gresiei de Tarcău pe baza intercalațiilor argiloase, astfel că în literatura geologică a apărut denumirea de „strate de Giurgiu—Ghelința” (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, M. Kusko, 1961), Eocen mediu argilos (Gr. Popescu et al. 1960), sau Eocen argilos (I. Dumitrescu et al., 1960). În acceptiunea autorilor aceste depozite se plasează în partea mediană a

orizontului gresiei de Tarcău. Plasarea lor ca și atribuirea rolului de reper implică însă și o valoare stratigrafică și din această cauză I. Dumitrescu și Gr. Popescu își manifestă rezerva în legătură cu rolul de reper stratigrafic al acestor pelite.¹⁾

Este interesantă corelarea unor coloane stratigrafice executate în zona Brețcu-Comandău de către M. Sandulescu, Jana Sandulescu și M. Kusko. Astfel, se consideră ca reper în partea mediană a gresiei de Tarcău un „complex argilos” a cărui dispariție este evidentă chiar pe coloanele corelate. Din această cauză corelarea trebuie făcută la un nivel stratigrafic ce se poate urmări constant pe coloanele prezentate. Acest reper nu poate fi decât orizontul bazal al gresiei de Tarcău a cărui constanță în grosime și valoare stratigrafică este recunoscută.

În acest caz însă „complexul argilos median” se plasează la diverse nivele în faciesul gresiei de Tarcău.

Pentru a verifica valoarea stratigrafică a depozitelor pelitice din partea mediană a gresiei de Tarcău, am colectat probe pentru analize microfaunistice din numeroase puncte²⁾.

Rezultatele analizelor sunt însă contradictorii și de loc edificatoare. Unele probe au arătat conținut faunistic ce pledează pentru Eocen bazal, iar altele amestec de faună senoniană și eocen-inferioară sau medie.

Reiese, din cele menționate, că orizontarea gresiei de Tarcău pe baza intercalărilor de depozite pelitice nu se poate realiza cu succes întrucât : depozitele pelitice își pierd din grosime pe direcție pînă la dispariție ; există numeroase intercalării de argile verzi și roșii începînd din baza gresiilor de Tarcău și pînă la partea lor cea mai superioară. Din cauza lipsei aflorimentelor și a variației grosimii nu există certitudinea urmăririi aceluiași pachet de strate ; conținutul biostratigrafic variat nu susține o valoare stratigrafică precisă a depozitelor pelitice.

Credem că, dacă poziția stratigrafică și rolul de reper cartografic comportă multe discuțiuni, concluziile tectonice fondate pe astfel de repere, la care s-a ajuns, (M. Sandulescu, Jana Sandulescu, M. Kusko, 1960) ridică și mai multe semne de întrebare.

Limita Eocen/Oligocen a generat numeroase discuțiuni în literatură geologică, fără să se ajungă la o concluzie definitivă.

¹⁾ I. Dumitrescu et. al. — Raport geologic asupra prospecțiunilor de hidrocarburi și sare în reg. Vrancea de sud și partea de N-E a munților Buzăului. Com. Geol. București. 1960.

²⁾ I. Bucur, Z. Beccsey — Cercetări geologice în regiunea muntele Penteleu. Rap. Geol. Arhiva MIPC—IGG București. 1964

În literatura geologică asupra Carpaților orientali la baza Oligocenului este considerată gresia de Lucăcești, care are multe afinități cu faciesul gresiei de Kliwa (I. A t a n a s i u). Acest punct de vedere a fost în general adoptat de către majoritatea geologilor români. Gr. P o p e s c u însă, este de părere că gresia de Lucăcești reprezintă Eocenul cel mai superior și că Oligocenul începe cu faciesul disodilic (Gr. P o p e s c u, 1959; Gr. P o p e s c u et al., 1960).

Oligocenul din regiunea Zîrna—Penteleu—Slănic îmbracă caracterele faciesului de Kliwa, invadat din punct de vedere facial de cel de Fusaru-Pucioasa. Prezența acestui ultim facies este marcată în special în zona muntelui Penteleu, unde disodilele alternează cu marnele de Pucioasa. De asemenea, marnele de tip Pucioasa se intercalează și între bancurile gresiilor de Kliwa. În pîrful Zîrna Mică, la cca 50 m sub orizontul gresiei de Lucăcești propriu-zise, se întâlnește o intercalație de gresie de tip Lucăcești groasă de 80 cm în zona de dezvoltare a stratelor de Plopou.

Analiza microfaunistică a unor probe luate de sub și de deasupra acestui banc de gresie a indicat o asociație tipică pentru partea cea mai superioară a Eocenului superior. Asociația este alcătuită din: *Hyperammina elongata* (B r a d y), *H. grzybowski* D y l a n z a n k a, *Rhabdammina abyssorum* (N. S a r s.), *Ammodiscus incertus* (d'Or b.), *Haplophragmoides rota* (N a n s s.), *Placentammina placenta* (G r z y b.), *Astrorhiza granulosa* (B r a d y).

În continuarea profilului apar bancurile gresiei de Lucăcești cu intercalații de roci pelitice. Analiza acestor roci pelitice a indicat prezența Oligocenului inferior pe baza asociației: *Quinqueloculina subrotunda* (M o n t a g u), *Glomospira gordialis* (P a r k e r et J o n e s), *Chilostomelloides aviformis* (S h e r b o r n e et C h a p i n), dinți de pești.

Studiul petrografic al gresiei de Lucăcești, al gresiei de Kliwa și al gresiei intercalată în depozitele pelitice eocene, nu au indicat nici o deosebire. Toate trei eșantioanele sunt alcătuite din quart în proporție de 90—95%.

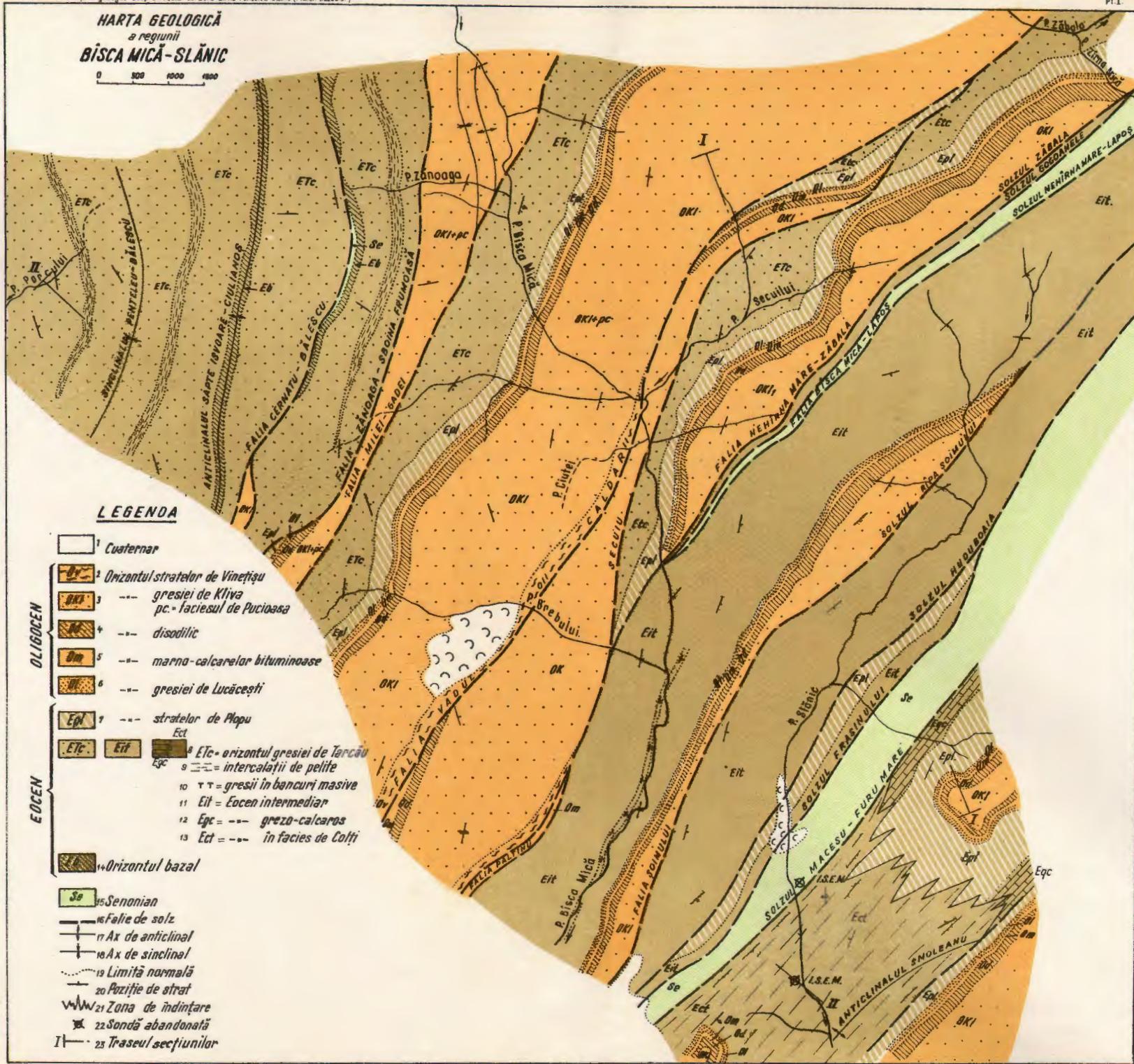
În continuarea profilului geologic, peste gresia de Lucăcești se dispun 20 m de marne (stratele de Lingurești) (C. S t o i c a, 1943—1944) apoi faciesul disodilic care la rîndul său suportă bancurile gresiei de Kliwa.

În urma celor menționate credem că gresia de Lucăcești propriu-zisă trebuie atribuită Oligocenului.

Partea bazală a gresiei de Lucăcești care alternează cu argile trebuie considerată ca făcind trecerea spre Eocen superior.

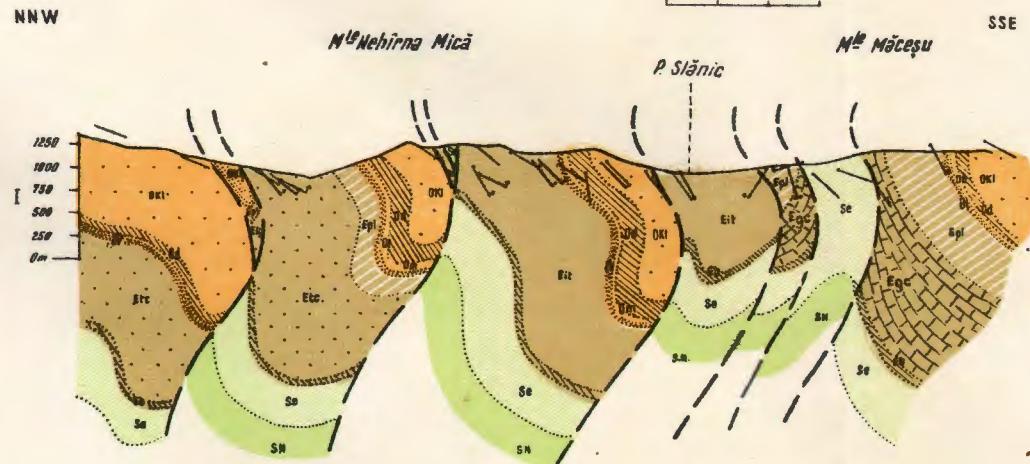
**HARTA GEOLOGICĂ
a regiunii
BISCA MICĂ - SLĂNIC**

0 500 1000 1500

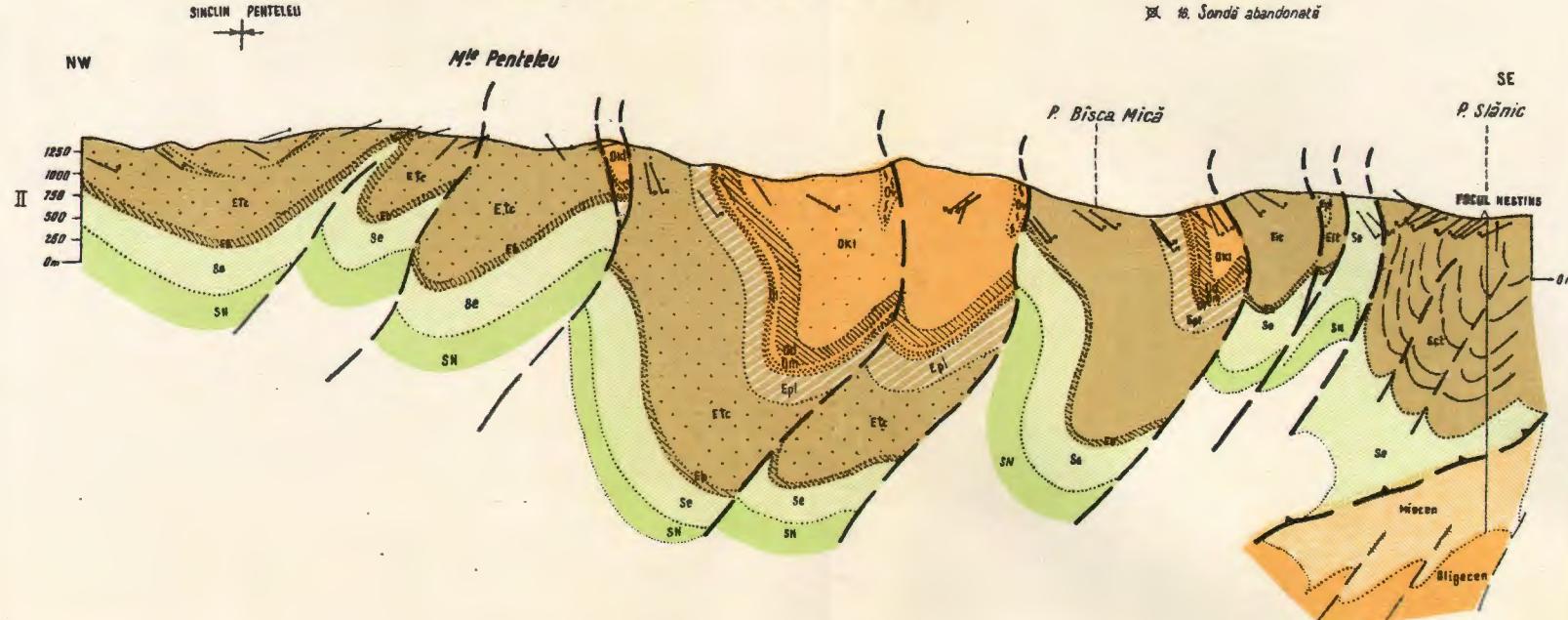


SECTIUNI GEOLOGICE

PRIN REGIUNEA ZĂRNA-MĂCEȘU



PRIN REGIUNEA PENTELEU - SLĂNIC

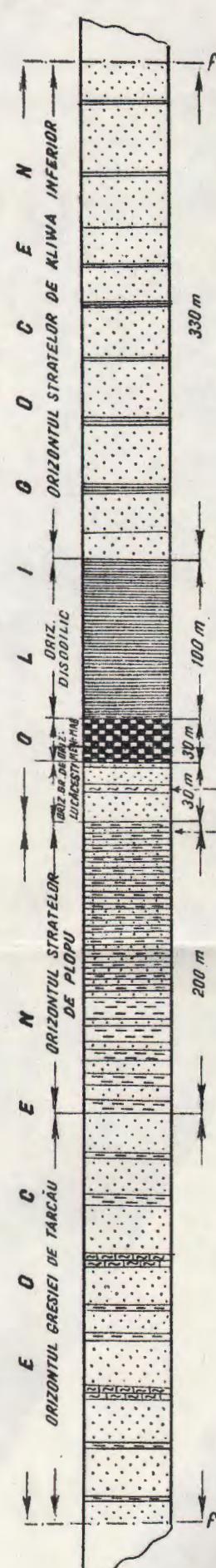
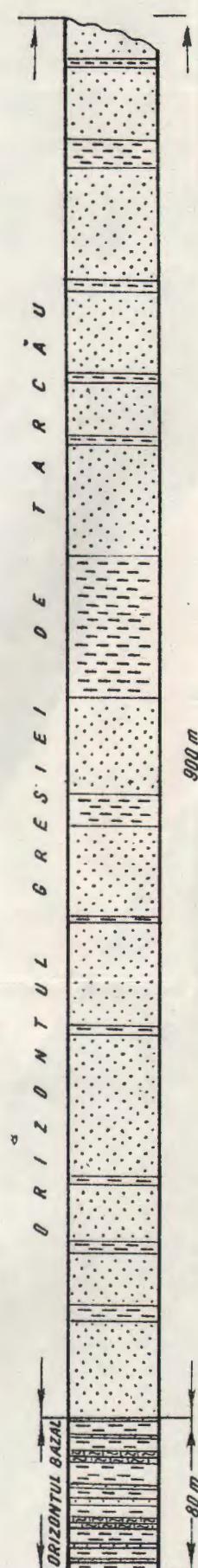
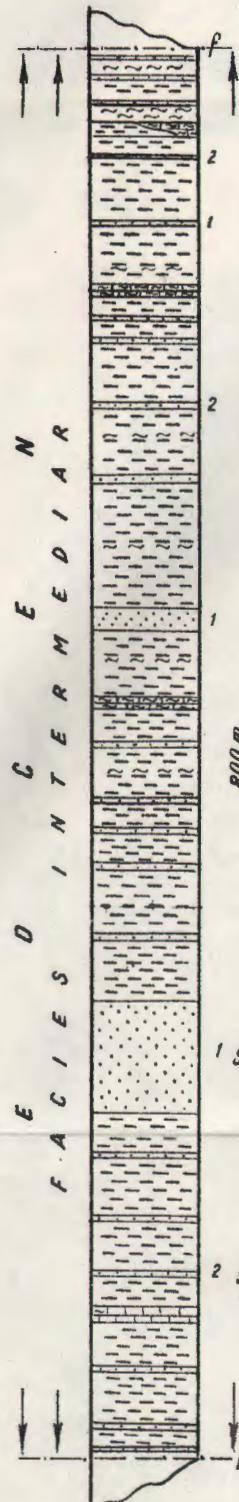


LEGENDA

1. Miocen	1. Mediteranean I
2. Orl	2. Orizontul stratelor de Vinetiu
3. Orlt	3. Orizontul gresiei de Kiliu pc = faciesul de Pucioasa
4. Orl	4. Orizontul disodilic
5. Or	5. Orizontul marno-calcarelor bituminoase
6. Or	6. Orizontul gresiei de Lucăcesti
7. Erc	7. Orizontul stratelor de Popu
Etc	Etc Etc
8. Etc	8. Etc = Orizontul gresier de Terciu
9. Eit	9. Eit = Eocene intermediar
10. Egc	10. Egc = Eocene grezo-calcaros
11. Ecl	11. Ecl = Eocene in facies de Colți
12. Orl	12. Orizontul basal
13. Se	13. Senonian
14. Sn	14. Sisturi negre
15. Linii de incălcare	15. Linii de incălcare
16. Limite normale	16. Limite normale
17. Poziție de strat	17. Poziție de strat
18. Sonde abandonata	18. Sonde abandonata

CODOANE STRATIGRAFICE

SC. 1:4000

A PALEOGENULUI
DIN PIRUL ZÎRNA - MICAA EOCENULUI
DIN PIRUL ZÎRNA - MICAA EOCENULUI (facies intermediar)
DIN BAZINUL PIRUL. BISCA - MICA

LEGENDA

	1 gresie
	2 marna - calcare
	3 disodile
	4 argile
	5 marne
	6 menilite și marna - calcare bituminoase
	7 falie

BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali Ed. Științifică. București.
- Costea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe bază de microfosile. Ed. Tehnică. București.
- Filipescu M. G. (1937) Étude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. București*. vol. II.
- Grigoraș N. (1955) Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.* vol. XXVIII. București.
- Mateescu Șt. (1927) Cercetări geologice în partea externă a curburii Carpaților români. Districtul R. Sărat. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XII. București.
- Murgeanu G., Filipescu M. G. (1937) La zone de grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpathes entre le Cașin et Zăbala. *C. R. Inst. Géol. Roum.* vol. XXI.
- Onicescu N. (1944) Le flysch paléogène entre Bîsca Chiojdului et Bîsca Mică (Dep. de Buzău). *C.R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVIII. București.
- Pătruț I. (1955) Geologia și tectonica regiunii Văleni de Munte-Cosminele-Buștenari. *An. Com. Geol.* vol. XXVIII. București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana, Kusko M. (1961) Geologia părții de nord-vest a munților Vrancei. *D.S. Com. Geol.* XLXI/1. București.
- Stoica C. (1943—1944) Paleogenul din valea Sibiciului (jud. Buzău). *Rev. Muz. Geol. Min.* Cluj VIII nr. 1.

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES SUR LE FLYSCH DE LA ZONE ZÎRNA — PENTELEU — SLĂNIC (MONTS BUZĂU)

PAR

I. BUCUR

(Résumé)

A la suite de l'étude de la région comprise entre Valea Slănicul (de Buzău) et Valea Bîsca Mică on a établi les conclusions suivantes :

1. Sur la base du contenu microfaunique le Sénonien de Valea Slănic représente le Maestrichtien-Danién (les arguments fauniques sont consignés dans le texte au point 1).

2. On remarque les variations faciales dans le cadre de l'Éocène et de l'Oligocène tant en sens transversal que longitudinal aux structures.

3. En commençant par Valea Slănic de Buzău vers le S et SW l'Éocène en faciès intermédiaire et marginal est remplacé par le « faciès de Colți ».

Cette substitution se réalise non seulement au niveau de l'Éocène inférieur et moyen, mais aussi au niveau de l'Éocène supérieur développé dans le faciès des couches de Plopou.

4. La valeur de repère accordée aux «Couches de Giurgiu—Ghețința» par certains auteurs est infirmée par la perte de l'épaisseur en direction et par le manque d'un contenu faunique caractéristique.

5. Le grès de Lucăcesti se place presque entièrement en Oligocène (voir les arguments consignés dans le texte au point 5).

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région Bisca Mică—Slănic.

1, Quaternaire; 2, horizon des couches de Vînețiu; 3, horizon du grès de Kliwa; pc, faciès de Pucioasa; 4, horizon des schistes dysodiliques; 5, horizon des marno-calcaires bitumineux; 6, horizon du grès de Lucăcesti; 7, horizon des couches de Plopou; 8, faciès du grès de Tarcău; 8a, faciès intermédiaire; 8b, faciès marginal; 9, intercalations de pélites; 1, grès massifs; 11, Éocène intermédiaire; 12, Éocène gréo-calcaire; 13, Éocene en faciès de Colți. 14, horizon basal; 15, Sénonien; 16, faille dans les échelles; 17, axe d'anticlinal; 18, axe de synclinal; 19, limite normale; 20, position de la couche; 21, zone d'endentement; 22, sonde abandonnée; 23, tracé de la section; 24, Eie, horizon du grès de Tarcău;

Planche II

Coupes géologiques.

Planche III

Colonnes stratigraphiques.

1, grès; 2, marno-calcaires; 3, schistes dysodiliques; 4, argiles; 5, marnes; 6, ménilites et marno-calcaires bitumineux; 7, faille.

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA NEOGENULUI
DIN BAZINUL SILVANIEI¹⁾

DE

MARIA CHIVU, VALENTINA DRAGU, GH. ENACHE, D. ISAC, EUGENIA MĂRGĂRIT²⁾

Abstract

Geological Researches in the Sylvania Basin. The work deals with the stratigraphical succession of the Sarmatian deposits (Buglovian, Volhyanian, Lower Bessarabian- the zone with *Cryptomactra aff. pes anseris*), Pannonian s. str. (the A/B, C, D, E zone) and Pontian s. str. (F, G/H zones). The sedimentary continuity between the Sarmatian and Pannonian s. str. is stated more precisely only for the middle of the basin and some new forms and many specia up to now uncited in this region are mentioned.

Introducere. Bazinul Silvaniei face parte dintre bazinele de scufundare formate în zona externă a Munților Apuseni, la contactul acestora cu Depresiunea Pannonică. El este cuprins între munții Plopișului (Rez) la SW, munții Meseșului la S și SE, munții Gutii și bazinul Baia Mare la NE, în timp ce spre N și W limita bazinului o constituie aluviunile cîmpiei Tisei.

Bazinul Silvaniei este împărțit în două printr-o ridicare a fundamentului, orientată NE—SW, ale cărei culminații străpung depozitele acoperitoare și apar la zi ca insule în mijlocul depozitelor neogene. Acestea sint : culmea Codrului, dealul Heghies și măgura Șimleului.

Astfel bazinul se împarte în două mari unități naturale : Șanțul Zalăului, cuprins între munții Meseș și cele trei insule de cristalin menționate și bazinul Sălajului propriu zis, situat la W, larg deschis spre depresiunea Pannonică.

¹⁾ Comunicare în ședință din 2 aprilie 1965.

²⁾ Trustul de Prospectiuni și Explorări miniere. Sos. N. Titulescu 85—87. București.

Bazinul Silvaniei a făcut obiectul cercetărilor geologice încă înainte de primul război mondial. În această perioadă I. M átyás o w s k y (1879), K. Hoffmann (1882), K. Roth - Teleghy (1909), E. Lörenthey (1893), H. Böckh (1905) și S. Papp (1915) au fost principalii cercetători. Au urmat apoi Șt. Mateescu (1927) și E. Lobontiu (1940), H. Bandat și L. Reich (1950).

După eliberare, regiunea a început să fie cercetată mai sistematic de către geologii români, dintre care amintim pe M. Paucă (1953, 1954, 1964), O. Clichici și A. Dușa,¹⁾ L. Apostol (1960), I. Drăghici,²⁾ I. Trimbășu³⁾ și alții; dintre lucrările acestora cele mai importante sunt ale lui M. Paucă, lucrări de sinteză asupra întregului bazin. După 1950, regiunea a început să fie cercetată pentru stabilirea perspectivelor economice de către organizațiile specializate ale Comitetului Geologic (I.S.E.M.), M.I.P.Ch. (D.P.G.G.) și M.M.E.E. (T.P.E.M.).

Astfel T.P.E.M. a executat începînd din anul 1953 prospecțiuni și aproximativ 1 500 foraje cu carotaj continuu, pe o suprafață cuprinzînd aproape în întregime bazinul Sălajului și o parte din Șanțul Zalăului.

Prin aceste lucrări s-au studiat depozitele Sarmațianului, Pannonianului *s. str.* și Pontianului *s. str.*, făcîndu-se orizontarea lor pe baza asociațiilor macrofaunistice, conform cu schema zonară utilizată de A. Papp (1953) pentru depozitele din bazinul Vienei și cu scara chronostratigrafică stabilită de P. M. Stevănovic (1957).

În lucrarea de față vom trata detaliat numai formațiunile studiate de noi, fără a insista asupra celorlalte formațiuni.

Stratigrafia

Fundamentul bazinului este format în cea mai mare parte din Cristalin, la care se adaugă formațiuni sedimentare preneogene (Triasic, Cretacic și Eocen). Peste relieful vechi al fundamentului se dispun transgresiv depozite neogene cu grosimi pînă la 1 500 m, reprezentate prin Tortonian, Sarmațian, Pannonian *s. str.* și Pontian *s. str.*

¹⁾ A. Dușa, O. Clichici, C. Călinescu. Raport asupra activității geologice din partea de NW a munților Bîcului. Com. Geol. 1952.

²⁾ Iancu Drăghici. Raport asupra Cristalinului Hegheș. Com. Geol. 1952.

³⁾ I. Trimbășu— Raport definitiv asupra hărților gravimetrice din Transilvania de N. 1952. Sovrompetrol.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR SARMAȚIANULUI, PANNONIANULUI ȘI PONTIANULUI ÎN BAZINUL SILVANIEI

Subdiviziuni	Facies de larg			Facies marginal			
	Litologia	Fosile caracteristice		Litologia	Fosile caracteristice		
PONTIAN s. str.	Ponțian Superior	G/H	Argile nisipoase cu predominarea nisipurilor Cărbune Argile cu intercalări rare de nisipuri	<i>Ubio wetzleri flabellati formis</i> <i>Viviparus (Viviparus) cf. loxostomus</i> <i>Melanopsis cf. constricta subcostata</i> <i>Planorbis, Valvata, etc.</i>			regresiv
	Ponțian Inferior	F	Marne fin nisipoase Nisipuri marnoase Argile Argile cărbunoase — Cărbuni	<i>Valvata (Valvata) simplex simplex</i> <i>Limnocardium apertum</i> <i>Limnocardium decorum</i> <i>Broșia (Tinnyea, vdsárhelyi</i> <i>Congeria balutii</i> <i>Congeria minnil</i> <i>Congeria neumayri neumayri</i> <i>Dreissena auricularis</i> <i>Congeria balatonica</i> <i>Congeria unguila-caprae</i> <i>Broșia (Tinnyea) escheri escheri</i> <i>Dreissena minima</i>			
PANNONIAN s. str.	Pannonian Superior	E	Nisipuri marnoase fine	<i>Congeria subglobosa subglobosa</i> <i>Congeria spathulata spathulata</i> <i>Congeria partschi firmocarinata</i> <i>Congeria cížekii</i> <i>Congeria zsigmondyi</i> <i>Limnocardium carnuntinum</i> <i>Limnocardium brunnense</i> <i>Limnocardium triangulocostatum</i> <i>Limnocardium jagici</i> <i>Limnocardium falioi</i> <i>Dreissenomya primiformis</i> <i>Monodacna viennensis</i> <i>Melanopsis vindobonensis vindobonensis</i> <i>Melanopsis pygmaea pygmaea</i>		Aceeași faună ca în zona de larg	transgresiv
	Pannonian Inferior	D	Marne nefosilifere		Conglomerate, gresii și nisipuri	<i>Congeria praebaltonica</i> <i>Melanopsis rugosa</i> <i>Melanopsis fossilis fossilis</i>	
SARMATIAN	Bessara-bian	C	Marne fine slab nisipoase	<i>Congeria ornithopsis</i> <i>Parvidacna laevicostata</i> <i>Paradacna lenzi</i>	Nisipuri și gresii	<i>Congeria gitneri</i> <i>Limnocardium promultistriatum</i>	transgresiv
		A + B	Marne compacte	<i>Limnocardium procarpatina</i> <i>Limnocardium cryptornatum</i> <i>Parvidacna laevicostata</i> <i>Cardium sp. 2, Origoceras sp. 1</i>	—	—	
	Bessara-bian	inf	Marne compacte	<i>Cryptomactra aff. pes anseris</i> <i>Cardium cf. pium</i> <i>Cardium sp. 2; Origoceras sp. 1</i>	Calcare oolitică Marnocalcare gresoase Gresii calcaroase grosiere Nisipuri și brecii	<i>Irus (Paphirus) gregarius</i> <i>Irus (Paphirus) vitalianus</i>	transgresiv
	Volhinian	inf + sup	Marne folioase cu pelicule calcareoase Marne argiloase tufacee Gresii tufacee Conglomerate Marne nisipoase	<i>Cardium transcarpaticum</i> <i>Ervilia dissita dissita</i>			
	Buglovian		Marne nisipoase	Microfaună			

Tortonianul. Nu a fost cercetat prin lucrările T.P.E.M.; după M. Paucă și colaboratorii¹⁾ cuprinde în mare un orizont inferior de conglomerate, urmat de gresii microconglomeratice și apoi de o alternanță de marne, gresii și tufuri cu două nivele de gipsuri. Seria se încheie cu calcare cenușii-albicioase de tip Leitha.

Sarmațianul. În continuitate de sedimentare peste Tortonian urmează depozitele Sarmațianului (inclusiv Buglovianul), în care am distins două faciesuri, unul caracteristic pentru zona de țărm sau marginală și altul pentru largul bazinei.

Faciesul marginal se dezvoltă direct peste fundamentul cristalin, ca urmare a avansării apelor bazinei dincolo de limita depozitelor tortoniene. Depozitele acestui facies încep cu nisipuri și brecii cu material de cristalin, și liant argilos, cu numeroase resturi de lamelibranchiate, prost conservate. În rest ele constau dintr-o alternanță de gresii calcaroase grosiere, marnocalcare grezoase și calcare oolitice, din care s-au determinat următoarele forme fosile (sonda 50 Suplac) :

- Irus (Paphirus) gregarius* P a r t s c h
- Irus (Paphirus) vitalianus* (d'Orbigny)
- Modiola* sp.
- Ervilia* sp.
- Callistoma* sp.
- Gibbula* sp.

caracteristice Sarmațianului inferior și mediu.

În largul bazinei, Sarmațianul începe cu marne nisipoase brun-verzui, bine stratificate, peste care uneori urmează un banc de 0,50 m de conglomerate și apoi circa 30 m gresii tufacee albicioase stratificate în bancuri, cu intercalații de tuf dacitic.

În continuarea gresiilor se dezvoltă concordant marne argiloase tufacee, albe, având la partea superioară un strat de tuf dacitic gros de 30 cm și apoi marne foioase cenușii, cu pelicule calcaroase și cu 3—4 intercalații de gresii cenușii, dure, groase de cîțiva centimetri.

Grosimea acestui pachet atinge 60 m și din acest interval s-a recoltat atât macrofaună cât și microfaună. În bază s-a separat Buglovianul, caracterizat prin erupția speciei *Cibicides lobatus*, dar fără macrofaună caracteristică.

¹⁾ M. Paucă și colab. Raport geologic. Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în Munții Apuseni între V. Someșului și Munții Retezatului. 1962. Arh. Com. Geol.

Macrofauna recoltată (sondele 1902 Sălăjeni și 1922 Hodod) indică numai prezența Volhinianului. Cităm :

- Cardium transcarpaticum* Grischk.
- Ervilia dissita dissita* (Eichw.)
- Cardium cf. lithopodolicum sarmaticum* Kol.
- Vermetus* sp.

Complexul marnelor foioase se mai continuă încă 5—6 m, după care se trece treptat la marne din ce în ce mai compacte, cenușii, asemănătoare celor din baza Pannonianului. În acest interval, asociația macrofaunistică indică Bessarabianul și anume partea lui inferioară.

Astfel s-au determinat (sondele 1902 și 1922) :

- Cryptomactra aff. pes anseris* (Mayer)
- Cardium plicatofittoni* Sinz.
- Cardium* sp. 2.
- Cardium* sp.
- Cardium cf. pium* Zizh.
- Congeria cf. soceni* Jek.
- Modiola* sp.
- Lucina* sp.
- Planorbis* sp.
- Orygoceras* sp. 1.
- Resturi de pești.

Microfauna se caracterizează prin aceiași asociație de foraminifere caracteristică și Wolhinianului superior, între care predomină genurile : *Articulina*, *Bolivina*, *Elphidium*, *Lagena*, *Nonion*, *Quinqueloculina*, *Sphaeroidina* și *Semseya*. (Determinările microfaunistice au fost făcute în laboratorul de micropaleontologie al T.P.E.M.).

Pannonianul s. str. Limita Sarmațian — Pannonian s. str. Problema limitei între Sarmațian și Pannonian s. str. în bazinul Silvaniei a suscitat păreri contradictorii ; în timp ce unii cercetători au susținut ideia unei continuități de sedimentare, alții au presupus existența unei lacune stratigrafice.

Din observațiile noastre rezultă că, dacă pe rama bazinului nu se poate observa o continuitate de sedimentare între Sarmațian și Pannonian s. str., în schimb, conform cu datele de foraj, în zonele mai îndepărtate de ramă o asemenea continuitate există.

În sprijinul ideii de continuitate vin următoarele argumente :

a) *Argументe stratigrafice.* Începînd din partea inferioară a zonei cu *Cryptomactra aff. pes anseris* și pînă mult deasupra limitei cu Pannonianul s. str. faciesul petrografic reprezentat prin marne se menține neschimbat. În tot acest interval nu se observă nici o întrerupere în sedimentare, marcată printr-un facies de transgresiune (discontinuitate litologică) sau vreo discordanță unghiulară, cît de mică.

b) *Argumente paleontologice.* 1. În continuarea zonei cu *Cryptomactra aff. pes anseris* se întîlnește o zonă de trecere cu faună de Cardiacee mici, dintre care o parte se întîlnesc și în Sarmațianul mediu, precum și cu forme de *Orygoceras* ce se întîlnesc și ele încă din Sarmațianul mediu.

2. În zona de trecere se întîlnește specia *Parvidacna laevicostata* care are o dezvoltare maximă în zona imediat superioară.

3. În privința microfaunei se constată dispariția asociației de foraminifere caracteristice Sarmațianului încă de la începutul Sarmațianului mediu și apariția unei asociații de Ostracode mari, în timp ce macrofauna caracteristică părții inferioare a Sarmațianului mediu se menține încă. Această dispariție denotă o schimbare a mediului, la care microfauna, mai sensibilă, nu a rezistat și la care macrofauna a reacționat mai încet. Această schimbare a influențat totuși și macrofauna de Cardiacee, reprezentată în jumătatea inferioară a Sarmațianului mediu prin forme de talie mică, dintre care o parte se mențin și în zona de trecere.

Avînd în vedere argumentele de mai sus, care dovedesc o trecere continuă și gradată de la Sarmațian la Pannonian s. str., tragem concluzia că între Sarmațianul mediu și Pannonianul s. str. din Bazinul Silvaniei nu există o lacună stratigrafică, ci o continuitate de sedimentare.

Zonele A și B (zona de trecere). Neputîndu-se face o separare a celor două zone pe bază de faună, ele au fost descrise împreună.

În acest interval, a cărui grosime variază între 10 și 40 m, se continuă aceleași marne nisipoase compacte, întîlnite și în Sarmațianul mediu. Ele au o culoare cenușie și spre partea superioară devin din ce în ce mai fine.

Marnele conțin următoarea asociație faunistică (sondele 1902 și 1922) :

Limnocardium cryptornatum J e k.

Limnocardium procarpatica J e k.

Cardium vindobonense jekeliusi P a p

- Cardium* sp. 2.
- Limnocardium* sp. 1.
- Limnocardium* sp. 3.
- Limnocardium* sp. 4.
- Parvidacna laevicostata* (Wenz)
- Orygoceras* sp. 1.
- Orygoceras* sp. 2.
- Ostracode.

Dintre aceste forme specia *Limnocardium procarpatina* este citată de A. Paşa (1953) ca formă caracteristică pentru zona A.

Zonele A și B având un caracter regresiv se dezvoltă numai în faciesul marnos de larg și nu au fost întâlnite la marginea bazinului.

Zona C. Apare sub două faciesuri: unul pelitic, de larg, și altul detritic, de țărm.

În faciesul de larg se continuă aceleași marne fine și slab nisipoase dezvoltate în zonele A și B, dar cu o altă asociație faunistică (sondele 1902, 1922):

- Paradacna lenzi* (Hoernes)
- Congeria ornithopsis* Brus.
- C. ornithopsis* — f. de trecere la *Cong. partschi* Cžjžek
- Parvidacna laevicostata* (Wenz)
- Micromelania* sp.
- Lymnaea köbelti* Brus.
- Ostracode.

Primele două specii sunt caracteristice zonei C.

Faciesul de țărm este reprezentat prin nisipuri și gresii care stau direct peste formațiuni mai vechi, pînă la Cristalin, depășind deci depozitele din zonele A și B.

Formele fosile determinante (Cătunul Măgura) sunt:

- Congeria gitneri* Brus.
- Limnocardium promultistriatum* Jeck.
- Limnocardium* sp.
- Speciile sunt caracteristice pentru zona C.

Zona D. Depozitele acestei zone depășesc pe cele anterioare ajungînd local direct pe Cristalin. În zona de țărm ele constau din microconglomerate, gresii și nisipuri cu următoarea faună (dealul Coastei, dealul Baia de Piatră, Giurtelecul Șimleului la NW de Măgura):

Congeria praebalatonica Sauerz

Congeria sp.

Phyllocardium aff. *complanatum* (Fuchs)

Melanopsis fossilis (Martini)

Melanopsis fossilis fossilis (Martini - Gmelin)

Melanopsis rugosa Handmann

În zona de larg s-a atribuit zonei D un interval marnos nefosilifer cuprins între zonele C și E, cu o grosime variind între 30 și 50 m (sondele 1902, 1903 și 1922).

Zona E. Zona E atinge cea mai mare dezvoltare; având un caracter net transgresiv ea depășește atât zonele anterioare, cît și Sarmatianul și Tortonianul. În zonele adînci ale bazinei ea atinge grosimi pînă la 600 m. La marginea bazinei și în general, acolo unde zona E este transgresivă, ea începe printr-un banc de nisipuri.

Spre larg nisipurile trec imediat la marne din ce în ce mai fine, așa că în zonele mai adînci zona E este constituită în primii 300—400 m din marne compacte, fine, satinate. La partea superioară a zonei E, pe o grosime de 100—200 m apar numeroase bancuri de nisipuri marnoase fine, cele din partea terminală atingînd 25 m grosime.

Fauna zonei E este mult mai bogată decît a zonelor inferioare și se menține cam aceiași atât în zona marginală, cît și în larg, (sondele 1901, 1902, 1903, 1904, 1920, 1921, 1922, 1925, etc. dealul Sălăjeni și satul Stremt).

Asociația faunistică este următoarea :

Congeria subglobosa subglobosa Partsch

Congeria subglobosa cf. *gigantica* Pavlovic

Congeria spathulata cosanini Pavlovic

Congeria spathulata spathulata Partsch

Congeria ramphophora vösendorfensis Pap

Congeria partschi firmocarinata Pap

Congeria ornithopsis Brus. — formă de trecere la *Congeria partschi*
Czech

Congeria cžjzeki Hoernes

Congeria döderleini Brusina

Congeria zsigmondyi Halavats

Dreissenomya primiformis Pap

Didacna cf. *deserta* *deserta* (Stol.)

- Limnocardium carnuntinum* (P a r t s c h)
Limnocardium veselinovici Br u s i n a
Limnocardium brunnense (H o e r n e s) A n d r u s o v
Limnocardium cf. apertum (M ü n s t e r)
Limnocardium schedelianum (P a r t s c h)
Limnocardium secans (F u c h s).
Limnocardium trifovicí Br u s i n a
Limnocardium triangulocostatum (H a l a v á t s)
Limnocardium cf. proximum bouéi P a v l o v í c
Limnocardium jagici Br u s i n a
Limnocardium sp. (cf. *Limnocardium tenuue* J e k.)
Limnocardium sp. (cf. *Limnocardium böckhi* (H a l.))
Limnocardium fatioi Br u s i n a
Monodaena viennensis P a p p
Pisidium sp.
Melanopsis vindobonensis *vindobonensis* F u c h s
Melanopsis fossilis constricta H a n d.
Melanopsis pygmaea *pygmaea* H o e r n e s
Melanopsis bouéi F é r u s s a c.
Melanopsis bouéi affinis H a n d.
Melanopsis stricturata *stricturata* B r u s.
Micromelania (*Micromelania*) *letochae* (F u c h s)
Hydrobia sp.
Valvata sp.
Valenciennesia sp.
Ostracode.

e) *Zona F.* Zona F are o grosime ce variază între 170 și 450 m și este formată din mărne fine pînă la nisipoase, cu intercalații de nisipuri în general murnoase, în bancuri pînă la 10 m grosime.

Subordonat mai apar intercalații de argile, uneori cărbunoase și numeroase strate de cărbuni.

Stratele de cărbuni se dezvoltă începînd de la limita inferioară și pînă la limita superioară a zonei F, dar se pot grupa în două orizonturi, pe care le putem urmări în tot bazinul Sălajului.

Orizontul cărbunos inferior ocupă jumătatea inferioară a zonei F; urmează un orizont marnos cu un singur strat de lignit, restul zonei F constituind orizontul cărbunos superior. Fiecare orizont cărbunos cuprinde 10—15 strate de lignit dintre care unele exploataabile.

Fauna zonei F este foarte bogată, în special în jumătatea superioară, fiind însă mai săracă în şanţul Zalăului (sondele 1904, 1920, 1925, 1803, 1683, NE sonda 50, cariera Porți la S de Suplac, satul Dernișoara).

Asociația faunistică este următoarea :

Congeria balatonica P a r t s c h

Congeria ungula — caprae M ü n s t.

Congeria aff. mythilopsis B r u s.

Congeria neumayri neumayri A n d r. formă de trecere la *Congeria spathulata* P a r t s c h

Congeria ninnii B r u s.

Congeria batutii B r u s.

Congeria cf. marcovicii B r u s.

Congeria sp.

Dreissena minima L ö r e n t h e y

Dreissena marmorata B r u s.

Dreissena auricularis F u c h s.

Limnocardium diplopleura B r u s.

Limnocardium brunnense (H o e r n e s) A n d r u s s o v

Limnocardium conjungens (P a r t s c h)

Limnocardium decorum (F u c h s)

Limnocardium apertum (M ü n s t.)

Phyllocardium sp.

Monodacna sp.

Unio procumbens F u c h s

Anodonta sp.

Brotia (Tinnyea) vásárhelyii H a n d k e n.

Brotia (Tinnyea) escheri escheri (B r o n g n i a r t)

Helicigona (Helicigona) aff. wenzi S o ó s

Hydrobia politioanei J e k.

Hydrobia sp.

Limnaea sp.

Micromelania sp.

Melanopsis pseudoaustriaca S a u e r z o p f

Melanopsis bouéi F é r.

Melanopsis bouéi affinis H a n d m a n n

Melanopsis bouéi šturi F u c h s

Melanopsis bouéi multicostata H a n d m a n n

Melanopsis pygmaea H o e r n e s

Melanopsis handmanni B r u s.

- (*) *Melanopsis* cf. *impressa impressa* Krauß
 (*) *Melanopsis* cf. *impressa bonellii* Manzoni
 (*) *Melanopsis impressa carinatissima* Sacco
 *) *Melanopsis* cf. *narzolina döderleini* Pantanelli
Melanopsis sp.
Planorbis sp.
Theodoxus (*Theodoxus*) *leoberdorffensis leoberdorffensis*
 (Handmann)
Theodoxus (*Theodoxus*) *eugenii longato-lineatus* Papp
Theodoxus (*Theodoxus*) *intracarpaticus* Jek.
Theodoxus sp.
Valvata (*Valvata*) *simplex simplex* Fuchs
Viviparus sp.
Ostracode.

De menționat că *Dreissena minima* marchează limita inferioară a zonei F; ea se dezvoltă numai la acest nivel, situat la 5–10 m sub primul strat de cărbune.

f) Zonele G și H. În continuitate de sedimentare peste depozitele zonei F urmează un complex argilo-nisipos, cu grosimi variind între 150 și 400 m, aproape lipsit de faună, complex cu care se încheie Neogenul. În acest complex se pot distinge totuși, pe considerente litologice, două orizonturi.

Un orizont inferior, cu grosime între 50 și 110 m în care predomină argilele, cu intercalații mai rare de nisipuri. Nisipurile sunt cel mai adesea fine și argiloase. Argilele sunt în general nestratificate, fine, de culoare cenușiu-albăstrui și cu numeroase concrețiuni calcaroase. Foarte rar apar și intercalații de marne, iar în perimetru. Sărmașag mai apar și intercalații foarte subțiri de cărbune, situate la trei nivele în baza orizontului.

Limita între acest orizont și zona F se pune acolo unde dispare fauna, ceea ce coincide de obicei cu ultimul strat de cărbune al zonei F.

În orizontul superior al complexului argilo-nisipos predomină nisipurile, care sunt în același timp mai grosiere și mai bine cimentate, constituind bancuri groase de 20–30 m.

Argilele sunt subordonate și se dezvoltă numai la anumite nivele.

Nisipurile acestui orizont sunt cel mai adesea cafeniu-gălbui, bogate în oxizi de fier și sunt cimentate uneori pînă la a forma gresii; alteori

*) Forme remaniate.

PLANSÀ I

PLANŞA I

- Fig. 1, 2. — *Ervilia dissita dissita* Eichwald Sarmațian inf.
Fig. 3. — *Cardium transcarpathicum* Grishevitsch Šarmatian inf.
Fig. 4—6 — *Cryptomactra pes-anseris* (Mayer) Andrusiov Sarmațian mediu.
Fig. 7, 8. — *Cardium* sp. 4 (2:1). Zona A+B
Fig. 9. — *Cardium* sp. 1 (5:1) Zona A+B
Fig. 10. — *Cardium* sp. 3 (2:1) Zona A+B
Fig. 11. — *Cardium* sp. 2(5:1) Zona A+B.
Fig. 12. — *Cardium (Replidacna) procarpatina* Jekelius (2, 5:1) Zona A+B.

MARIA CHIVU, VALENTINA DRAGU, etc. Neogenul din bazinul Silvaniei.
Pl. I.

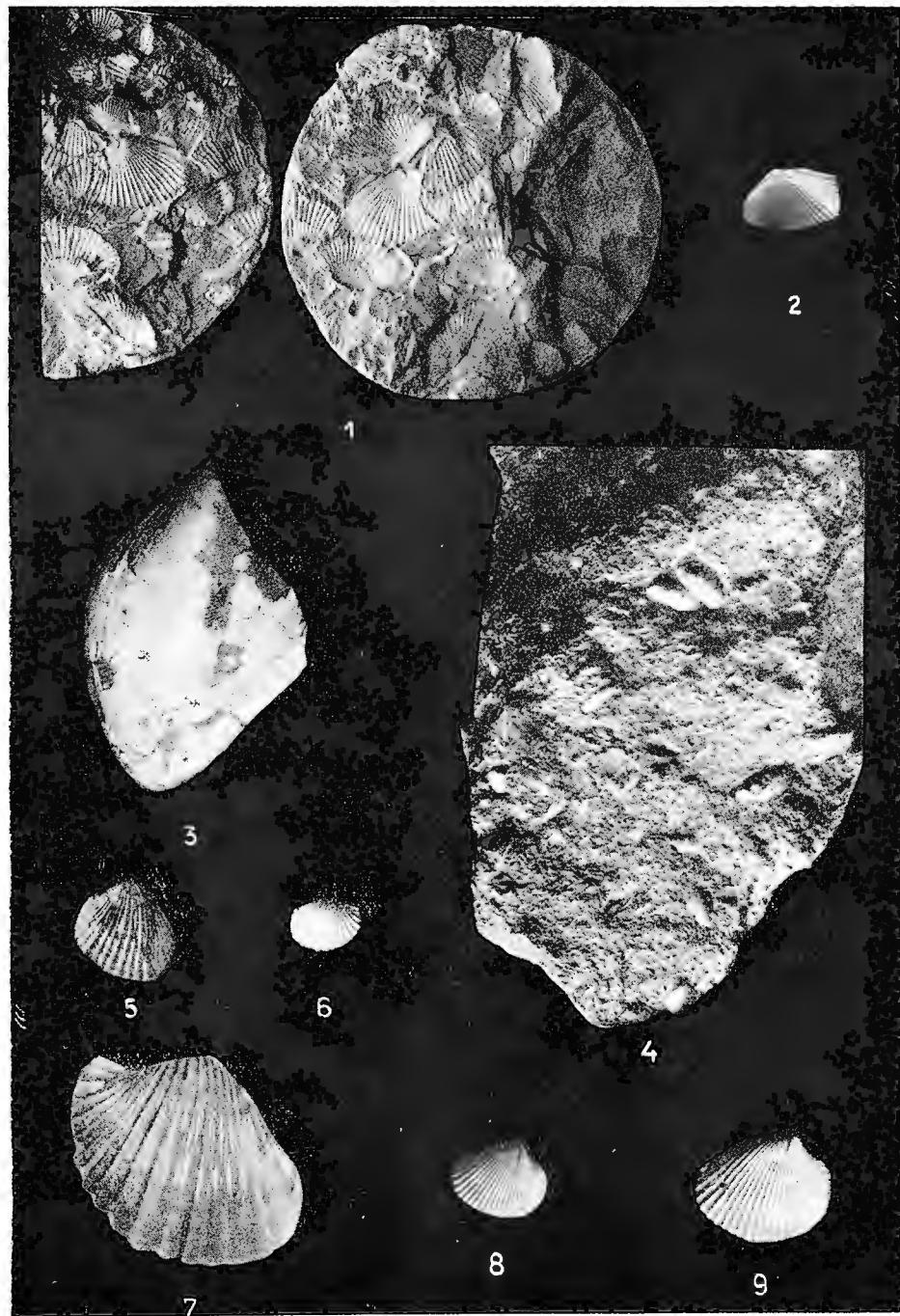


PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Paradacna lenzi* Hoernes Zona C.
Fig. 2. — *Limnocardium promultistratum* Jekelius (2, 5:1) Zona C.
Fig. 3. — *Congeria ornithopsis* Brusina Zona C.
Fig. 4. — *Congeria gitneri* Brusina Zona C.
Fig. 5. — *Limnocardium carnuntinum* Partsch — Hoernes Zona E.
Fig. 6. — *Limnocardium triangulocostatum* Holavats Zona E.
Fig. 7. — *Limnocardium schedelianum* Partsch Zona E.
Fig. 8, 9. — *Limnocardium fatioi* Brusina (2:1) Zona E.

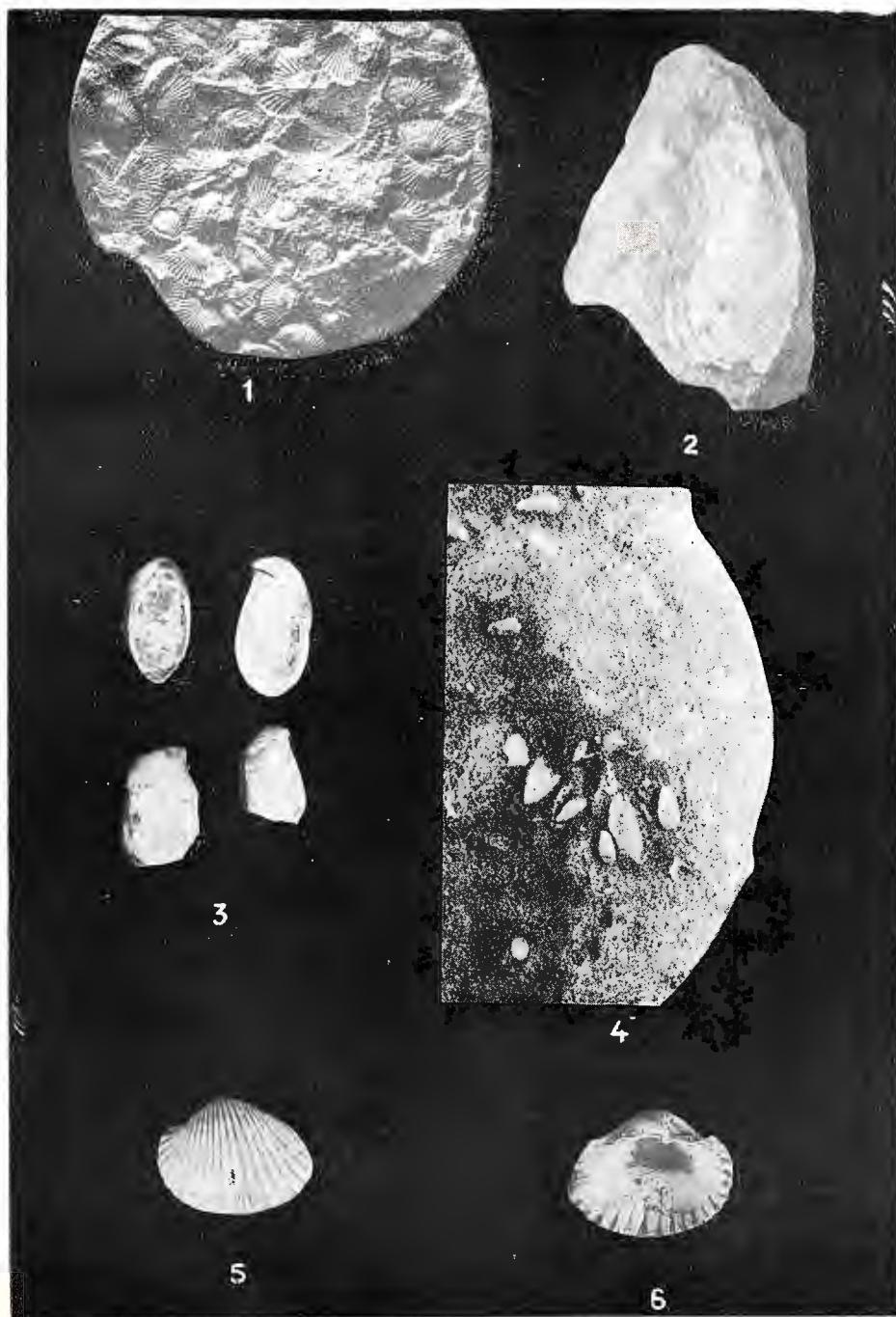
MARIA CHIVU, VALENTINA DRAGU, etc. Neogenul din bazinul Silvaniei.
Pl. II.



PLANSĀ III

PLANSΑ III

- Fig. 1. — *Monodacna viennensis* Papp Zona C.
Fig. 2. — *Congeria spathulata spatulata* Partsch. Zona C.
Fig. 3. — *Dreissena auricularis* Fuchs. Zona F.
Fig. 4. — *Dreissena minima* Lörenthey × 2 Zona F.
Fig. 5—6. — *Limnocardium conjungens* Partsch. Zona F.



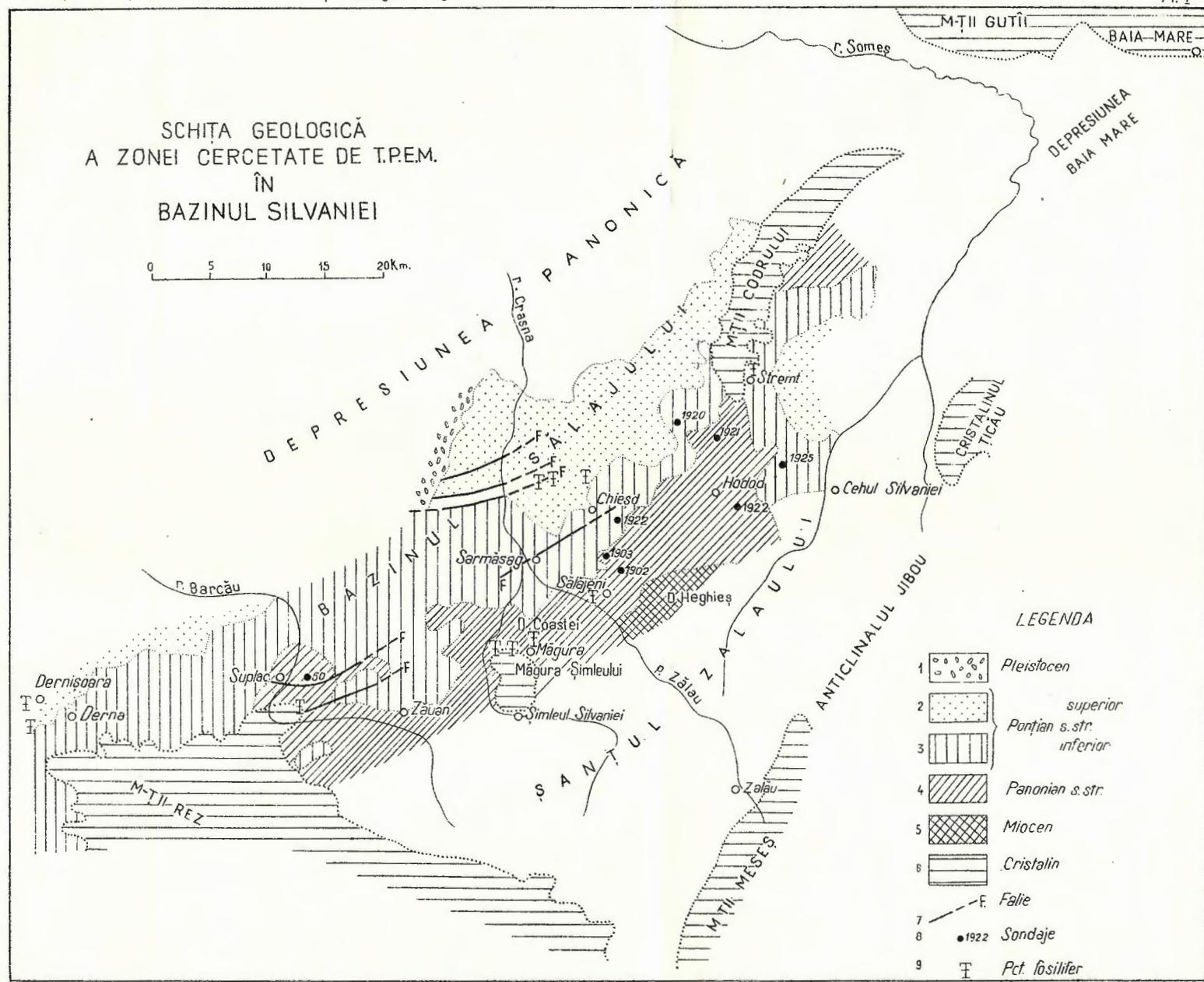
PLANŞA IV

PLANŞA IV

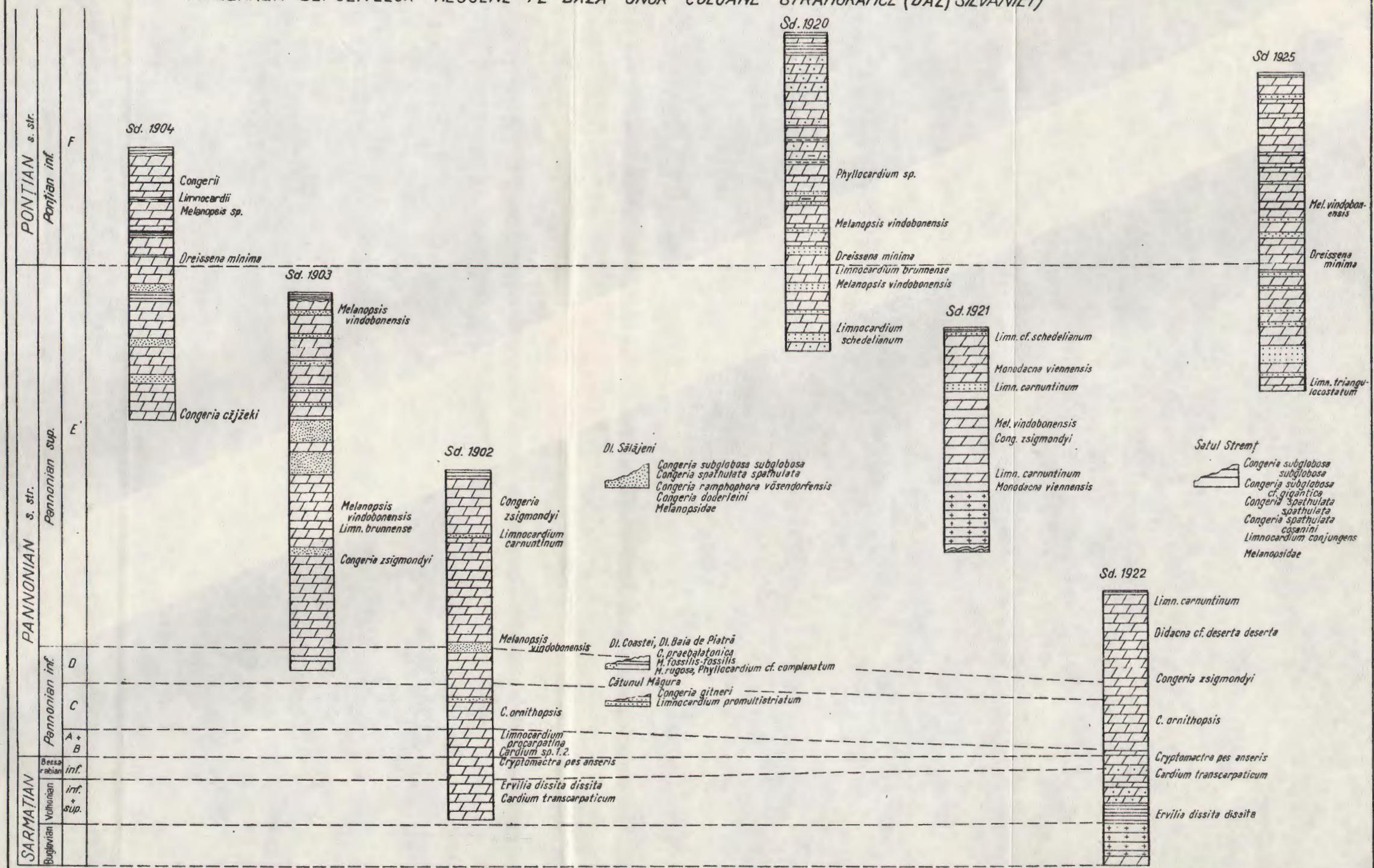
- Fig. 1, 2. — *Congeria ungula-caprae* Münnst. Zona F.
Fig. 3. — *Limnocardium diplopleura* Brusina Zona F.
Fig. 4. — *Brotia (Tinnyea) vasárhelyi* Hantken Zona E.
Fig. 5. — *Limnocardium decorum* Fuchs. Zona F.
Fig. 6. — *Unio wetzleri flabellatiformis* Mik. Zona G/H.

MARIA CHIVU, VALENTINA DRAGU, etc. Neogenul din bazinul Silvaniei.
Pl. IV.





CORELAREA DEPOZITELOR NEogene PE BAZA UNOR COLOANE STRATIGRAFICE (BAZ) SILVANIEI)



nisipurile conțin și pietriș mărunt, în strate subțiri. La anumite nivele bancurile mai groase de nisipuri grosiere conțin intercalății elipsoidale (trovanți) de gresii cenușii, fine, cu ciment marnos, care fiind mai dure formează în urma eroziunii un relief caracteristic.

În acest orizont apar la mai multe strate de nisip bogate în elemente femice rezultate din remanierea materialului provenit din erupțiunile andezitice de la E.

Puțina faună găsită pînă în prezent în acest complex la Derșida N Sârmășag și valea Peștera, cantonată în orizontul superior, spre baza acestuia, nu ne-a permis să separăm zona G de zona H. Totuși, dacă ținem seama de asemănarea litologică a depozitelor cu cele din orizonturile descrise de A. Papp (1953) în bazinul Vienei, am putea atribui orizontul inferior argilos zonei G, iar cel nisipos zonei H.

Fauna întîlnită este de apă dulce, amintind „faciesul paludinic” al depozitelor de la partea superioară a Pliocenului din Ungaria.

Ea cuprinde formele :

Unio wetzleri flabellatiformis M i k.

Unio sp.

Viviparus (*Viviparus*) cf. *loxostomus* (S a n d b.)

Melanopsis cf. *constricta subcostata* B r u s.

Planorbis sp.

Valvata sp.

Concluzii

Existența în baza Pannonianului s. str. a unei zone cu forme comune atât Sarmațianului cât și Pannonianului s. str. dovedește continuitatea de sedimentare, continuitate care se evidențiază și litologic.

În fauna Pannonianului și Pontianului se pot distinge mai multe asociații caracteristice de zonă.

Se observă o diferențiere a faunei în forme de larg și forme de țarm.

Pe măsură ce urcăm în scara stratigrafică, se observă o îmbogățire a faunei ca număr de specii, ceea ce arată o stabilizare a condițiilor de mediu după schimbarea produsă în timpul Sarmațianului mediu și în același timp adaptarea faunei la noile condiții de viață.

Începînd de la partea superioară a zonei E, apariția genurilor *Valvata*, *Pisidium* etc., arată o îndulcire treptată a apelor. Această îndulcire atinge la partea superioară a zonei F un grad atât de avansat încît determină dispariția faunei abundente de pînă atunci și dezvoltarea unei faune tipice de apă dulce reprezentată prin Unionizi, Vivipare Valvate și Planorbiide.

În Pannonianul s. str. se remarcă prezența unor forme ca : *Limnocardium apertum*, *Limnocardium secans*, *Valenciennesia* sp., *Phyllocardium* sp. care în bazinul dacic sănt caracteristice Pontianului. Explicația acestui fenomen a fost dată de Stevanović; el arată că în bazinul Pannonic evoluția faunei a fost mai rapidă, aceste forme apărind întâi aici, de unde au trecut în bazinul dacic în momentele de legătură dintre cele două bazine.

BIBLIOGRAFIE

- Apostol L. (1960) Contributions à l'étude des mollusques pliocènes de la dépression de Șimleul Silvaniei. *Travaux du Muséum d'Histoire Naturelle „Gr. Antipa”*, vol. II. București.
- Bandat H., Reich L. (1950) Informațiuni asupra cercetărilor din bazinul Crasnei. *Jahresb. d. ung. geol. A.* Budapest.
- Bartha F. (1955) A várpalotai pliocen puhatestü fauna biostratigrafiai vizsgálata. *Mitteilungen aus dem Jahrb. der kgl. ung. geol. Anstalt*, Vol. XLIII. Budapest.
- Bartha F. (1959) Feinstratigraphische Untersuchungen am Oberpannon der Balatongegend. *A. magy Föld. Inézet. Évkönyve*. XLVIII/1. Budapest.
- Böckh H. (1955) Beiträge zur Geologie des Kodrúgebirges. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1903*. Budapest.
- Boda J. (1959) Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna. *Annales Inst. Géol. Publici Hungarici*. Vol. XLVII, fasc. 3. Budapest.
- Grischevici G. N. (1929) Lvovscoe Gheologhicesco obșcestvo pri Lvovsconu ordena Lennia gosudarstvenovo Universite Nr. IV. Franco. Nekotorie carditi iz sarmata Zácarpatia (text). *Paleontologhiceschii sbornik* Nr. 1.
- Halaváts J. (1911) Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. *Pal. Abb.* 4, Wien.
- Hofmann K. (1883) Bericht über die im Sommer 1882 in südöstlichen Theilen des szatmárer Comitat ausgeführten geologischen Specialaufnahme. *Jahresberichte ung. geol. Anstalt*. Budapest.
- Jekelius E. (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.*, vol. V.
- Jijcenko B. (1934) Miočenovje moliuski vostocinovo Predkavkazia. *Trudi nefl. geol. razvedocinovo Instituta, seria A*, Nr. 33.
- Kolesnikov V. P. (1928) O sarmatskikh predstaviteľih sem. Cardiide. *Trudi geol i mineralog. muzeia, Akad. Nauk SSSR*, t. V.
- Kolesnikov V. P. (1935) Sarmatskie moliuski. *Paleontologhia SSSR*, Seria 2-a, t. X.
- Lobonțiu E. (1940) Probleme economice în legătură cu structura geologică a pămîntului sălăjenesc. — „Tara Silvaniei”, An. I, I. Zălau.
- Lörenthe E. (1893) Adatok Szilágymegye és Erdély részek also pontusi lerakodásának ismeretéhez. *Értések*. II. Cluj.
- Mateescu St. (1927) Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zălaului. *Rev. Muz. Geol. Mineral.* Cluj, II.
- Mátyásoszky I. (1879) Jelentés az 1878; évben Szilágymegyében cszközölt földatni felvétéről. *Földtani Közlöny*, IX.

- Maxim I., Ghiurca V (1960) Forme noi de moluște din Pliocenul superior de la Dersida (Sălaj). *Comunic. Acad. R.P.R.*, X/7. București.
- Miletić O. Spajic (1959) Sarmat und Pannon zwischen der inneren Karpathenzone und den Flüssen Velika Morava und Resora. *Ann. Géol. de la Penins. Balcanique*, vol. XXVI.
- Papp A. (1954) Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens *Mitt. der Geol. Gesellsch.*, Wien, Bd. 45.
- Papp A. (1953) Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. der. geol. Gesellsch.* Wien, Bd. 44.
- Papp S. (1915) Cigány, Egrespatak és Szilágynagyfalu környékének geologai viszonyai különös tekintettel a földgáz és petroleum kutatására. *Bányászati és kohászati Lapok*, XLVIII. Budapest.
- Paucă M. (1953) Geologia regiunii Tătaruș-Suplac de Barcău. *An. Comit. Geol.*, Vol. XXV. București.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, Vol. XXVIII. București.
- Paucă M. (1964) Bazinul neogen al Silvaniei. *An. Com. Geol.*, Vol. XXXIV, Partea I-a. București.
- Pavlović P. S. (1927) Les mollusques du Pontien inférieur des environs de Beograd. *Ann. Géol. de la penins. Balcanique*, Nr. 9, 1927.
- Roth Telegdi K. (1909) Jelentés a Szatmármegyei Bükkhegységen és Szinerváralja környékén végzett, geologai reambulacionról *Földtani Intézet Évi Jelentése*. Budapest
- Stefanović P. M. (1951) Pontische Stufe im engeren Sinne — obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. *Serbische Akad. d. Wissenschaften*, Bd. CLXXXVII, Nr. 2.
- Stefanović P. M. (1957) Znacaj proučavanja panona i ponta Severne Bosneza objasnjenje pojma facija i utvidivanje broja horizonta u kongeriskein naslayama Panonskog Basena.
- Stefanović P. M. (1959) Pont (i eng. S) im nördlichen Jugoslawien, seine Fazies und Horizonte, mit einem Rückblick auf die Verhältnisse in den Nachbarländern. *Földt. Közl.* LXXXIX, 1.
- Széles M. (1962) Alcă pannoniai medenceüledékek puhatestű faunăja. *Földt. Közl.*, 92, 1.

CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DU NÉOGENE DANS LE BASSIN DE SILVANIA

PAR

MARIA CHIVU, VALENTINA DRAGU, GH. ENACHE, D. ISAC, EUGENIA MÄRGÄRIT

(Résumé)

Situé au NNW des Monts Apuseni, le bassin de Silvania est limité vers le SW par les Monts Plopișorul, par les Monts Mezeșul vers le SSE, par le bassin Baia Mare au NE et par la plaine de Tisa au NW. Le soubassement du bassin est formé du cristallin et des formations sédi-

mentaires prénéogènes. Des dépôts néogènes s'y disposent transgressive-
ment à partir du Tortonien. Les recherches détaillées des auteurs ont
porté uniquement sur le Sarmatiens, Pannonien *s. str.* et Pontien *s. str.*

Le Sarmatiens se trouve en continuité de sédimentation au-dessus
du Tortonien. Le Volhynien se caractérise par deux faciès : le faciès de
bassin et celui marginal

Le faciès de bassin est constitué par des marnes sableuses brun-
verdâtre et des conglomérats, grès tufacés blanchâtres à intercalations
de tuf dacitique et des marnes argileuses tufacées. Dans ce paquet on
a déterminé : *Cardium transcarpathicum* Grischk. et *Ervilia dissita*
(Eichw.).

Le faciès marginal est représenté par des sables et brèches, des
grès calcaires, marnocalcaires gréseux et calcaires oolithiques, dont on
a déterminé *Irus (Paphirus) gregarius* Partsch, *Irus (Paphirus)*
vitalianus (d'Orbigny).

Suit un paquet de marnes compactes grisâtres à *Cryptomactra aff.*
pes anseris (Mayer) qui atteste l'âge Bessarabien inférieur. C'est
toujours ici qu'on a rencontré les formes *Cardium* sp. 2 et *Oryoceras*
sp. 1 déterminées à la base du Pannonien aussi *s. str.*

En continuité de sédimentation surmontant la zone à *Cryptomactra*
aff. pes anseris suit le Pannonien *s. str.* qui commence lui aussi par des
marnes sableuses compactes, avec une faune menue dont nous citons
Limnocardium procarpatina Jek. (caractéristique à la zone A), *Cardium*
sp. 2, *Oryoceras* sp. 1, etc. Ces dépôts représentent la zone de transition
(les zones A/B), contenant une faune où l'on rencontre tant des formes
du Sarmatiens moyen, que des formes de la zone immédiatement supé-
rieure (la zone C) ainsi que certaines formes caractéristiques à ces zones.

Les zones A et B ayant un caractère regressif se développent unique-
ment dans le faciès de bassin.

La zone C revêt deux faciès : le faciès de large, constitué de ces
mêmes marnes fines, faiblement sableuses dont on a déterminé *Congeria*
ornithopsis Brus., *Parvidacna laevicostata* (Wenz), etc. et le faciès
de littoral représenté par des sables et grès à *Limnocardium promulti-*
striatum Jek., *Congeria gitneri* Brus., etc. Nous remarquons que la
zone C est transgressive, dépassant les zones A et B.

Suit un paquet de dépôts, qui dans la zone de littoral consistent
en des microconglomérats, grès et sables à faune de Congéreries et Méla-
nopsides et qui dans la zone de large se poursuit par des marnes non
fossilières. Cet intervalle est attribué à la zone D.

Les dépôts suivants sont constitués par des marnes compactes, fines, satinées qui sont remplacées dans la zone du littoral par des sables qui se disposent transgressivement sur les autres zones, parfois même sur des formations tortoniennes.

Ces dépôts cantonnent une riche association faunique qui comprend des espèces caractéristiques à la zone E.

(*Congeria subglobosa subglobosa* P a r t s c h, *C. zsigmondyi* H a l a - v á t s, *Congeria czechii* H o e r n e s, *Limnocardium carnuntinum* (P a r t s c h), *Limnocardium schedelianum* (P a r t s c h), *Dreissenomya p rimiformis* P a p p, *Monodacna viennensis* P a p p etc.).

En continuité de sédimentation suit la zone F qui commence en base par des marnes fines jusqu'à sableuses et des sables à *Dreissena minima* L ö r e n t h e y, en se continuant par la même lithologie à laquelle s'ajoutent les intercalations des nombreuses couches de charbons. La faune de cette zone est très riche et comprend une série d'espèces caractéristiques (*Congeria balatonica* P a r t s c h, *Congeria ungula — caprae* M ü n s t., *Dreissena auricularis* F u c h s, *Limnocardium decorum* a (F u c h s etc.).

La série des dépôts néogènes s'achève par un complexe argilo-sableux, regressif qui cantonne à sa partie supérieure une faune d'eau douce, rappelant le « faciès paludinique » dans laquelle on a déterminé *Unio wetzleri flabellatiformis* M i k., Vivipares, Planorbiidés etc.

Notre ouvrage a ceci de nouveau qu'il signale entre le Sarmatiens moyen et le Pannonien s. str. une continuité de sédimentation évidenciée tant du point de vue lithologique que macrofaunique et que cette continuité se rencontre uniquement dans la zone de bassin.

On a fait aussi une division par zones du Pannonien s. str. et du Pontien s. str. à la suite de laquelle toutes les zones du bassin de Vienne ont été reconnues sur la base des associations de faune.

On a observé pour certaines zones une différenciation de la faune en formes de bassin et formes de littoral.

En déterminant la présence du Bessarabien inférieur à *Cryptomactra aff. pes anseris* à la base des zones A/B on a précisé que la partie supérieure du Bessarabien est incluse dans le Pannonien s. str.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse géologique de la zone étudiée par T.P.E.M. dans le bassin de Silvania.

1. Pléistocène; 2. Pontien sup. s. str.; 3. Pontien inf. s. str.; 4. Pannonien s. str.; 5. Miocène; 6. Cristallin; 7. faille; 8. sondage; 9. point fossilière.

Planche II

Corrélation des dépôts néogènes basée sur des colonnes stratigraphiques (Bassin de Silvania).

STRATIGRAFIÉ

**CONTRIBUȚII LA ORIZONTAREA DOGGERULUI
DIN ZONA SVINIȚA¹⁾**

DE

MAGDALENA IORDAN²⁾

Abstract

Contributions to the Horizons-Setting of the Dogger in the Svinīta Zone. The work studies, from the stratigraphical and paleontological point of view, the Dogger in the Svinīta zone. Owing to several determined Brachiopode and Lamellibranch forms the Bajocian age for grey spathic limestone horizon and the Upper Bajocian-Lower Bathonian age for purple spatic limestone horizon can be stated precisely.

Introducere. Zona Svinīta este situată în sudul Banatului și constituie zonă de sedimentare cea mai sud-vestică a Domeniului danubian. În comparație cu celelalte zone de sedimentare ale Domeniului danubian, ea păstrează cea mai completă serie de depozite. Astfel au fost întâlnite aici depozite carbonifere, permiene, jurasice și cretacice iar în regiunile depresionare — cu totul sporadic — se găsesc și depozite tortoniene și cuaternare.

În lucrarea de față ne ocupăm numai de Dogger și mai precis de Bajocian și Bathonian, din depozitele cărora am colectat în campaniile de teren din vara anilor 1963 și 1964 un material faunistic foarte bogat, care a fost apoi completat cu material provenit din colecția G. r. Răileanu.

Istoric. Prezența Doggerului în zona Svinīta a fost demonstrată încă din anul 1852 de către J. Kudernatsch care descriind fauna de Cephalopode din calcarurile oolitice feruginoase de pe ogașul Saraörschi,

¹⁾ Comunicare în ședință din 20 aprilie 1965.

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

menționează în baza lor un banc de calcare vinete pe care le numește „calcare cu crinoide”.

În anul 1879, J. Böckh este primul care denumește calcarele vinete de la partea superioară a Liasicului „calcare cu Brachiopode” și pe baza formelor de *Stephanoceras humphriesianum* Sow. și *Rhynchonella quadriplicata* Zieten, găsite în calcarele din stinca Poleașca din nordul zonei, le consideră ca reprezentând Doggerul.

F. Schäfzahl în 1892 consideră calcarele oolitice feruginoase roșii cu amoniți, echivalente cu stratele de Klaus, deci Dogger superior, iar calcarele cu crinoizi, pe baza formelor de *Rhynchonella quadruplicata* Zieten, *Terebratula globata*, Quedt, *T. bullata* Quedt, din valea Siriniei, ca reprezentând tot Doggerul, însă un nivel inferior stratelor de Klaus.

A. Codarcea (1940) sintetizând datele paleontologice cunoscute, ajunge la concluzia că bancul de calcare cenușii cu Brachiopode reprezintă Bajocianul și probabil Bathonianul inferior, iar calcarele feruginoase oolitice echivalente stratelor de Klaus reprezintă Bathonianul superior și Callovianul inferior.

G. Răileanu (1953) este primul cercetător care separă două orizonturi de calcare spătice și anume: un orizont de calcare cenușii spătice care ar reprezenta Bajocianul și un orizont de calcare vișinii spătice care ar reprezenta Bathonianul inferior. De asemenea stabilește un facies nordic — marnos — și unul sudic — calcaros — al Bathonianului.

Stratigrafie

În zona Svinia a fost studiat Doggerul care este reprezentat prin următoarele subdiviziuni: Aalenian, Bajocian, Bathonian, Callovian inferior.

Dogger. *Aalenian.* În tot Domeniul danubian Aalenianul îmbracă același aspect fiind reprezentat prin gresii silicioase arcoziene și microconglomerate cuarțitice. În centrul zonei se observă o trecere gradată de la Toarcian la Aalenian și apoi la Bajocian (la Munteana, pîrul Dragosela, ogașul Chiacovăț), iar pe marginile zonei Aalenianul stă peste termeni mai vechi decît Toarcianul.

Bajocian. În zona Svinia Bajocianul este reprezentat prin orizontul calcarelor cenușii spătice care spre nord trec la calcare recifale. Acest orizont este inegal dezvoltat ca grosime atingînd în genere cca 1—5 m făcînd excepție la Fruntea Maiurului unde poate atinge cca 20 m.

El are un aspect foarte variat fiind alcătuit fie din calcare granulare sau calcare fine cu un caracter spatic mai puțin evident, fie din calcare spatică propriu zise. Datorită sfârîmăturilor de cuarț sau chiar de calcar acest orizont capătă uneori un aspect brecios. În toate cazurile însă aceste calcare prezintă numeroase diaclaze umplute cu calcit și o diagenizare mai mult sau mai puțin accentuată. Calcarele cenușii spatică sunt fosiliere, conținând predominant Brachiopode care sunt asociate cu Lamellibranchiate — în special Pectinide — și cu Corali și Gasteropode în regiunile cu caracter recifal.

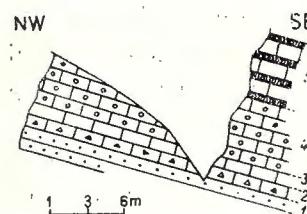
Orizontul calcarelor cenușii spatică apare începînd din sudul zonei Svinîța unde este sporadic întîlnit și greu de urmărit. La Ciucaru și pe ogașul Vodînischi, A. L. Codarcăea (1940) și Gr. Răileanu (1953) au semnalat un banc de calcare oolitice spatică cenușii sau ușor roșcate, de cca 1 m grosime care conține Brachiopode mici.

Fig. 1. — Profil pe pîrul Saraorschi.

1. Liasic; 2. Bajocian-orizontul calcarelor spatică cenușii; 3. Bathonian inf. - orizontul calcarelor visinii spatică; 4. Bathonian sup. - Callovian inf. - Strate de Klaus; 5. Malm (după Ghidul excursiilor).

Coupe du ruisseau de Saraorschi.

1. Lias; 2. Bajocien-horizon des calcaires spathiques grisâtres; 3. Bathonien inférieur-horizon des calcaires rouge-griotte spathiques; 4. Bathonien supérieur-Callovien inférieur-couches de Klaus; 5. Malm (d'après le Guide des excursions).



Pe ogașul Saraoreschi acest orizont a fost menționat încă din 1852 de către J. Kudernatsch, care i-a dat denumirea de „calcare cu crinoide”. Am determinat de aici *Cymatorhynchia quadruplicata* Zieten și *Belemnites* sp. (fig. 1).

La Munteana, peste gresiile silicioase liasice superioare urmează gresii calcaroase cenușii care fac trecerea la calcarele cenușii spatică propriu-zise, care au aici o grosime mai mare decît în sudul zonei. Calca-

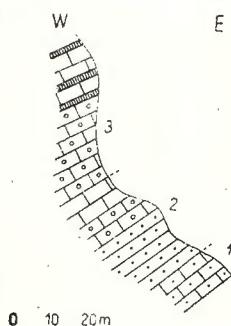


Fig. 2. — Profil la Munteana.

1. Liasic; 2. Dogger-orizontul calcarelor cenușii spatică; 3. Malm (după Ghidul excursiilor).

Coupe à Munteana.
1. Lias; 2. Dogger-horizon des calcaires grisâtres spathiques; 3. Malm (d'après le Guide des excursions).

rele cenușii spatic prezintă în acest punct un aspect brecios caracteristic, sănt foarte diaclazate, diagenizate și alterate, au culoare gri deschis, fiind mai fine și mai puțin spatic decât cele de pe ogașul Saraorschi. Fauna predominantă o formează Lamellibranchiatele, în special Pectinidele mari și mici, iar în mod subordonat apar Brachiopodele. Am determinat din acest punct următoarele specii: *Entolium disciformis* Schübler, *Chlamys* aff. *ambiguus* Münster, *Chlamys* sp., *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, *Rhynchonella steinbeisii* Quenstedt, *Rh. minor* Rollier, *Rh. aff. varians* Morieri, *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp., *Zeilleria subbucculenta* Chapuis et Dewalque (fig. 2).

Pe valea Sirinia, Doggerul apare în cîteva puncte acolo unde cuvertura calcarelor cretacee a fost îndepărtată prin eroziune și apar la zi formațiuni mai vechi sub forma unor butoniere anticlinale. Astfel orizontul calcarilor cenușii spatic este întlnit la cca 100 m amont de confluența cu ogașul Stînei și la confluența cu ogașul Cozilele. Cea mai completă dezvoltare a Doggerului se poate observa însă la cca 250 m aval de Podul Copriva. În butonierele anticlinale menționate mai sus apare un calcar cenușiu, fin sau cu granulație evidentă, mai mult sau mai puțin spatic, dar totdeauna puternic diaclazat și deseori alterat. Din aceste puncte am determinat: *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, *Cardinirhynchia acuticosta* Zieten, *Rhynchonella* (*Kallirhynchia*?) obsoleta Sowerby, „*Rh.* edwardsi” Chapuis et Dewalque, *Rh. minor* Rollier, *Rh.* (*Gonioryynchia*?) *badensis* Oppel, *Sphenorhynchia rubrisaxensis* Rothpletz, *Terebratula ovoides* Sowerby, „*T.* infraoolithica” Deslongchamps, *Zeilleria subbucculenta* Chapuis et Dewalque, *Z. cuneata* Rollier, *Pecten* sp.

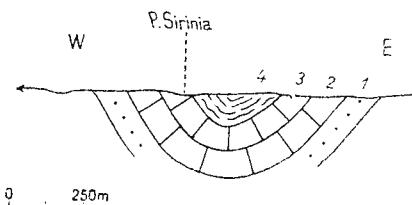
La Podul Copriva peste gresile silicioase albe-gălbui stau calcare masive spatic cenușii care trec gradat la calcare vișinii spatic. Acest orizont gros de cca 3 m este dispus în bancuri de 30–50 cm grosime, cu fine diaclaze de calcit, însă caracterul cel mai pregnant este dat de abundența entrocelor de crinoizi. Dintre Brachiopode am determinat formele: *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, *Terebratula* sp. Interesant de menționat este faptul că dintr-un bloc de calcare negre fine, cu miros de bitumen la lovire, foarte fin diaclazate dar extrem de diagenizate, au apărut pe suprafața de eroziune fragmente și cochilii întregi de Brachiopode dintre care am

identificat următoarele specii: *Acanthothyris spinosa* Sch l., *Terebratula ovoides* Sow. și terebratule mici de tipul „*Terebratula*” *infraoolithica* (fig. 3).

Fig. 3. — Profil pe pîrîul Sirinia la Podul Copriva.
1, Liasic; 2, Bajocian-orizontul calcarelor cenușii spatrice; 3, Bathonian inf.-orizontul calcarelor vișinii spatrice; 4, Bathonian sup-

Oxfordian inf. Sisturi cu *Posidonomya*.

Coupe du ruisseau de Sirinia, à Podul Copriva.
1, Lias; 2, Bajocien-horizon des calcaires grisâtres spathiques;
3, Bathonien inférieur-horizon des calcaires rouge-griotte spathiques; 3, Bathonien supérieur-Oxfordien inférieur. Schistes à
Posidonomya.



Orizontul calcarelor cenușii spatrice a fost intilnit și în forajul executat de I.S.E.M. la confluența văii Sirinia cu ogașul Desni, la adîncime de cca 400 m. Aici calcarele prezintă aceleași aspecte descrise mai sus, însă sunt foarte fragmentate și diaclazate. Am determinat: *Cymatiorrhynchia quadriplicata* Zie ten, *Terebratula ovoides* Sow., *Pecten (Amussium) laeviradiatus* Waa g. După cum menționează Gr. Răileanu (1953) pe ogașul Sirinca calcarele cenușii spatrice îmbracă un caracter recifal conținind Corali, Gasteropode, Lamellibranchiate și Brachiopode. Ele se astern peste gresii silicioase liasice superioare și suportă „Sisturi cu Posidonomii”. Din colecția Gr. Răileanu am

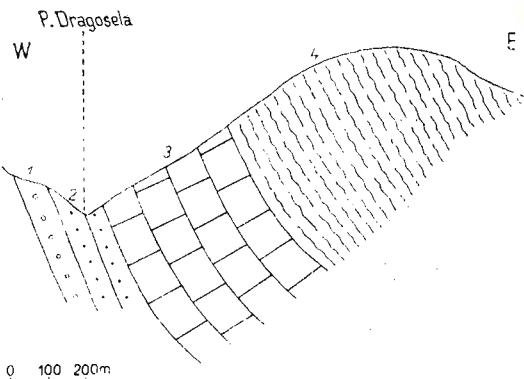


Fig. 4. — Profil pe pîrîul Dragosela.
1, Permian; 2, Liasic; 3, Dogger-horizon des calcaires grisâtres spathiques; 4, schistes à *Posidonomya*.

Coupe du ruisseau de Dragosela.
1, Permien; 2, Lias; 3, Dogger-horizon des calcaires grisâtres spathiques; 4, schistes à *Posidonomya*.

determinat următoarele specii de Brachiopode: *Rhynchonella* (*Kallirhynchia?*) *obsolete* Sow., *Rh. minor* Rollier, *Rh. longula* Rollier, *Rhynchonella* sp.

Spre NW pe linia de contact cu Liasicul apar din loc în loc blocuri de calcar recifale și abia pe pîrîul Dragosela la punctul denumit

Ciobia, acest orizont are din nou o grosime mai mare. Aici gresiile fine silicioase toarcene trec gradat la gresii calcareoase vinete, probabil ale-niene, care trec gradat la calcare cenușii spatice cu Brachiopode, dintre care am determinat: *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, „*Rhynchonella*” *edwardsi* Chapt. et Dew., „*Rh.*”, cf. *edwardsi* Chapt. et Dew., *Rh. steinbeisii* Quenstedt, *Rh. minor* Rollier, *Terebratula ovoides* Sow., *Zeilleria subbucculenta* Chapt. et Dew. În afara de Brachiopode, aceste calcare mai contin: Corali, Gasteropode și Lamellibranchiate dintre care am identificat: *Entolium disciformis* Schübler, *Chlamys dewalquei jurensis* Riché, *Chlamys* sp., *Ostrea aff. costata* Sowerby (fig. 4).

Calcarele cenușii spatice se urmăresc în continuare spre nord la ogașul Chiacovăț, unde ca și la Munteana și pîriful Dragosela, se observă o trecere gradată de la gresii silicioase vinete la gresii calcareoase și apoi la calcarele cenușii spatice. Din calcarele spatice de culoare cenușie închis, puternic diaclazate și diagenizate, am determinat: *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, „*Rhynchonella*” *edwardsi* Chapt. et Dew., *Terebratula ovoides* Sow., *Zeilleria lycetti* Davidsen, *Pecten (Amussium) laeviradiatus* Waggon (fig. 5).

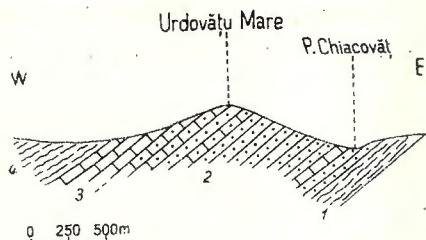


Fig. 5. — Profil pe ogașul Chiacovăț.

1, șisturi cristaline; 2, Lias; 3, Dogger-orizontul calcarelor cenușii spatice; 4, șisturi cu *Posidonomya* (după Gr. Răileanu).

Coupe de vallon de Chiacovăț.

1, schistes cristallins; 2, Lias; 3, Dogger-horizon des calcaires grisâtres spathiques; 4, schistes à *Posidonomya* (d'après Gr. Răileanu).

De la Chiacovăț spre SW, în lungul Văii Mari (Berzasca), în Cioaca Vesului la Fruntea Maiurului, apar din nou depozite ce aparțin Doggerului. Aici direct pe cristalinul de Ielova stau calcare cenușii spatice care trec gradat spre partea superioară la calcare vișinii spatice care suportă șisturi cu Posidonomii. În orizontul calcarelor cenușii spatice am deosebit următoarea succesiune:

Direct pe cristalinul de Ielova repauzează un banc de calcare spatrice brecioase de culoare gri închis care trec la un nivel de calcare fină cu „*Rhynchonella*” *edwardsi* Chapt. et Dew. Peste acestea urmează un banc puternic de calcare granulare, ușor spatice, diaclazate și puternic diagenizate cu Corali, Gasteropode și Brachiopode (*Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, „*Rhynchonella*” *edwardsi* Chapt. et Dew.,

Acanthothyris spinosa Schl., *Terebratula ovoides* Sow.). Aceste nivele se pot echivala cu calcarele cenușii spatice — având aceleași caractere — de pe ogașul Dragosela, ogașul Chiacovăț, valea Sirinia, Ogașul lui Manole, Ogașul lui Mușat, la Munteana. În continuitate de sedimentare este întlnit un banc subțire de calcare fine negre, puternic diagenizate din care am determinat: *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, „*Terebratula*” *infraoolithica* Desl., *Anatina pinguis* Agassiz. Acest orizont a fost identificat și pe valea Sirinia la Podul Copriva. Peste acesta urmează un banc de calcare cenușii spatice propriu-zise, alcătuit exclusiv din entroce de crinoizi și resturi de Brachiopode din grupa „*Terebratula*” *ventricosa*. Acest orizont a fost identificat pe valea Sirinia la Podul Copriva și pe ogașul Saraorschi. De la acest nivel se trece gradat la orizontul calcarelor vișinii spatice.

În banda sedimentară Cozla - Camenita calcarele cenușii spatice, după cum menționează Gr. Răileanu (1953), apar în Cioaca Cozlovaniac unde au o textură brecioasă, apoi în dealul Camenita, prinse în cutedele secundare ale Liasicului și spre nord în Cîrșia Camenitei unde stau fie pe conglomerate permiene fie pe cristalin.

În dealul Camenita am întlnit calcare cenușii spatice pe Ogașul lui Manole, pe Ogașul lui Mușat și pe Valea Mare (Berzasca) la punctul denumit „la vărărie”.

La confluența pîrîului Camenita cu Ogașul lui Manole, peste depozitele liasice se găsesc calcar cenușii, puternic diaclazate și diagenizate, cu textura brecioasă amintind din acest punct de vedere pe cele de la Munteana, însă fiind mai puțin alterate decît acestea. Ele conțin Pectinide de talie mică și Brachiopode de asemenei mici, dintre care am determinat: *Chlamys ambiguus* Münter, *Rhynchonella aff. varians* Morieri, *Rh. steinbeisii* Quenstedt, „*Terebratula*” *infraoolithica* Desl., *Terebratula* sp.

Pe Ogașul lui Mușat (afluent al pîrîului Camenita la cca 150 m aval de Ogașul lui Manole) apare același calcar cenușiu ușor spatic, puternic diaclazat și diagenizat, care și aici conține Pectinide mici și Brachiopode, dintre care am identificat: *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, *Rhynchonella* (*Kallirhynchia*?) obsoleta Sow., *Rh. aff. varians* Morieri, *Rh. minor* Rollier, *Rh. steinbeisii* Quenst., „*Rh.*” aff. *edwardsi* Chap. et Dew., *Terebratula* sp., „*T.*” *infraoolithica* Desl., *Zeilleria subbucculenta* Chap. et Dew., *Pecten* sp.

În ceea ce privește fauna de Brachiopode a orizontului de calcar cenușii spatice remarcăm că ea se poate grupa în două categorii și anume:

forme caracteristice pentru Bajocian (*Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten, „*Rhynchonella*” *edwardsi* Chapuis et Dewalque, *Rh. minor* Rollier, *Sphenorhynchia rubrisaxensis* Rothpletz, *Terebratula ovoides* Sowerby, „*T.*” *infraoolithica* Deslongchamps, *Zeilleria cuneata* Rollier, *Zeilleria lycetti* Davidsen) și forme comune pentru Bajocian și Bathonian (*Rhynchonella* (*Kallirhynchia*?) *obsoleta* Sowerby, *Rh. aff. varians* Morieri, *Cardinirhynchia acuticosta* Zieten, *Acanthothyris spinosa* Schl., *Zeilleria subbucculenta* Chapuis et Dewalque).

Dintre aceste specii menționăm că cele mai bogat reprezentate ca număr de indivizi și care au și o răspândire geografică mare, fiind întâlnite în majoritatea punctelor de colectare menționate mai sus și: *Cymatorhynchia quadriplicata*, „*Rhynchonella*” *edwardsi*, *Rh. minor*, *Terebratula ovoides*, „*T.*” *infraoolithica*, *Zeilleria subbucculenta*.

De remarcat este asocierea Brachiopodelor cu Lamellibranchiatele, în special cu Pectinidele și Entolidele. Cele mai multe exemplare de Lamellibranchiate au fost colectate de la Munteana și pîrul Dragosela. Dintre acestea numai *Pecten* (*Amussium*) *laeviradiatus* Wagen și *Anatina pinguis* Agassiz sunt forme caracteristice pentru Bajocian, celelalte specii au o circulație mai largă în scara stratigrafică. Așa sunt: *Entolium disciformis* Schübler, *Chlamys ambiguus* Münter, *Ch. dewalquei jurensis* Riche, *Coelastarte praelonga* Rollier.

Bathonian. După cum se menționează în lucrările anterioare Bathonianul este reprezentat în zona Săvinița prin două faciesuri și anume: un facies calcaros în sud alcătuit în bază din orizontul calcarelor vișinii spatice (Bathonian inferior) și la partea superioară din calcarele oolitice feruginoase roșii echivalente stratelor de Klaus (Bathonian superior — Callovian inferior) și un facies marnos în nord numit „Sisturi cu Posidonomii” sau „strate de Biger” (Bathonian superior — Callovian — Oxfordian inferior).

Orizontul calcarelor vișinii spatice este mai puțin răspîndit decît orizontul calcarelor cenușii spatice. El apare numai în cîteva puncte: pe oagașul Saraorschi, la Leștile Mari, la Podul Copriva și în Cioaca Vesului la Fruntea Maijurului. Cea mai completă dezvoltare o are în sudul zonei și anume pe oagașul Saraorschi. Aici, peste calcarele spatice cenușii urmează un nivel de calcare cu aspect brescios de la care se trece gradat la calcarele vișinii spatice propriu-zise care sunt roci compacate formate exclusiv din entroce și pedunculi de crinoizi cimentate cu calcit. După cum menționează Gr. Răileanu (1953), pe lîngă resturile

TABEL

Răspindirea stratigrafică și geografică a faunei din Doggerul Zonei Svinia

Nr. crt.	Denumirea speciei	România												Alte regiuni de pe glob																							
		Z. Svinia				Strunga				Dobrogea				Germania				Franța				Anglia				Bulgaria				Polonia				Maroc			
		A	Bj	Bt	C	A	Bj	Bt	C	A	Bj	Bt	C	A	Bj	Bt	C	A	Bj	Bt	C	A	Bj	Bt	C	A	Bj	Bt	C	A	Bj	Bt	C				
1	<i>Cymatorhynchia quadriplicata</i> Zieten	+				+								+																	+	+					
2	<i>Rhynchonella</i> (<i>Kallirhynchia</i> ?) <i>obsoleta</i> Sow.	+												+																	+	+					
3	<i>Rhynchonella aff. varians</i> Morieri	+				?								+																	+						
4	„ <i>Rhynchonella</i> ” <i>edwardsi</i> Chapt. et Dew.	+													+				+												+						
5	<i>Cardinirhynchia acuticosta</i> Zieten	+												+				+													+	+					
6	<i>Rhynchonella minor</i> Rollier	+												+				+													+						
7	<i>Rhynchonella longulla</i> Rollier	+												+				+													+						
8	<i>Rhynchonella steinbeisii</i> Quenstedt	+												+				+													+						
9	<i>Sphenorhynchia rubrisaxensis</i> Rothpletz	+												+																							
10	<i>Rhynchonella</i> (<i>Goniorhynchia</i>) <i>badensis</i> Oppel	+												?				?													+						
11	„ <i>Rhynchonella</i> ” <i>bradfordiana</i> Rollier	+												+				+													+						
12	<i>Acanthothyris spinosa</i> Schlotheim	+				?								+				+													+	+					
13	„ <i>Terebratula</i> ” <i>ventricosa</i> (Hartmann)	+				?								+				+													+	+					
14	<i>Terebratula ovoides</i> Sowerby	+												+				+													+						
15	„ <i>Terebratula</i> ” <i>infraooolithica</i> Desl.	+																+													+						
16	<i>Goniothyris phillipsii</i> (Morris)	+																+													+						
17	<i>Lobothyris perovalis</i> Sowerby	+				+								+			+														+						
18	<i>Tubithyris globata</i> Sowerby	+				+								+			+														+						
19	<i>Zeilleria subbucculenta</i> Chapt. et Dew.	+												+				+													+						
20	<i>Zeilleria cuneata</i> Rollier	+																+													+						
21	<i>Zeilleria lycetti</i> Davidson	+																+													+						
22	<i>Entolium disciformis</i> Schübeler	+																+													+						
23	<i>Entolium valauriense</i> Lanquine	+																+													+						
24	<i>Chlamys ambiguus</i> Münster	+																+													+						
25	<i>Chlamys dewalquei jurensis</i> Riche	+																+													+						
26	<i>Pecten</i> (<i>Amussium</i>) <i>laeviradiatus</i> Wagagen	+																+													+						
27	<i>Camptonectes lens</i> Sowerby	+																+													+	+					
28	<i>Ostrea</i> aff. <i>costata</i> Sowerby	+																													+						
29	<i>Anatina pinguis</i> Gassiz	+																													+						
30	<i>Coelastarte paelonga</i> Rollier	+																													+						
31	<i>Astarte</i> aff. <i>elegans</i> Sowerby	+																													+						
32	<i>Belemnites</i> cf. <i>giganteus</i> Schlotheim	+																+													+						

A = Aalenian; Bj = Bajocian; Bt = Bathonian; C = Callovian.

de Echinide mai conțin și Brachiopode mari din grupa *Terebratula globata*, fapt pentru care le-a atribuit vîrstă bathoniană inferioară. Ele suportă în continuitate de sedimentare orizontul calcarelor oolitice feruginoase roșii (strate de Klaus).

Sub același aspect, orizontul calcarelor vișinii spatice apare și sub Leștile Mari. Mai spre nord, acest orizont apare pe pîriul Sirinia — la cca 250 m aval de Podul Copriava. Aici se observă o trecere gradată de la orizontul calcarelor cenușii spatice la orizontul calcarelor vișinii spatice, care suportă „Sisturile cu Posidonomii”. Calcarele vișinii spatice sunt dispuse în bancuri groase de cca 30—50 cm și prezintă variații de culoare și de granulație. Fauna întîlnită este alcătuită exclusiv din Brachiopode mari și cu totul subordonat apar Lamellibranchiate și fragmente de Belemniti. Din acest punct am determinat: „*Rhynchonella*” *bradfordiana* Rollier, *Lobothyris perovalis* Sowerby, „*Terebratula*” *ventricosa* (Hartmann), *Goniothyris phillipsi* (Morris), *Tubithyris globata* Sowerby, *Camptonectes lens* Sowerby, *Entolium valauricense Lanquine*, *Astarte elegans* Sowerby, *Belemnites cf. giganteus* Schlotheim, *Belemnites* sp.

Cu același caracter, orizontul calcarelor vișinii spatice apare și pe Valea Mare (Berzasca) în Cioaca Vesului la Fruuntea Maiurului. Și aici se observă trecerea gradată de la orizontul calcarelor spatice cenușii la cele vișinii; și aici acestea din urmă suportă „Sisturile cu Posidonomii”. Fauna pe care o conține este de asemenea formată din Brachiopode mari ca: *Lobothyris perovalis* Sow., „*Terebratula*” *ventricosa* (Hartmann), *Tubithyris globata* Sow.

Prezența speciilor citate mai sus dovedește că acesta este un orizont de trecere de la Bajocian la Bathonian inclusiv partea superioară a Bajocianului și partea inferioară a Bathonianului.

Concluzii generale. În afara formelor de *Rhynchonella quadriplicata* Zieten, *Terebratula globata* Sow. și *T. bullata* Queenst., citate în lucrările mai vechi toate celealte forme sunt noi pentru zona Svinia și unele din ele chiar pentru întreaga țară.

Speciile de Lamellibranchiate determinate sunt pentru prima dată citate în regiune.

Asociațiile faunistice menționate, întăresc și din punct de vedere paleontologic ideia enunțată de cercetătorii anteriori și anume că orizontul calcarelor spatice cenușii reprezintă Bajocianul iar orizontul calcarelor spatice vișinii reprezintă Bajocianul superior — Bathonianul inferior (vezi tabelul).

PALEONTOLOGIE

BRACHIOPODA

Familia Rhynchonellidae Gray 1848

Cymatorhynchia quadriplicata Zietzen

Pl. I, fig. 1a-d.

Rhynchonella quadriplicata — Fr. Quenstedt (1871) p. 81—84, pl. 38, fig. 37—55; L. Rollier (1917) p. 148; E. Jekelius (1926) p. 32, pl. I, fig.

2a—b, pl. III, fig. 8a—b; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 52.

Rhynchonella (Cyclothyris) quadriplicata — E. Dacqué (1933) pag. 150.

Cymatorhynchia quadriplicata — Y. Almeras (1964) pag. 70.

Este o specie de talie medie pînă la mare ($L = 23$ mm; $l = 24$ mm; $g = 12$ mm), cu coaste puternice al căror număr variază între 17 și 26. Pe să apar 4—6, mai adesea 5 coaste, iar pe aripi 7—8 coaste. În orizontul calcarelor cenușii spatice ea este cea mai răspîndită specie recoltind-o de pe ogașul Saraorschi, la Munteana, pe valea Sirinia, pîrful Dragosela, ogașul Chiacovăt, Cioaca Vesului, Ogașul lui Mușat.

Rhynchonella (Kallirhynchia?) obsoleta Sowerby

Pl. I, fig. 2a—b.

Rhynchonella obsoleta — L. Rollier (1917) p. 168; H. Termier (1936) p. 52; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 52, 64, p. VII, fig. 19—20.

Rhynchonella (Cymatorhynchia) obsoleta Dav.—E. Dacqué (1933) p. 153.

Kallirhynchia? obsoleta — Y. Almeras (1964) p. 67.

Specie de talie medie ($L = 16$ mm; $l = 24$ mm; $g = 10$ mm) cu coaste puternice de tip quadriplicata. Numărul coastelor variază între 18 și 20, dintre care 4—5 pe să care nu se ridică deasupra nivelului valvei dorsale. Am recoltat-o din orizontul calcarelor cenușii spatice de pe Ogașul lui Mușat, ogașul Sirinca, valea Siriniei.

Rhynchonella aff. varians Morier

Pl. I, fig. 3a—c.

Rhynchonella varians — Fr. Quenstedt (1871) p. 87—88, pl. 38, fig. 59—69, 95, 96, 100.

Formă de talie mică pînă la medie ($L = 18$ mm; $l = 16$ mm; $g = 10$ mm), cu coaste fine și cu un sinus adînc care dă naștere la o să foarte ridicată. Această specie frecventă în Bathonian, dar care apare din Bajocian am recoltat-o de la Munteana, de pe Ogașul lui Mușat și Ogașul lui Manole din calcarele spatice cenușii.

„Rhynchonella” edwardsi Chapuis et Dewalque

Pl. I, fig. 4a—c.

Rhynchonella edwardsi — A. Rothpletz (1886) pl. XI, fig. 2, 4, 8, 12, 14; L. Rollier (1917) p. 166; H. Termier (1936) p. 1378; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 52, pl. IV, fig. 20—21; Y. Almeras (1964) p. 59.

Formă de talie medie ($L = 17$ mm; $l = 16$ mm; $g = 7$ mm), plată cu o usoară flexiune a comisurii frontale și cu 22 coaste ascuțite. Este o specie caracteristică pentru Bajocian și care asemeni cu *Cymatirhynchia quadriplicata* este foarte frecventă în zona Svinia. Am recoltat-o de pe valea Sirinia, pîrful Dragosela, ogașul Chiacovăț, Ogașul lui Mușat, Cioaca Vesului.

Cardinirhynchia acuticosta Zieten

Pl. I, fig. 5.

Terebratula acuticosta — Fr. Quenstedt (1871) pl. 39, fig. 27.

Rhynchonella acuticosta (Hehl) Zieten — L. Rollier (1917) p. 126; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 51.

„T” (Cardinirhynchia) acuticosta — E. Dacqué (1933) p. 155.

Cardinirhynchia acuticosta Hehl in Zieten — Y. Almeras (1964) p. 77.

Formă de talie mică pînă la medie ($L = 10$ mm; $l = 7$ mm), cu comisura cardinală aproape dreaptă și conturul frontal în formă de U larg. Cea mai mare lățime se găsește în regiunea cardinală. Am recoltat-o din calcarele spatice cenușii de pe valea Sirinia.

Rhynchonella minor Rollier

Pl. I, fig. 6.

Rhynchonella acuticosta minor — Fr. Quenstedt (1871) p. 107, 108, pl. 39, fig. 35, 37.

Rhynchonella minor n. sp. — L. Rollier (1917) p. 126; Y. Almeras (1964) p. 66.

Formă de talie mică ($L = 10$ mm; $l = 6$ mm) cu cea mai mare lățime în regiunea cardinală. Comisura frontală formează un mare arc de cerc. Am recoltat-o din calcarele spatice cenușii de la Munteana, valea Sirinia, ogașul Sirinca, pîrful Dragosela, Ogașul lui Mușat.

Rhynchonella longulla Rollier

Pl. II, fig. 1a—b.

Rhynchonella acuticosta longulla — Fr. Quenstedt (1871) p. 109, pl. 39, fig. 45.

Rhynchonella longulla n. sp. — L. Rollier (1917) p. 167.

Este o formă alungită cu coaste rare (10—12) cu frontul ridicat și sinusul rău definit, care se întindește în Bathonianul inferior. Noi am identificat-o în calcarele cenușii spatice recifale de pe ogașul Sirinca.

Rhynchonella steinbeissii Quenstedt

Pl. II, fig. 2.

Rhynchonella steinbeissii — Fr. Quenstedt (1871) p. 97—98, pl. 38, fig. 109—111, 119, 125, 126; L. Rollier (1917) p. 154; A. Bărbulescu¹⁾ (1964) p. 159, pl. XIX, fig. 1—6.

Specie de talie mică ($L = 6$ mm; $l = 6,5$ mm; $g = 3$ mm), cu coaste fine și numeroase (25) întâlnită de noi în calcarele spatice cenușii de la Munteana, pîrul Dragosela, Ogașul lui Manole, Ogașul lui Mușat.

„*Rhynchonella*” *bradfordiana* Rollier

Pl. II, fig. 3.

Rhynchonella bradfordiana — H. Termier (1936) p. 1378; A. Lanquine (1929) p. 330, pl. X, fig. 6; Y. Almeras (1964) p. 55.

Specie de talie mare cu coaste puternice și numeroase recoltată din calcarele vișinii spatice de la Podul Copriva.

Sphenorhynchia rubrisaxensis Rothpletz

Pl. II, fig. 4a—d.

Rhynchonella rubrisaxensis — A. Rothpletz (1886) p. 151, pl. X, fig. 9—14, pl. VIII, fig. 14; E. Dacqué (1933) pl. 24, fig. 8.

Sphenorhynchia rubrisaxensis — Y. Almeras (1964) p. 72.

Formă de talie medie ($L = 20$ mm; $l = 19$ mm; $g = 10$ mm), înaltă, cu contur pentagonal, cu lățimea maximă în jumătatea anterioară a cochiliei. Am recoltat-o din calcarele cenușii de pe valea Sirinia.

Rhynchonella (? *Goniorhynchia*) *badensis* Oppel

Pl. II, fig. 5a—c.

Rhynchonella badensis — Haas et Petri (1982) p. 220, pl. 6, fig. 1—2; L. Rollier (1917) p. 169; Ch. Gerard et G. Gardet (1964) p. 63, pl. VI, fig. 47—50.

Goniorhynchia badensis — Y. Almeras (1964) p. 54.

Formă de talie medie cu lățimea maximă la jumătatea înălțimii și cu comisura frontală flexată. Aceasta este o specie bathoniană întâlnită de noi pe valea Sirinia în calcarele spatice cenușii.

Acanthothyris spinosa Schlotheim

Pl. II, fig. 6.

Terebratula spinosa — F. Herbich (1885) pl. XXI, fig. 7—17; Fr. Quenstedt (1871) p. 109, pl. 39, fig. 52—54.

¹⁾ Aurelia Bărbulescu (1964). Studiu stratigrafic al Jurasicului din regiunea cuprinsă între Hîrșova—Tichilești—Tepal—Băltăgești. Dobrogea Centrală. Lucrare de dizertație susținută în 1964.

Rhynchonella spinosa — H. Haas et C. Petri (1881) p. 226, pl. 6, fig. 7—9.

Acanthothyris spinosus — L. Rollier (1917) p. 76; H. Termier (1936) p. 1382.

Acanthothyris spinosa — E. Dacqué (1933) p. 156, pl. XXII, fig. 10; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 53, pl. III, fig. 36; Y. Almeras (1964) p. 52.

Formă de talie medie ($L = 14$ cm; $l = 16$ mm), cu coaste numeroase prevăzute cu spini. Această specie se întâlnește din Bajocian pînă în Callovian. Noi am recoltat-o din calcarele cenușii spatice de la Podul Copriva și Cioaca Vesului.

Tubithyris globata Sowerby

Pl. III, fig. 1.

Terebratula globata — F. Herbig (1885) p. 311, pl. XX; E. Deslongchamps (1862) p. 336, pl. 98—101; E. Jekelius (1925) p. 32, pl. III, fig. 7a—b; L. Rollier (1918) p. 202; G. h. Gerard et G. Gardet (1946) p. 54;

A. Bărbulescu (1964) p. 160, pl. XX, fig. 8—11.

Tubithyris globata — Y. Almeras (1964) p. 91.

Formă de talie medie pînă la mare, înaltă, cu croșet puternic și foramen mare. Comisura frontală este flexată datorită a două pliuri ce se formează pe ambele valve care însă sunt evidente numai în partea inferioară a cochiliei. A fost recoltată din calcarele vișinii spatice de la Podul Copriva și Cioaca Vesului.

Lobothyris perovalis Sowerby

Pl. III, fig. 2a—d.

Terebratula perovalis — L. Buch (1838) p. 221, pl. XX, fig. 2; E. Deslongchamps (1862) p. 197, pl. 51, fig. 3, pl. 52, fig. 1, 2, 4, pl. 53, fig. 2, pl. 54, fig. 2; Fr. Quenstedt (1871) pl. 50, fig. 1; E. Bayle (1878) pl. 6, fig. 4, 5; H. Haas, C. Petri (1882) p. 250, pl. XII, fig. 1—3; A. Rothpletz (1886) p. 101, pl. 2, fig. 12; L. Rollier (1918) p. 228; A. Lanquine (1929) p. 205, pl. VII, fig. 4; E. Jekelius (1925) p. 33, fig. 1; Gh. Gerard, G. Gardet (1946) p. 55, pl. VI, fig. 8—10.

Lobothyris perovalis — Y. Almeras (1964) p. 96.

Formă de talie medie pînă la mare ($L = 43—54$ mm; $l = 31—40$ mm; $g = 24—28$ mm) oval alungită, cu croșet puternic și comisura biplisată, pe care am recoltat-o din calcarele spatice vișinii de la Podul Copriva și Fruntea Maiurului.

„*Terebratula*” *ventricosa* (Hartmann)

Pl. III, fig. 3a—c.

Terebratula ventricosa — E. Deslongchamps (1862) p. 260, pl. 73, fig. 2, pl. 74, fig. 1, pl. 76, fig. 6; Fr. Quenstedt (1871) p. 407, pl. 49, fig. 102; L. Rollier

(1918) p. 229; E. Jekelius (1925) p. 33; A. Lanquine (1929) p. 303; E. Dacqué (1933) p. 163.
 „*Terebratula*” *ventricosa* — Y. Almeras (1964) p. 102.

Formă de talie medie pînă la mare ($L = 35,52$ mm; $l = 25-36$ mm; $g = 15-25$ mm) oval alungită, însă cu regiunea frontală mai lată și mai puțin biplisată decît *Lobothyris perovalis*. Pe test se observă fine striuri longitudinale care îi sănt caracteristice. Această specie frecventă în Bajocian dar care poate urca și în Bathonianul inferior, a fost recoltată din calcarele spaticе vișinii de pe valea Sirina și Cioaca Vesului.

Goniothyris phillipsii (Morris)

Pl. IV, fig. 1a-d.

Terebratula phillipsii — E. Deslongchamps (1862) p. 252, pl. 67-69; Fr. Quenstedt (1871) p. 412, pl. 50, fig. 27-29, 35; H. Haas et C. Petri (1882) p. 225, pl. 12, fig. 12-13; F. Herbich (1885) p. 312, pl. XIX, pl. XXIV, fig. 1-4; L. Rollier (1918) p. 220; A. Lanquine ((1929) p. 313; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 55.
 T. (*Goniothyris*) *Phillipsii* — E. Dacqué (1933) p. 163.
Goniothyris phillipsii — Y. Almeras (1964) p. 97.

Formă de talie medie pînă la mare ($L = 58$ mm; $l = 35$ mm; $g = 23$ mm) foarte alungită, cu contur subtriangular și cu pliuri foarte lungi și puternice pe care am recoltat-o din calcarele spaticе vișinii de la Podul Copriva.

Terebratula ovoides Sowerby

Pl. IV, fig. 2a-d.

Terebratula ovoides — E. Deslongchamps (1862) pl. 61, fig. 1-3; A. Lanquine (1929) p. 204, 313.

Formă de talie medie, oval alungită, triunghiulară și relativ bombată în regiunea cardinală iar în regiunea frontală rotunjită, aplatizată și cu comisura ascuțită. Este o specie bajociană dar care apare din Aalenian și pe care am recoltat-o din calcarele spaticе cenușii de pe valea Sirina, pîrul Dragosela, ogașul Chiacovăț, Fruntea Maiurului.

„*Terebratula*” *infraoolithica* Deslongchamps

Pl. IV, fig. 3a-d.

Terebratula infraoolithica — E. Deslongchamps (1862) p. 210, pl. 58, 59, fig. 1; Fr. Quenstedt (1871) p. 413, pl. 50, fig. 42; H. Haas et C. Petri (1882) p. 249, pl. VIII, fig. 12-14; L. Rollier (1918) p. 200; E. Jekelius (1925) p. 33, fig. 2; A. Lanquine (1929) p. 205; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 54, pl. VI, fig. 1-2.
 „*Terebratula*” *infraoolithica* — Y. Almeras (1964) p. 93.

Formă de talie medie ($L = 19$ mm; $l = 17$ mm; $g = 9$ mm) cu croșet înalt și ascuțit, cu comisura ascuțită și cu bordul frontal rotunjit. Această specie caracteristică pentru Bajocianul inferior a fost recoltată din calcarele spatice cenușii de pe valea Sirinia, pîrul Dragosela, Ogașul lui Manole, Ogașul lui Mușat, Fruntea Maiurului.

Zeilleria subbucculenta Chappuis et Dewalque

Pl. V, fig. 1a—c.

T. (Waldheimia) subbucculenta — E. Deslongchamps (1862) p. 298, pl. 86; E. Boncœv (1955) p. 150;

Zeilleria subbucculenta — L. Rollier (1919) p. 303; H. Termier (1936) p. 1387; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 56, p. VI, fig. 2—022; Y. Almeras (1964) p. 112.

Cochilie oval-alungită, ușor truncată în regiunea frontală, cu comisura dreaptă și ascuțită și cu valve egal convexe, recoltată din calcarele spatice cenușii de la Munteana, pîrul Dragosela, Ogașul lui Mușat, valea Sirinia.

Zeilleria cuneata Rollier

Pl. V, fig. 2—d.

Waldheimia ornithocephala — H. Haas et C. Petri (1882) p. 292, pl. 15, fig. 6—8.

Zeilleria cuneata — L. Rollier (1919) p. 304; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 56, pl. VI, fig. 23—24; Y. Almeras (1964) p. 107.

Formă oval alungită, cu contur pentagonal, trunchiată în regiunea frontală pe care am recoltat-o din calcarele spatice cenușii de pe valea Sirinia.

Zeilleria lycetti Davidsen

Pl. V, fig. 3.

T(Waldheimia) lycetti — E. Deslongchamps (1862) pl. 47, fig. 6, pl. 38, fig. 4, 5; L. Rollier (1919) p. 295.

Zeilleria lycetti — A. Lanquine (1929) p. 192.

Formă circulară, cu foramen mic și cu valve aproape egale, regulat și puțin convexe. Specia aceasta recoltată de pe ogașul Chiacovăț apare din Liasicul superior și se menține și în Bajocian.

LAMELLIBRANCHIATA

Entolium disciformis Schübler

Pl. V, fig. 4.

Entolium disciformis — C. Déchaseaux (1936) p. 61, pl. 8, fig. 12—13; H. Termier (1936) p. 1258; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 15, 21, 41, pl. II, fig. 16, pl. V, fig. 5.

Formă circulară, plată, ornată cu fine striuri de creștere. Această specie cu o largă circulație în scara stratigrafică, apărind din Liasicul superior și menținându-se și în Bathonian a fost recoltată de la Munteana și pîrful Dragosela.

Chlamys ambiguus Münnster

Pl. V, fig. 5.

Pecten ambiguus — E. d. Greppin (1898—1900) p. 114, pl. 14, fig. 2.

Chlamys ambiguus — C. Déchaseaux (1936) p. 14, pl. 2, fig. 3, pl. 3, fig. 1; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 40, pl. III, fig. 34.

Formă de talie medie cu coaste proeminente și cu o ornamentație concentrică care dă naștere la mici tuberculi pe coaste. Această specie frecventă în Bajocian a fost recoltată de la Munteana, valea Sirinia, Ogașul lui Manole și Ogașul lui Mușat.

Chlamys dewalquei jurensis Riché

Pl. V, fig. 6.

Chlamys dewalquei jurensis — C. Déchaseaux (1936) p. 16, pl. II, fig. 3; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) p. 41, pl. IV, fig. 17.

Formă de talie medie, cu contur triunghiular și coaste ornate cu mici noduli pe care am recoltat-o de pe pîrful Dragosela din calcarele cenușii spatice.

Pecten (Amussium) laeviradiatus Wagner

Pl. V, fig. 7.

Pecten (Amussium) laeviradiatus — A. Lanquine (1929) p. 200, 300, pl. IX, fig. 3.

Această specie de talie mică, cu coaste fine care au tendința de grupare către două din care una are un relief mai slab, am recoltat-o din calcarele cenușii spatice de pe ogașul Chiacovăț și valea Sirinia.

Camptonectes lens Sowerby

Pl. V, fig. 8.

Pecten (Camptonectes) lens — E. Jekelius (1925) p. 35.

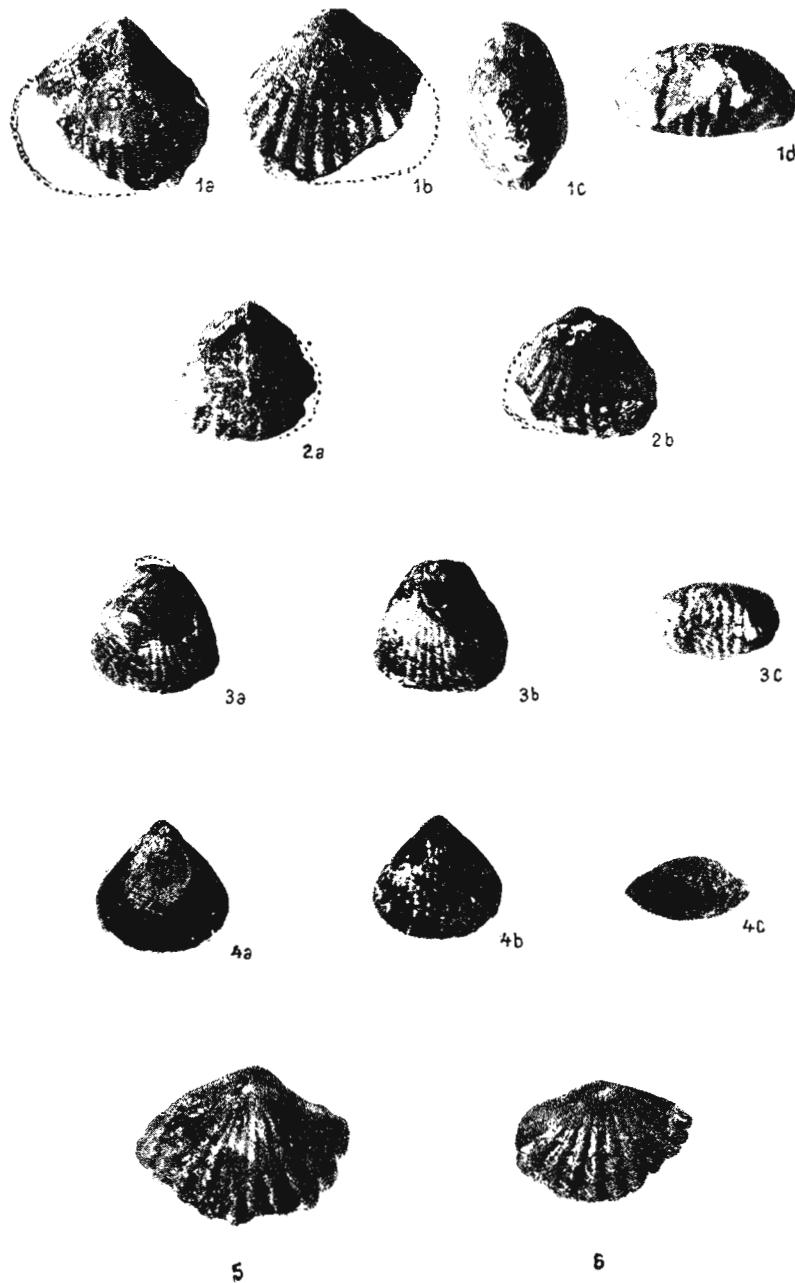
Camptonectes lens — C. Déchaseaux (1936) p. 30, pl. 4, fig. 9—14; Ch. Gerard et G. Gardet (1946) pl. 41, pl. V, fig. 6, pl. VII, fig. 40, pl. VIII fig. 6.

Cochilia are un contur subcircular și este ornată cu striuri de creștere care la intersecția cu striurile radiare dă naștere la punctații caracteristice speciei. Această formă recoltată din calcarele spatice vișinii de la Podul Copriva circulă în scara stratigrafică de la Aalenian pînă la Callovian.

PLANSÁ I

PLANSĂ I

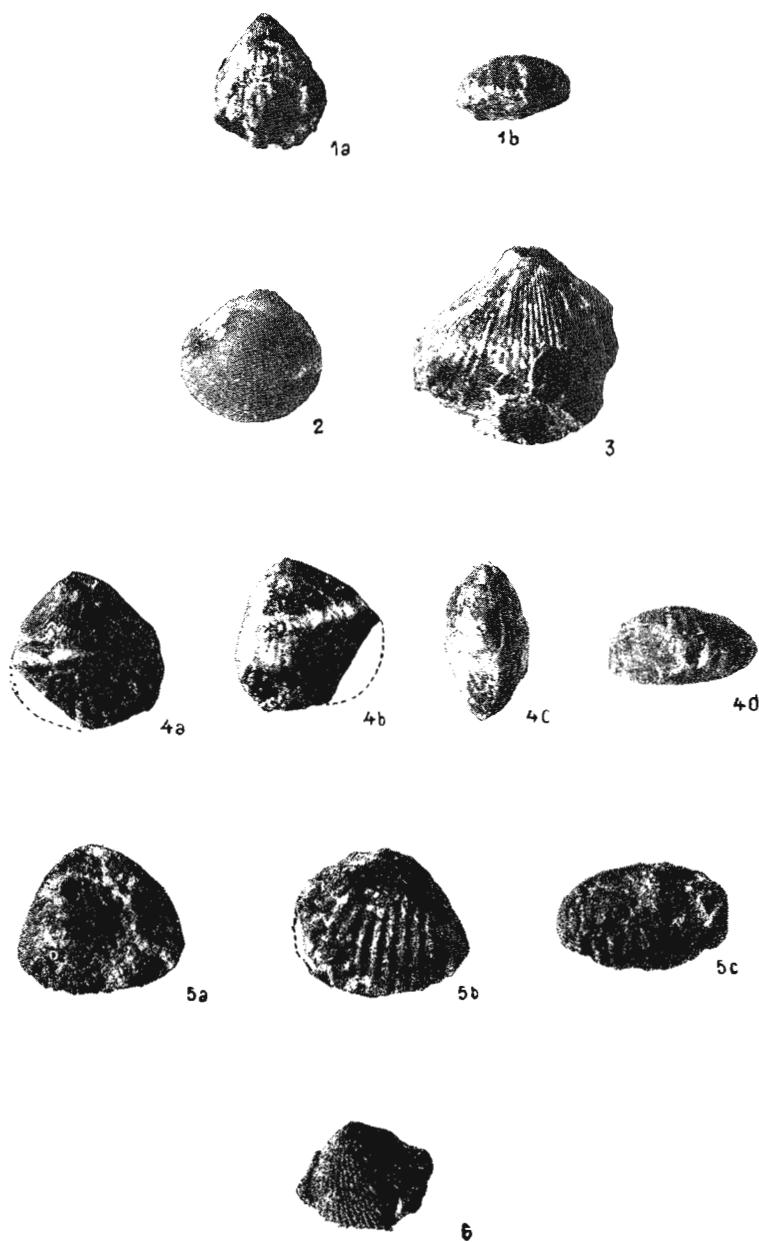
- Fig. 1a-d. — *Cymatorhynchia quadriplicata* Zieten.
Fig. 2a-b. — *Rhynchonella* (*Kallirhynchia*?) *obsoleta* Sowerby.
Fig. 3a-c. — *Rhynchonella* aff. *varians* Morieri.
Fig. 4a-c. — „*Rhynchonella*“ *edwardsi* Chapuis et Dewalque.
Fig. 5. — *Cardinirhynchia acuticosta* (Hehl) Zieten. x 3.
Fig. 6. — *Rhynchonella minor* Rollier. x 2,5.



PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1a-b. — *Rhynchonella longula* Rollier.
Fig. 2. — *Rhynchonella steinbeisii* Quenstedt. x 3.
Fig. 3. — „*Rhynchonella*“ *bradfordiana* Rollier.
Fig. 4a-d. — *Sphenorhynchia rubrisaxensis* Rothpletz.
Fig. 5a-c. — *Rhynchonella* (?*Goniorhynchia*) *badensis* Oppel.
Fig. 6. — *Acanthothyris spinosa* Schlotheim.



PLANSÁ III

PLANŞA III

Fig. 1. — *Tubithyris globata* Sowerby.

Fig. 2a-d. — *Lobothyris perovalis* Sowerby.

Fig. 3a-c. — „*Terebratula*“ *ventricosa* (Hartmann). x 6 mm.



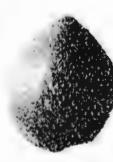
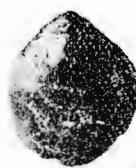
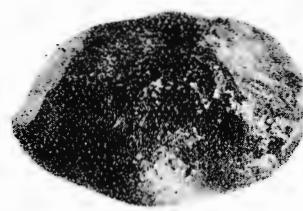
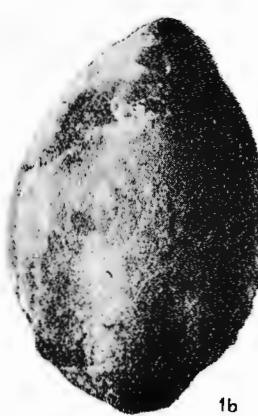
PLANŞA IV

PLANŞA IV

Fig. 1a-d. — *Goniothyris phillipsii* (Morris).

Fig. 2a-d. — *Terebratula ovoides* Sowerby.

Fig. 3a-d. — „*Terebratula*“ *infraoolithica* Deslongchamps.

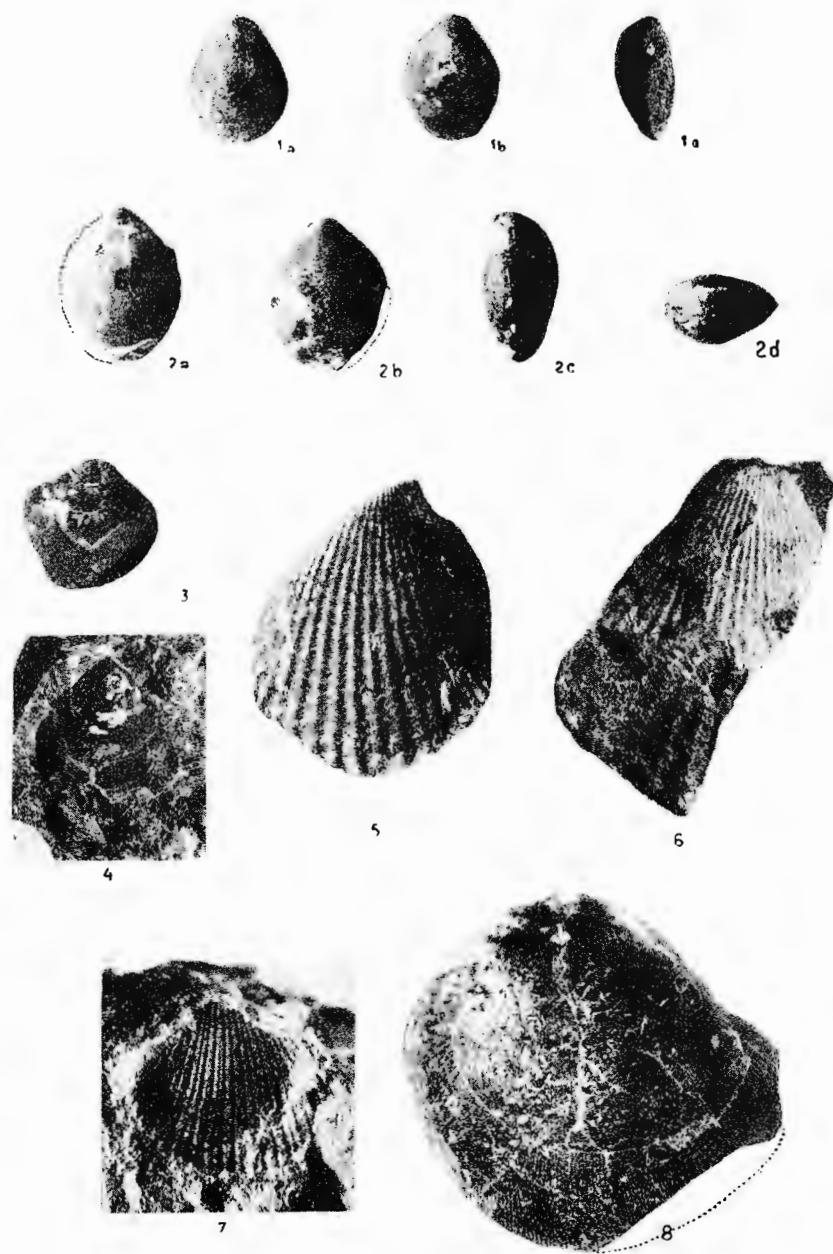


PLANSÀ V.

the first time in the history of the world, the people of the United States have been compelled to make a choice between two political parties, each of which has a distinct and well-defined platform, and each of which has a definite and well-defined object in view. The people of the United States have been compelled to make a choice between two political parties, each of which has a distinct and well-defined platform, and each of which has a definite and well-defined object in view.

PLANSÀ V

- Fig. 1a-c. — *Zeilleria subbucculenta* Chapuis et Dewalque.
- Fig. 2a-d. — *Zeilleria cuneata* Rollier.
- Fig. 3. — *Zeilleria lycetti* Davidson.
- Fig. 4. — *Entolium disciformis* Schübler.
- Fig. 5. — *Chlamys ambiguus* Münster.
- Fig. 6. — *Chlamys dewalquei jurensis* Riche.
- Fig. 7. — *Pecten (Amussium) laeviradiatus* Waggen.
- Fig. 8. — *Camptonectes lens* Sowerby.



BIBLIOGRAFIE

- Almeras Y. (1964) Brachiopodes du Lias et du Dogger. Essai bibliographique et critique de Paleontologie stratigraphique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon.* nr. 5.
- Bayle E. (1878) Fossiles principaux des terrains. *Explication de la Carte Géologique de la France.* Atlas. Paris.
- Böckh J. (1879) Auf den südlichen Theil des Comitats Szörény bezügliche geologische Notizen. *Földt. Kölz.* I5. Budapest.
- Boncnev E. (1955) Gheologhia na Blgaria. Partea I. Sofia.
- Buch L. (1838) Essai d'une classification et d'une description des Térebratules. *Mém. Soc. Géol. France.* III. Partea I.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX.
- Dacqué E. (1933) Wirbellose des Jura. II-ter. Teil. Leitfossilien. VII. Lief.
- Déchaseaux C. (1936) Pectinidés Jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. *Ann. Paléontologie.* XXV. Paris.
- Deslongchamps E. (1862) Paléontologie Française. Terrain Jurassique. Brachiopode, Text et Atlas. Paris.
- Gardeț G., Gérard Ch. (1946) Contribution à l'étude paléontologique du Moyen-Atlas septentrional. *Notes et Mém. Maroc.* 64. Laval.
- Greppin Ed. (1898—1900) Description des fossiles du Bajocien supérieur des environs de Bâle. *Mém. Soc. Pal. Suisse;* vol. 25—27.
- Haas H., Petri C. (1882) Die Brachiopoden der Jura-Formation von Elsass-Lothringen. *Abh. Geol. Spezialkarte Elss. Lothr.* 2.
- Herbich F. (1885) Date paleontologice din Carpații Românești. *An. Bir. Geol.* București.
- Jekelius E. (1925) Die mesozoischen Faunen der Berge von Brassó-Die Dogger. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* Bd. XXIV. 2. Budapest.
- Kudernatsch J. (1852) Die Ammoniten von Swinitza. *Athand. der. k. k. geol. R.A.* Bd. I. Wien.
- Lanquine A. (1929) Le Lias et le Jurassique inférieur de Chaines Provençales. Paris.
- Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinîța — Fața Mare. *Bul. Științific. Sect. St. Biologice, Agronomice, Geologice și Geografice.* V. 2. București.
- Rollier L. (1916—1920) Sinopsis de Spirobranches (Brachiopodes) Jurassique Celto-Souabes. *Mém. Soc. Pal. Suisse.* 41—44.
- Rothpletz A. (1886) Geologische-paleontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden Systematik. *Palaeontographica.* 33. Stuttgart.
- Quenstedt F. (1871) Die Brachiopoden. Tübingen.
- Schafarzik Fr. (1894) Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibental, Uj-bánya, Tiszovicza und Swinyicza. *Jahresber. d.k. ung. geol. A.* Budapest.
- Termier H. (1936) Étude géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Mém. Serv. Cart. Géol. Maroc Paléontologie,* vol. 3. Rabat.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTABLISSEMENT DES HORIZONS DU DOGGER DE LA ZONE DE SVINITA

PAR

MAGDALENA IORDAN

(Résumé)

Ce sont la richesse de la faune de Brachiopodes et Lamellibranches des dépôts du Bajocien et du Bathonien de la zone de Svinīța, de même que les déterminations sporadiques entreprises jusqu'ici qui ont conduit à la rédaction de cet ouvrage.

Dans la zone de Svinīța, le Dogger commence par l'Aalénien qui transgresse d'autres termes plus anciens étant représenté par des grès siliceux arkosiens et des microconglomérats quartzitiques.

Le Bajocien est représenté par l'horizon des calcaires gris spathiques variés comme aspect. Ces calcaires contiennent nombre d'espèces de Brachiopodes et Lamellibranches récoltées dans les points suivants : le vallon de Saraorschi, Munteana, la vallée de Sirinia, le ruisseau de Dragosela, le vallon de Chiacovăț, Cioaca Vesului, le vallon de Manole, le vallon de Mușat. L'étude paléontologique a relevé que cet horizon contient des formes caractéristiques au Bajocien, telles : *Cymatorhynchia quadriplicata* Ziete n., „*Rhynchonella*” *edwardsi* Chapa p. et D.ew., *Rh. minor* Röllier, *Sphenorhynchia rubrisaxensis* Rothpl., *Terebratula ovoides* Sow., „*T.*” *infraoolithica* Desl., *Zeilleria cuneata* Röllier, *Pecten (Amusium) laeviradiatus* Waga g., *Anatina pinguis* Agassiz et des formes bajocien-bathoniennes, telles : *Rhynchonella* (*Kallirhynchia*?) *obsoleta* Sow., *Rh. aff. varians* Morieri, *Cardinirhynchia acuticosta* Ziete n., *Rh. cf. sublacunosa* Sz. n., *Acanthothyris spinosa* Sch., *Zeilleria subbucculenta* Chapa p. et D.ew. Au N de la zone, l'horizon des calcaires spathiques gris revêtent un faciès récifal contenant des Coraux, Gastéropodes, Lamellibranches et Brachiopodes.

Le Bathonien inférieur est représenté par l'horizon des calcaires rouge griotte spathiques qui outre les Echinides contiennent encore des Brachiopodes de grande taille et des restes de Lamellibranches et Bellemnites. On ne rencontre cet horizon que dans certains points : le vallon de Saraorschi, à Leștile Mari, dans la vallée de Sirinia, à Podul Copriva et à Cioaca Vesului (Fruntea Maiurului). Les espèces déterminées sont d'âge bajocien-bathonien : „*Rhynchonella*” *bradfordiana* Röllier, *Tubithyris globata* Sow., *Goniothyris phillipsii* (Morris), „*Terebratula*” *ventricosa*

(Hartmann), *Entolium valauriense* Lanquine, *Belemnites cf. giganteus* Schl., ou bien ce sont des formes ayant une plus large circulation dans l'échelle stratigraphique : *Camptonectes lens* Sow.

Les associations fauniques mentionnées raffermissent, au point de vue paléontologique aussi, l'idée énoncée par les chercheurs précédents, à savoir que l'horizon des calcaires spathiques gris représente le Bajocien et que l'horizon des calcaires rouge griotte spathiques représente le Bajocien supérieur—Bathonien inférieur.

Nous mentionnons qu'à part les formes de *Rhynchonella quadripli-cata* Zieten, *Terebratula globata* Sow. et *T. bullata* Quenst., citées dans les ouvrages précédents, toutes les autres formes signalées, sont des formes nouvelles pour la zone de Svinița, certaines même pour tout le pays.

STRATIGRAFIE

PALEOZOICUL DE LA CATALOI ȘI CUVERTURA
LUI TRIASICĂ¹⁾

DE

O. MIRĂUȚĂ²⁾

Abstract

The Paleozoic of Cataloi and his Triassic Cover. In an anticlinal core of the Triassic zone of the northern part of Dobrogea, Lower-Paleozoic formations are represented by schists and sericite-quartzites, black quartzites and slates. Triassic deposits overlap them unconformable. The relative large structures of the Triassic cover, are superimposed obliquely to the structures of the basement.

Introducere. Regiunea prezentată geologic în lucrarea de față se află situată la est de localitatea Cataloi și la aproximativ 12 km sud de orașul Tulcea, în zona triasică a Dobrogei de nord. Formațiunile paleozoice apar la est de Cataloi, în dealurile Rediu și Puturosu, în nucleul anticinalului Uzum Bair, constituit din depozite triasice. În prezenta lucrare expunem rezultatele cercetărilor asupra Paleozoicului de aici, după care vom face cîteva observații asupra depozitelor triasice care alcătuiesc cuvertura lui.

Depozitele paleozoice de la Cataloi sunt cunoscute de mult timp. Ele sunt figurate pe hărțile lui R. Pascau (1908) și au fost descrise de G. Murgoci (1914) și I. Atanasiu (1940). Pe hărțile vechi toate ivirile fundamentului Triasicului din zona Tulcea erau trecute la Devonian, prin comparație cu rocile fosilifere de această vîrstă din munții Măcinului.

¹⁾ Comunicare în ședință din 2 aprilie 1965.

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

Într-o lucrare mai veche (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1958¹⁾ am atribuit rocile din fundamentul Triasicului de la est de Cataloi, Paleozoicului inferior (inclusiv Silurian), vîrstă pe care o susținem în continuare pe baza unor date paleontologice. Recent, V. Mutihac (1964) a considerat aceste roci de vîrstă precambriană.

Succesiunea stratigrafică a Paleozoicului de la Cataloi. Formațiunile fundamentului de la Cataloi cuprind mai multe complexe de roci cu diferite grade de metamorfism, a căror succesiune este următoarea : complexul meta-psamitic ; complexul șisturilor cuarțito-sericitice ; complexul cuarțitelor negre și complexul șisturilor filitoase, ardeziene. Vîrsta paleozoic-inferioară a întregii succesiuni este indicată de prezența conodontelor siluriene în complexul cuarțitelor negre.

Complexul meta-psamitic. Acest complex apare la nord de Cataloi, pe creasta dealurilor situate la vest de șoseaua Cataloi—Tulcea. El este constituit dintr-o alternanță ritmică de grauwacke și șisturi care, printr-un metamorfism slab, au fost transformate în meta-grauwacke și filite sericito-cloritice. Stratele de grauwacke au grosimi de 20 cm pînă la 1 m și prezintă o gradare evidentă : la partea inferioară a stratului se găsesc grauwacke grosiere pînă la mediu granulate, în timp ce la partea superioară apar grauwacke mai fine și siltite care au frecvent o lamination oblică de current. Aceste roci conțin găleți moi de filite și cuburi de pirită. Stratele de filite au grosimi mai mici și conțin lamele silitice de 2 mm pînă la 2 cm, mai deschise la culoare (fig. 1).

Sub microscop meta-grauwackele sunt alcătuite dintr-o matrice de sericit, clorit și cuarț fin, în care apar granule nesortate și nerulate de cuarț, feldspați plagioclazi, cuarțite și uneori fragmente de roci efuzive bazice. Filitele prezintă lamele fin silitice cu cuarț fin și lamele sericito-cloritice, în care aceste minerale sunt orientate paralel cu clivajele, care întretin stratificația (fig. 1).

În complexul descris mai sus apar intercalații stratiforme și uneori corpuri filoniene de roci efuzive bazice, groase de 50 cm pînă la 2 m, reprezentînd produsele magmatismului inițial.

La partea superioară a complexului stratele grezoase sunt subordonate filitelor și șisturilor cuarțitice. Aceste filite prezintă microcute submilimetrice (gofraj), care deformă litajul rocii, pe care sunt așezate paietele de sericit.

¹⁾ O. Mirăuță, Elena Mirăuță (1958). Raport geologic asupra calcarelor și dolomitelor triasice din regiunea Zebil, Cataloi și Hagighiol. Arh. Com. Geol.

Complexul meta-psamitic se asemăna litologic cu orizonturile cu grauwacke din partea mediană a formațiunii Șisturilor verzi proterozoice-superioare din Dobrogea centrală, față de care prezintă însă un metamorfism mai pronunțat, epizonal. Menționăm că N. Grigoras și T. Daneț (1961) au paralelizat aceste roci, împreună cu șisturile de la Monument (Tulcea), cu șisturile verzi din Dobrogea centrală.

Complexul șisturilor sericito-cuarțitice. Acest complex are o grosime pînă la 100 m în dealul Rediu și este alcătuit dintr-o alternanță deasă de filite sericitice, cuarțite sericitice în strate subțiri (2–5 cm), șisturi sericito-cuarțitice rubanate și filite sau cuarțite grafitoase. Complexul șistos-cuarțitic din dealul Rediu are un facies mai fin, pelitic-siltitic, în comparație cu seria filito-cuarțitică echivalentă din munții Măcinului.

Studiul microscopic al șisturilor cuarțitice rubanate arată o alternanță deasă de lamine siltitice, cuarțitice și de lamine sericitice. Alteori rubanarea este dată de laminele pelitice, grafitoase, care se intercalează între cele sericitice. Se constată și aici un gofraj al laminelor sericitice, evident mai ales în șarnierele microcutele centimetrice. Toate microcutele sunt însoțite de clivaje tardive („strain slip cleavage”) pe care se observă ușoare recristalizări.

Cuarțitele negre. Pe versantul sudic al dealului Rediu, peste complexul precedent se așează, în continuare de sedimentare, un pachet de cuarțite negre cu o grosime pînă la 50 m. Cuarțitele se dispun în strate de 2 cm pînă la 10 cm, foarte microcuteate. În afară de cuarțitele negre mai apar cuarțite cenușii și filite negricioase, pigmentate cu o substanță cărbunoasă. Cuarțitele negre sunt constituite din cuarț microcristalin, grafit și pirită cubică, prezentând uneori nodule silicioase, recristalizate și deformate, care provin probabil din organisme silicioase (meta-lidite).

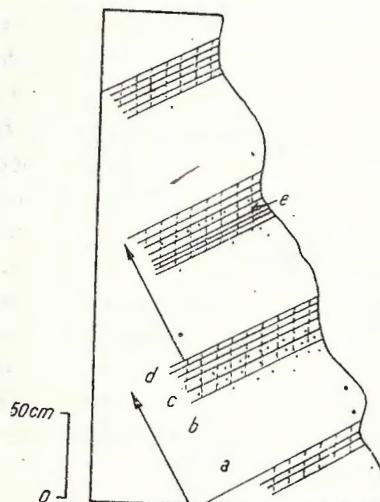


Fig. 1. — Sedimentație gradată în complexul meta-psamitic de la nord de Cataloi

a, meta-grauwacke grosier; b, metă-grauwacke fin granulat; c, silit cu laminație oblică de curent; d, filite sericito-chloritice; e, clivaje.

Sédimentation granoclassée dans le complexe méta-psammitique au N de Cataloi : a, mété-grauwacke grossier; b, mété-grauwacke finement granulé; c, silit à lamination oblique de courant; d, phyllites séricito-chloritiques; e, clivages.

În apropiere de gara Cataloi au fost găsite aproape în loc calcare cenușii fosilifere, asociate cu cuarțitele negre. Aceste calcare sunt bogate în ostracode, foraminifere (*Glomospira* și *Lituotuba*), crinoide, scolecodonte și conodontă. Vîrstă siluriană a acestor roci reiese din studiul conodontelor, efectuat de Elena Mirăuță (1965), dintre care menționăm: *Ozarkodina fundamentata*, *Oz. cf. media*, *Oz. typica denckmanni*, *Neopriodontes bicurvatooides*, *Icriodus* sp., *Carniodus cf. carnulus*, *Paltodus unicostatus*, *P. cf. recurvatus*, *Oneotodus* sp., *Acodus* sp.

Reamintim că în Priopcea (munții Măcinului) apare un complex similar, constituit din cuarțite negre, grafitoase, și calcare negre ampelitice, cuprins între seria epimetamorfică filito-cuarțitică și șisturile filitoase siluriene (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1962).

Șisturile filitoase-ardeziene. În dealul Puturosu, peste cuarțitele negre urmează o succesiune monotonă (peste 300 m) de șisturi filitoase și ardeziene, cenușii-inchis, cu intercalării subordonate de cuarțite cenușii în strate de 2–3 cm. Din cauza unui clivaj șistos foarte evident, care corespunde sau întreia stratificație sub un unghi ascuțit, șisturile se desfac în foi sau plăci subțiri.

Șisturile cenușii sunt constituite dintr-o masă argiloasă slab recristalizată, pigmentată cu o materie cărbunoasă, în care apar paieți de sericit și clorit, bine orientate pe clivaje. În cuarțite se observă cuarț microcristalin și uneori nodule silicioase și cuburi de pirită, întreaga rocă fiind străbătută de o rețea de filoane de cuarț.

Între complexele care apar în dealul Rediu și Puturosu există o continuitate de sedimentare și tranziții litologice. Metamorfismul rocelor crește în adâncime de la metamorfismul slab, incipient, al șisturilor argiloase-ardeziene din dealul Puturosu, pînă la metamorfismul tipic epizonal al șisturilor și cuarțitelor din dealul Rediu.

Tinînd seama de fauna de conodontă găsită de Elena Mirăuță (1965) atribuim o vîrstă siluriană cuarțitelor negre și șisturilor filitoase și ardeziene de la Puturosu. Șisturile epimetamorfice subjacente din dealul Rediu, situate în continuitate de sedimentare, aparțin probabil Ordovicianului. Deschiderile izolate nu permit observarea raporturilor complexului meta-psamitic cu șisturile din dealul Rediu și deci precizarea vîrstei lui.

Șisturile micacee de contact. Pe versantul nordic al dealului Uzum Bair apare un pachet de șisturi micacee cu biotit, asociate cu șisturi cuarțitice micacee, noduloase. Aceste roci sunt constituite din cuarț, albă, biotit și silicati de Al, sericitizați. Șisturile micacee cu biotit s-au format prin meta-

morfismul de contact al șisturilor filitoase siluriene, cauzat de intruziuni de granite sincinematice. Între șisturile micacee apar două filoane concordanțe de granite roșii cu grosimi de 1 m de tipul celor de Congaz, pe care le descriem mai jos. Corneenele de aici au fost menționate inițial de G. Murgoci (1914).

Roci eruptive (granite și porfire). *Granite.* La nord-est de Congaz (Rîndunica), am găsit cîteva iviri de granite roșietice porfiroide. Mai înainte erau cunoscute numai filoanele granitice de la Uzum Bair (E. K i t t l , 1908 ; G. M u r g o c i , 1914).

Pe schița anexată (fig. 2) se observă că granitele apar sub dolomitele anisiene sau de sub loess pe versantul nordic al dealurilor Taș Bair (3 km NE de Congaz), Cazalgic Bair (3 km E de localitatea Kogălniceanu) și într-o ivire izolată, situată la 1,5 km E de Cazalgic Bair. În cele trei iviri apar granite porfiroide, micacee, cu biotit și muscovit ; rocile au o culoare roșietică dată de ortoză, care se prezintă frecvent în cristale mari de 2–3 cm. Sunt de asemenea separațiuni de granite mai fine, micacee, cu mult biotit, precum și filoane de microgranite.

Granitele de la Congaz sunt acoperite discordant („nonconformity”) de calcarele dolomitice anisiene (fig. 2), iar la est de Enisala, în faleza lacului Razelm (capul Iancila), se găsesc remaniate granite roșietice similară în arkozele triasic-inferioare, fapt ce arată o vîrstă mai veche. Menționăm însă că aceste granite au metamorfozat șisturile siluriene din versantul nordic al dealului Uzum Bair, transformîndu-le în șisturi micacee, noduloase. Aceste date indică pentru granitele porfiroide roșietice de Congaz o vîrstă paleozoică postsiluriană.

Ivirile menționate la nord-est de Congaz aparțin unui singur masiv granitic, descoperit numai în mică măsură prin eroziune în zona axială a anticlinalului Uzum Bair. Se pare că acest tip de granite roșii este caracteristic pentru fundamentul zonei triasice și pentru partea estică a zonei munților Măcin, unde apar granite similare la Coșlugea, descrise de M. S a v u l (1933).

Porfire. Rocile porfirice formează cîteva filoane de 1–6 m și un dyck în depozitele paleozoice din dealurile Rediu și Puturosu de la est de Cataloi. Se disting porfire microgranodioritice verzui, cu fenocristale de plagioclaz zonat și de cuarț, corodate de pasta microcristalină, precum și porfire microgranitice albicioase, cu fenocristale de cuarț, prinse într-o pastă microcristalină de cuarț, feldspați și lamele de muscovit și biotit.

Filoanele de porfire au o direcție ENE, care corespunde în general cu orientarea structurilor paleozoice. Avînd în vedere această concordanță

cu structurile vechi, putem presupune și pentru porfire o vîrstă paleozoică. După cum se știe, în Dobrogea de nord există atît porfire triasice (Consul, Valea Teilor, Isaccea), cît și paleozoice, remaniate în conglomeratele din baza Triasicului la Monument (Tulcea).

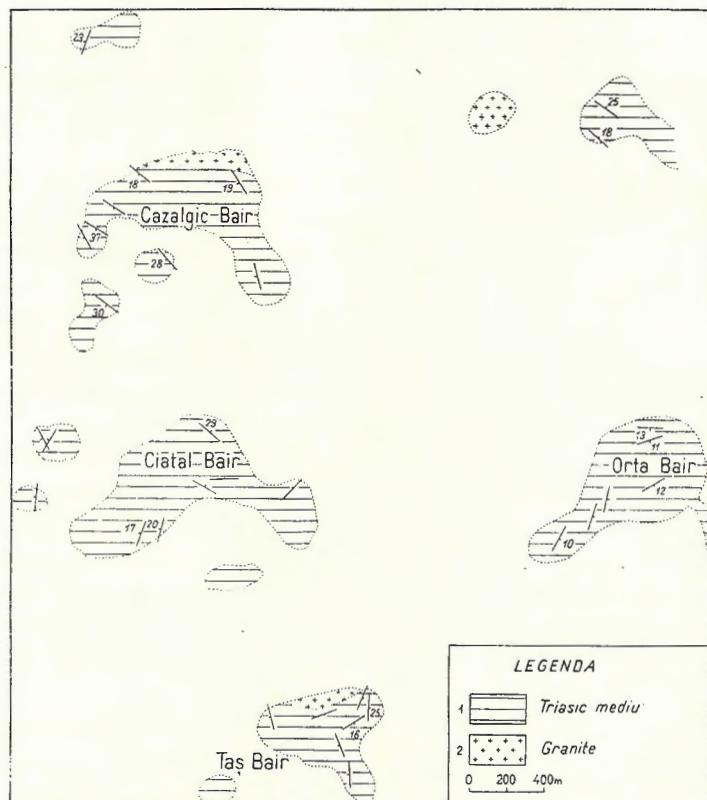


Fig. 2. — Schiță geologică cu aflorimente de granit porfiroide de la NE de Congaz.
1, Triasic mediu; 2, granite.

Esquisse géologique d'affleurements de granites prophyroïdes au NE de Congaz.
1, Trias moyen; 2, granites.

Succesiunea stratigrafică a cuverturii triasice. Formațiunile paleozoice de la est de Cataloi sunt acoperite cu o discordanță unghiulară netă de depozite triasic-inferioare și medii, care aparțin unui alt ciclu de sedimentare. După cum este cunoscut, bazele stratigrafiei Triasicului din Dobrogea au fost puse de către I. Simionescu (1910 a, 1910 b, 1928,

etc.) Înaintea lui I. Simionescu, Triasicul a fost cercetat de V. Antasiu (1898) și E. Kittl (1908), iar mai tîrziu de I. Atanasiu (1940) și în ultimul timp de V. Mutihac (1962 a, 1964).

Triasicul inferior. În regiunea cercetată, depozitele triasic-inferioare apar numai la nord de dealul Rediu, fiind bine deschise în debleul căii ferate Cataloi-Tulcea. Succesiunea de aici începe cu conglomerate bazale (8 m), constituite dintr-o matrice grezo-argiloasă verzuie-roșietică și elemente slab rulate (0,5 cm pînă la 5 cm) de cuarț, cuarțite cenușii și negre și filite de tipul celor din fundament. Pachetul conglomeratic are intercalătii de gresii roșietice și cenușii, argiloase, care predomină spre partea lui superioară, trecînd gradat la siltite micacee cenușii (10 m). Peste acestea urmează un pachet gros de 10 m, alcătuit dintr-o alternanță deasă de marne șistoase, marno-calcare și calcare cenușii-deschis, în strate de 0,5 cm la 2 cm. Aceste strate au fost atribuite inițial Liasicului (V. Mutihac, 1962 b) și mai tîrziu Triasicului inferior (V. Mutihac, 1964).

Depozitele triasic-inferioare de aici stau discordant peste fundamentul paleozoic epimetamorfic și suportă, mai la nord, în Derin Dere, dolomitele anisiene. Pachetul superior șistos-calcaros are o litologie și poziție stratigrafică asemănătoare stratelor de Campil werfenian-superioare descrise de I. Simionescu (1910 a) la Tulcea Veche. Remarcăm că pachetul de gresii cuarțoase albe, cuprins între conglomerate și stratele de Campil la Tulcea, este substituit, la nord de Cataloi, în debleul căii ferate, prin gresii argiloase și siltite micacee.

Triasicul mediu. După I. Simionescu (1927) și I. Atanasiu (1940), Triasicul mediu și o parte din Triasicul superior (Carnianul) sunt reprezentate în Dobrogea prin depozite calcaroase. La concluzii similare ajunge și V. Mutihac (1964), care aduce unele argumente paleontologice în sprijinul continuării faciesului calcaros pînă în Norian.

În cercetările noastre mai vechi (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1958) completate cu observațiile recente, am stabilit existența unui complex calcaros-dolomitic, situat la partea inferioară a Triasicului mediu din Dobrogea. Acest complex, cu o grosime pînă la 100 m, reprezintă o unitate litologică cu caractere distințe, care a fost recunoscută în mai multe sectoare din zona triasică, avînd peste tot aceeași poziție stratografică. Calcarele dolomitice au fost găsite de noi în nucleul unui anticlinal la Hagighiol, apoi în cîteva dealuri la est de Zebil și Congaz (fig. 2), la Tulcea Veche și în Colinele Mahmudiei.

Analizele chimice efectuate de V. Dimitriu, S. Ionita și E. Vălușcă au arătat că rocile carbonatate din acest complex conțin proporții variabile de MgO și CaO și, așa cum se poate vedea pe tabelul anexat, corespund unor dolomite, dolomite calcaroase, calcare dolomitice și calcare.

Rocile analizate provin din sectorul cuprins între localitățile Kogălniceanu (Cazalgic Bair, Ciatal Bair), Congaz (Taș Bair) și Zebil (dealurile Bufnița și Căirăcel).

TABEL

Compoziția chimică a rocilor carbonatate din complexul dolomitic, în procente

	CaO	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P.C.
1. Cazalgic Bair	36,7	15,9	0,95	0,55	0,46	45,6
2. Ciatal Bair	52	0,73	1,15	0,30	3,11	42,98
3. Ciatal Bair	32,2	19,54	1,04	0,6	0,42	46,00
4. Ciatal Bair	30,84	19,90	1,30	0,37	2,04	45,80
5. Taș Bair	46,80	7,00	0,78	0,19	1,61	43,70
6. Dealul Bufnița	32,85	19,6	0,33	0,49	0,24	46,32
7. Dealul Bufnița	27,92	21,90	1,21	0,30	2,60	46,05
8. Dealul Căirăcel	50,30	3,20	2,74	0,25	2,25	41,52

La Tulcea Veche s-a observat în acest complex substituirea calcarelor cenușii prin dolomit gălbui, care pătrunde pe diaclaze sau fisuri. De obicei rocile au un aspect brescios în care se observă fragmente de calcar nedigerate, prinse într-o matrice dolomitică. Calcarele dolomitizate au o culoare cenușie, gălbuie sau roșietică și sunt recristalizate, marmoreene, astfel că resturile organice sunt distruse în mare măsură. La est de Kogălniceanu s-au găsit totuși în acest complex, lumașele cu brachiopode. Rocile dolomitice au o structură microgranulară, în mozaic; stratificația lor este de obicei neclară.

Complexul calcaros-dolomitic se aşează peste stratele de Campil de la Tulcea Veche și de la nord de Cataloi, în Derin Dere, și suportă calcar roșii cu amoniți de vîrstă anisian-superioară în Deșli-Caira (Kittl, 1908; I. Simionescu, 1910 b) și pe versantul sudic al dealului Uzum Bair (E. Kittl, 1908; O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1958; V. Mutihac, 1962 a).

Deși contactul direct între calcarele dolomitice și stratele de Campil nu este vizibil, totuși poate fi susținută o continuitate de sedimentare, mai ales că aceste strate cuprind roci care indică o tranziție de la faciesul clastic werfenian-inferior, la faciesul carbonatat triasic-mediu. Având în vedere această continuitate, cît și fauna anisiană de la Deșli Caira și Uzum

Bair, putem atribui complexului calcaros-dolomitic o vîrstă anisian-inferioară și superioară. După V. M u t i h a c (1964) există o discontinuitate între conglomeratele werfeniene și Anisianul superior, Anisianul inferior lipsind. Menționăm însă că unele conglomerate sunt legate de ingresiuni locale pe anumite zone ale diversilor termeni ai Triasicului și nu se pot paraleliza cu cele werfeniene. În unele locuri (Colinele Mahmudie și E de Congaz), calcarele marmoreene și dolomitele anisiene stau direct peste rocile paleozoice, fapt ce va fi discutat mai jos.

Deasupra calcarelor dolomitice urmează un complex gros de calcar cenușii, bine stratificate, cu intercalații de șisturi cenușii-verzui, care reprezintă Ladinianul și probabil Carnianul. În dealul Uzum Bair aceste calcare cenușii stau direct peste șisturile micacee paleozoice, avînd în bază fie calcar grezoase, fie un microconglomerat arkozic, gros de 2—5 m.

Cuaternarul. Formațiunile paleozoice și triasice apar numai pe crestele dealurilor, în timp ce în văile largi sunt acoperite cu o cuvertură groasă de mai mulți metri de depozite loessoide.

Tectonica. Formațiunile paleozoice de la est de Cataloi apar de sub depozitele triasice în nucleul cutiei anticlinale Uzum Bair. Se constată o independență a structurilor chimerice vechi față de structurile fundalului, astfel că vom trata deosebit cele două generații de structuri.

Structuri paleozoice. Aceste structuri au direcția generală aproape EW și afundări axiale spre E. Se distinge o structură anticinală la nord de Cataloi, cu nucleul constituit din șisturi epimetamorfice și cu flancul sudic din șisturi ardeziene (fig. 3).

Comportarea microtectonică a complexelor de roci este diferită. În complexul inferior, meta-psamitic, filitele prezintă un clivaj care întreține stratificația (fig. 1). Studiul în secțiuni subțiri a arătat că mineralele de neoformație sunt așezate paralel cu aceste plane de clivaj și de aici rezultă sincronismul între deformarea care a produs aceste clivaje și metamorfism, iar clivajul respectiv este de tip șistos. Stratele de grauwacke, mai competente, au uneori un clivaj de fractură.

Stratele competente de cuarțite negre prezintă microcute de tip concentric, de flexionare, cu dimensiuni frecvente de 10—15 cm. În șisturile sericito-cuarțitice rubanate din dealul Rediu apar microcute de 2 cm pînă la 10 cm în care se observă o îngroșare a materialului pelitic în șarniere și o subțiere corespunzătoare pe flancuri (cute similare). Așa după cum s-a mai spus, apare frecvent un gofraj milimetric care deformează foliația rocilor, pe care sunt așezate mineralele micacee.

Pe flancurile sau în zonă axială a microcutelor apar clivaje de tipul celor cunoscute în literatură sub denumirea de clivaj fals sau „strain slip cleavage”. Distanța între aceste clivaje este variabilă (în general 1—5 mm), iar direcția lor este EW sau ENE și corespunde cu orientarea microcutelor (vezi harta).

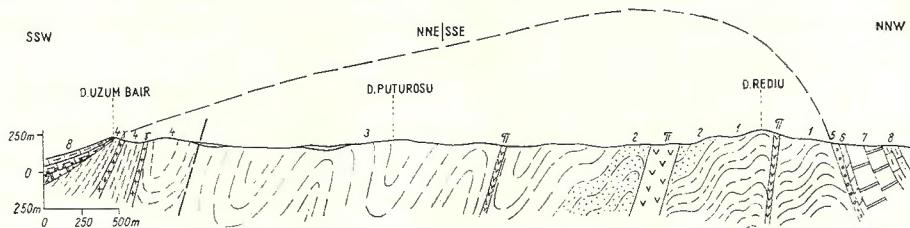


Fig. 3. — Secțiune geologică prin Paleozoicul dintre Uzum Bair și dealul Rediu
1, șisturi și cuarțite sericitice; 2, cuarțite negre; 3, șisturi ardeziene; 4, șisturi micacee noduloase; 5, conglomerate werfeniene; 6, strate de Campil (Werfenian superior); 7, calcare dolomitice; 8, calcare cenușii; π porfire; a, granită

Section géologique du Paléozoïque compris entre Uzum Bair et la colline Rediu
1, schistes et quartzites séricitiques; 2, quartzites noirs; 3, schistes ardoisiens; 4, schistes micacés noduleux; 5, conglomérats werféniens; 6, couches de Campil (Werfénien supérieur); 7, calcaires dolomitiques; 8, calcaires grisâtres; π, porphyres; a, granites.

În timp ce șisturile epimetamorfice se situiază, din punct de vedere microtectonic, în domeniul microcutelor, între care predomină cele de antrenare (drag-folds), șisturile ardeziene siluriene de deasupra se caracterizează prin dezvoltarea optimă a clivajului, aşa cum este cazul și în munții Măcinului la nivelul seriilor corespunzătoare.

Intervalul stratigrafic care corespunde discordanței dintre fundaament și Triasicul inferior este mare, astfel că precizarea momentului (sau momentelor) cutării este dificilă. În mod cert au avut loc mișcări în timpul orogenezei hercinice, care au determinat și cutarea intensă a Devonianului de sub această discordanță, în Colinele Mahmudiei. Datele microtectonice indică însă două faze de deformare în timpul Paleozoicului.

Trebuie remarcat că structurile paleozoice au aici o direcție apropiată de EW, în timp ce în munții Măcinului au o direcție NW. Orientarea latitudinală a acestor structuri reprezintă un fenomen general în sectoarele estice ale Dobrogei de nord și centrale, cauzat de o curbură a zonelor orogenice.

Structuri chimerice. O imagine mai completă asupra structurii chimerice a vechii cuverturi triasice reiese din schița tectonică a unei regiuni mai mari (fig. 4), care a fost cercetată de noi mai înainte (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1958).

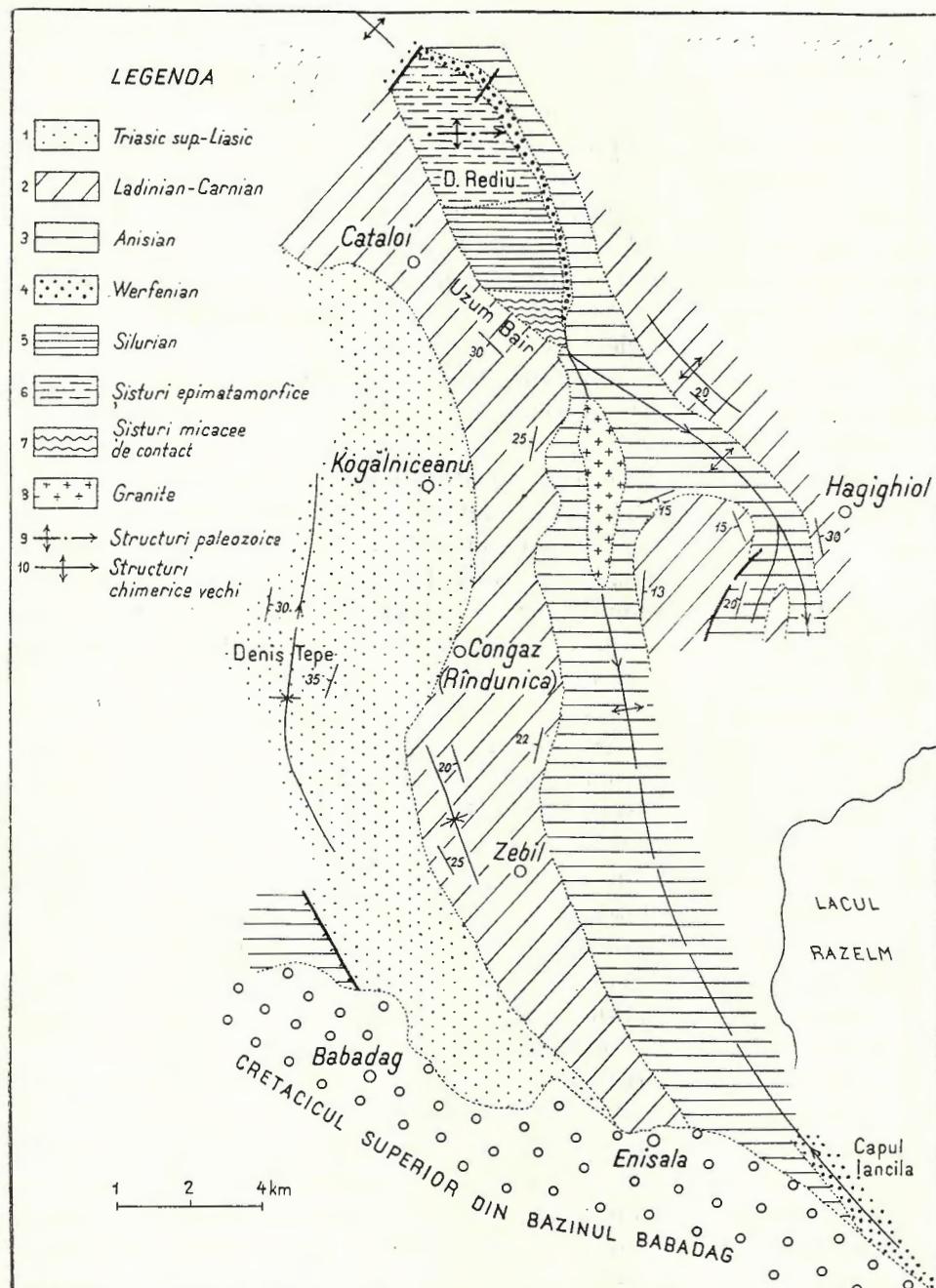


Fig. 4. — Schiță tectonică a anticlinalului Uzum Bair.

1. Triasic sup.-Liasic; 2. Ladinian-Carnian; 3. Anisian; 4. Werfenian; 5. Silurian; 6. sisturi epimetamorfice; 7. sisturi micacee de contact; 8. granites; 9. structures paléozoïques; 10. structures cimmeriennes vechi.

Esquisse tectonique de l'anticlinal Uzum Bair.

1. Trias supérieur-Lias; 2. Ladinién-Carnien; 3. Anisién; 4. Werfénien; 5. Silurien; 6. schistes épimétamorphiques; 7. schistes micacés de contact; 8. granites; 9. structures paléozoïques; 10. structures cimmeriennes anciennes.

Pe această schiță se vede că anticlinalul Uzum Bair, în nucleul căruia apare fundamentul paleozoic, intră în constituția unei structuri majore cu aspect de anticlinoriu, evident mai ales între Zebil și Hagighiol. Dintre numeroasele cute din acest sector al anticlinoriului, mai importante sunt cele două structuri anticlinale care pornesc ca ramificații din Uzum Bair, una spre Hagighiol și alta spre est de Zebil. Aceste două cute anticlinale au tendința să se reîntâlnescă la est de Enisala, conturind la interior un brachisinclinal. Această așezare a cutelor amintește dispoziția structurilor într-un fascicol de cute amigdaloid.

La vest de anticlinalul Uzum Bair se află o structură majoră sinclinală largă (sinclinalul Denis Tepe), constituită din depozite clastice triasic-superioare și liasice.

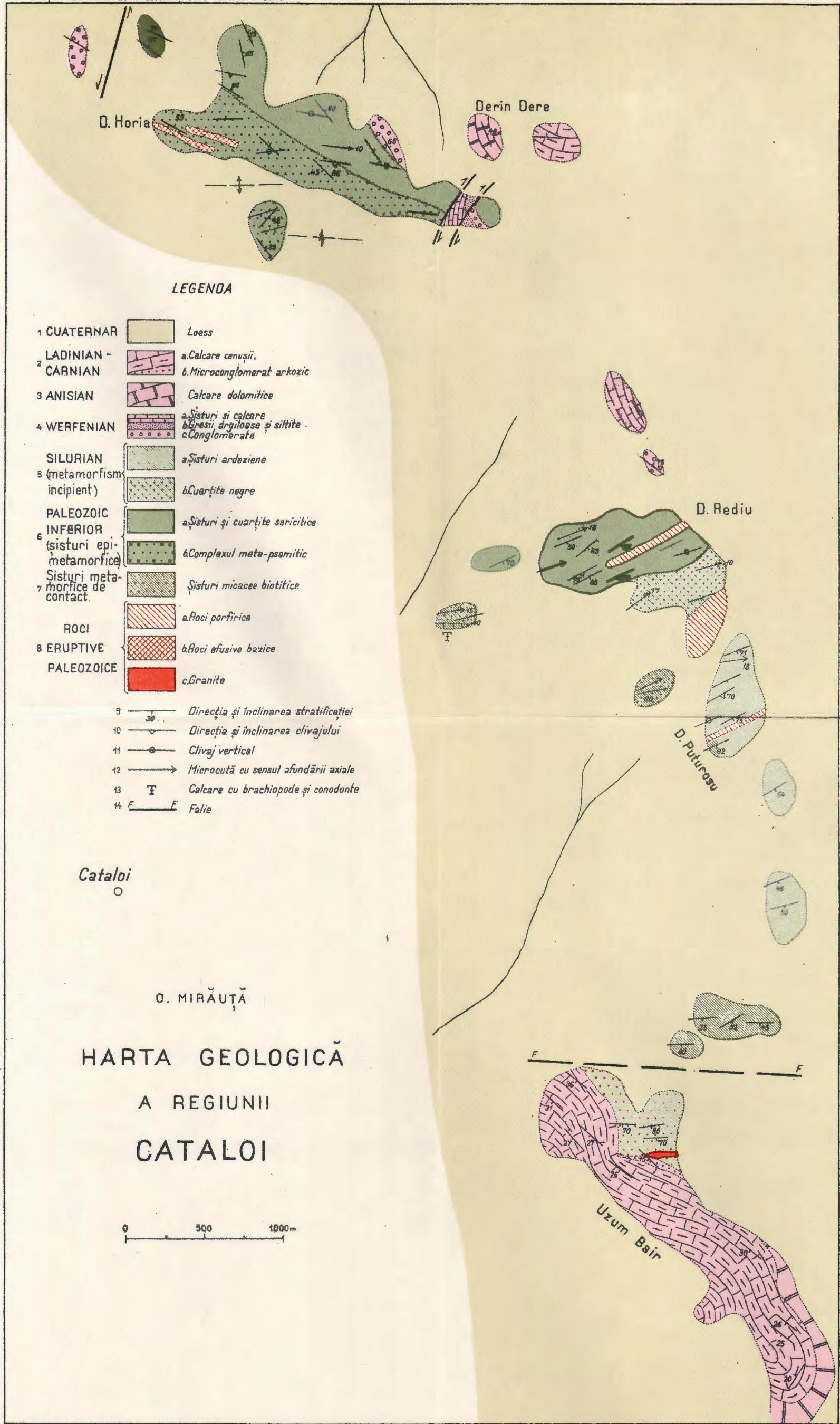
Toate structurile triasice amintite sunt relativ largi, flancurile având inclinări de $15-35^{\circ}$. Excepție fac depozitele werfeniene de la nord de dealul Rediu, din flancul estic al anticlinalului Uzum Bair, care au inclinări mai mari, indicând o asimetrie a structurii. Rocile werfeniene de aici prezintă un clivaj de fractură orientat NNW, care întărește stratificația. Menționăm că și în rocile fundamentului au fost observate unele ondulații și flexuri, care au aceeași orientare ca și structurile chimerice.

Structurile chimerice vechi din acest sector au o orientare NNW și se suprapun oblic peste structurile fundamentului (fig. 4). Rezultă de aici, așa cum s-a mai spus, o independență tectonică între aceste două tipuri de structuri, raporturile între ele fiind similare celor dintre tectonica soclului și a suprastructurii. Cutarea chimerică de aici a influențat în mică măsură fundamentul (cute de cuvertură). În alte sectoare din zona triasică această deformare a fost mult mai intensă și a antrenat și fundamentul, așa cum se observă în Colinele Mahmudiei sau în partea vestică a zonei triasice, mai ales în apropierea faliei Luncavița-Consul.

În lungul anticlinalului Uzum Bair, pe flancul lui vestic, stau direct peste rocile paleozoice, atât calcarile dolomitice anisiene, cât și calcarile cenușii ladiniene. Așezarea discordantă a complexului dolomitic peste fundament se poate vedea și în unele sectoare din Colinele Mahmudiei. Această structură a suferit în timpul Triasicului mișcări sinsedimentare, indicate prin lacune de sedimentare, eroziuni, urmate apoi de ingresuni ale unor termeni superioiri, în timp ce în zonele depresionare învecinate, sedimentarea era continuă. Se poate vorbi astfel de o schițare a structurii în timpul sedimentării (cutare embrionară).

Depozitele triasice din zona anticlinală Uzum Bair mulează un relief sculptural, rezultat probabil dintr-un compartiment mai ridicat al fundamentului, cuprins între două fracturi transversale vechi, modelat apoi

O. MIRĂUTĂ: Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică



de eroziune. O asemenea fractură se impune mai ales pe rama vestică a nucleului paleozoic, la est de Cataloi.

Flancul vestic al anticlinoriului Uzum Bair este complicat uneori de hemianticlinale și hemisinclinale, care se desprind din structura majoră și prezintă scufundări axiale spre vest.

Se pare că această structură delimităază partea estică a zonei triasice, mai ridicată structural, de partea vestică, caracterizată prin răspândirea depozitelor clastice de fliș, mai noi, triasic superioare-liasice.

Concluzii. Paleozoicul de la Cataloi apare în nucleul cunei anticlinale Uzum Bair, constituită din depozite triasice.

În succesiunea depozitelor paleozoice de aici au fost separate următoarele complexe litologice : a) complexul meta-psamitic, b) șisturi și cuarțite sericitice, c) cuarțite negre și d) șisturi filitoase-ardeziene. În pachetul de cuarțite negre au fost găsite calcare cu conodontă siluriene (Elena Mirăuță, 1965). Șisturile ardeziene de deasupra aparțin tot Silurianului, pe cind șisturile și cuarțitele sericitice subiacente revin probabil Ordovicianului.

Depozitele paleozoice sunt străbătute de filoane de roci porfirice și granitice. În lucrare se menționează existența unor granite porfiroide la nord-est de localitatea Congaz (Rîndunica).

Formațiunile paleozoice sunt acoperite discordant de depozite clastice triasic-inferioare, peste care urmează un complex calcaros-dolomitic, anisian.

Structurile paleozoice au o direcție E—W, cu scufundări axiale spre est. Rocile prezintă un clivaj șistos sinmetamorfic și un clivaj tardiv, asociat cu microcute.

Structurile chimerice vechi ale cuverturii triasice slab ondulate se suprapun oblic peste structurile fundamentului. Ingresiunile diversilor termeni ai Triasicului peste fundamentul paleozoic în lungul anticinalului Uzum Bair indică o schițare a structurii în timpul sedimentării.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.
 Grigoraș N., Daneț T. (1961) Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene, Acad. R.P.R. Stud. Cercet. Geol., VI/3. București.
 Kittl E. (1908) Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der nord-östlichen Dobrudscha. Denkschr. Wien. Akad. Wiss. LXXXI. Wien.
 Mirăuță Elena (1966) Conodontă siluriene de la Cataloi. D. S. Com. Geol. vol. LII/2. București. (Sub tipar).

- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1962) Paleozoicul din partea de sud a munților Măcin. *D. S., Com. Geol.* XLVI, București.
- Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea de nord. *An. Inst. Geol. Rom.* V. București.
- Mutihac V. (1962 a) Observații asupra Triasicului de la Agighiol-Zebil. *D. S. Com. Geol.* XLVI București.
- Mutihac V. (1962 b) Sur le Jurassique inférieur de la Dobrogea. *C. R. Coll. Jurassique.* Luxembourg.
- Mutihac V. (1964) Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol.*, XXXIV/1. București.
- Savul M. (1937). Le granite de Coșlugea. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI. București.
- Simionescu I. (1910 a) Fauna triasică inferioară din Dobrogea. *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, XXIX. București.
- Simionescu I. (1910 b) Fauna triasică de la Deșli Caira. *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, XXVI. București.
- Simionescu I. (1927) Aperçu géologique sur la Dobrogea. *Ass. p. l'Avanc. Géol. Carp. II-ème Réunion. Guide des Excursions.* București.

LE PALÉOZOÏQUE DE CATALOI ET SA COUVERTURE TRIASIQUE

PAR

O. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

Le soubassement paléozoïque de la zone triasique de la Dobrogea Septentrionale affleure dans quelques noyaux anticlinaux. Les formations paléozoïques du noyau de l'anticlinal Uzum Bair, situé à l'E de Cataloi (fig. 4), constituent l'objet de cet ouvrage.

Dans la succession stratigraphique des dépôts paléozoïques de Cataloi on a séparé les complexes lithologiques suivants : *a)* le complexe métapsammitique, *b)* schistes et quartzites sériciteux, *c)* quartzites noires et *d)* schistes ardoisiers.

Le complexe métapsammitique présente une alternance rythmique de méta-grauwackes à stratification granoclassée et de schistes séricito-chloriteux. Des intercalations de roches effusives basiques y apparaissent également. Prises dans leurs ensemble les roches du complexe ressemblent aux grauwackes de la formation des schistes verts (Protérozoïque supérieur) de la Dobrogea centrale.

Le complexe des schistes et des quartzites sériciteux est constitué en principal par des schistes sériciteux en alternance serrée avec les quartzites sériciteux et parfois graphiteux. Au-dessus se dispose en concordance

un paquet de quartzites noirs (50 m), surmonté, également en continuité de sédimentation, par une série monotone de schistes ardoisiers gris-foncé.

Les quartzites noirs et les schistes ardoisiers ont subi un métamorphisme incipient, tandis que les complexes inférieurs présentent un faciès épimétamorphiques.

Dans le paquet des quartzites noires on a trouvé des calcaires à conodontes siluriens (Elena Mirăuță, 1965). Les schistes argileux ardoisiers ressemblent aux schistes siluriens des Monts Măcin. Les schistes et les quartzites sériciteux appartiennent probablement à l'Ordovicien.

Les formations paléozoïques sont percées par des filons de porphyres microgranitiques et microdioritiques. Au NE de Congaz ont été identifiés des granites porphyroïdes à orthose et deux micas, recouverts directement par les dolomies anisiennes (fig. 4).

Les dépôts triasiques inférieurs et moyens appartenant à un autre cycle de sédimentation reposent d'une manière discordante sur les roches paléozoïques. Le Trias inférieur est constitué par des conglomérats basals (8 m) qui supportent des siltites micacées grisâtres (10 m) et les couches de Campil, représentées par une alternance de marno-calcaires et schistes (10 m).

Au-dessus suit un complexe calcaire-dolomitique qui contient parfois à la partie supérieure des calcaires rouges à ammonites d'âge Anisien-supérieur.

Les structures paléozoïques ont une direction E-W à affaissements axiaux vers l'E. Les roches présentent un clivage schisteux symmétamorphique et un clivage tardif, associé à des microplis.

Les structures cimmériennes anciennes de la couverture triasique sont relativement larges et orientées NNW, se superposant obliquement aux structures du soubassement.

Les ingessions des divers termes du Trias sur le soubassement paléozoïque le long de l'anticlinal Uzum Baîr indiquent une ébauche de la structure au cours même de la sédimentation.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Cataloi.

1, Quaternaire (Loess); 2, Ladinien - Carnien (a, calcaires grisâtres; b, microconglomérat arkosien); 3, Anisien (calcaires dolomitiques); 4, Werfénien (a, schistes et calcaires; b, grès argileux et siltites; c, conglomérats); 5, Silurien (métamorphisme incipient); a, schistes ardoisiers; b, quartzites noirs; 6, Paléozoïque inférieur (schistes épimétamorphiques; a, schistes et quartzites sériciteux; b, complexe métapsammique); 7, schistes métamorphiques de contact (schistes micacés biotitiques); 8, roches éruptives paléozoïques (a, roches porphyriques; b, roches effusives basiques; c, granites); 9, direction et pendage de la stratification; 10, direction et pendage du clivage; 11, clivage vertical; 12, microplis avec le sens de l'affaissement axial; 13, calcaires à brachiopodes et conodontes; 14, faille.

STRATIGRAFIE

NOI PUNCTE FOSILIFERE TRIASICE
ÎN SINCLINALUL RARĂULUI¹⁾

DE

V. MUTIHAC²⁾

Abstract

New Triassic Fossiliferous Points in the Rarău Syncline.
New Triassic fossiliferous limestones of Hallstat limestone type, silexite bearing limestones and reef-limestones with Brachyopods have been discovered in the Rarău syncline, belonging to the Mesozoic crystalline zone of the Eastern Carpathians. On the basis of these facts some reflections are made on the possibilities to explain the tectonics of this area.

Descifrarea structurii geologice majore a sinclinalului Rarău este legată în primul rînd de stabilirea succesiunii stratigrafice a depozitelor antecretace, respectiv a depozitelor jurasice și triasice. Se poate afirma că pînă în prezent nu s-a ajuns la un punct de vedere unitar în această privință și în consecință cele două păreri (existența unei succesiuni stratigrafice normale și suprapunerea a două faciesuri sincrone heteropice) continuă să rămînă încă ipotetice.

Dificultatea rezolvării integrale a problemei constă în faptul că o bună parte din depozitele jurasice și triasice apar sporadic și cu extinderi relativ reduse, de cele mai multe ori prinse în masa formațiunilor argiloase de vîrstă cretacică, ce alcătuiește umplutura sinclinalului, încît stabilirea raporturilor stratigrafice inițiale este foarte greu de făcut.

Dacă la acestea se adaugă observația că dezvoltarea predominant calcaroasă a depozitelor triasice și jurasice duce adesea la frecvențe convergențe de facies, se înțelege că descoperirea oricărui nou punct fosilifer își

¹⁾ Comunicare în ședință din 5 februarie 1965.

²⁾ Inst. Geologic, Șos. Kiseleff 55. București.

are importanță să și ne apropi cu încă un pas de stabilirea mai riguroasă a stratigrafiei depozitelor antecretacice.

În cele ce urmează se vor prezenta cîteva noi puncte fosilifere triasice care lămuresc în parte unele probleme de stratigrafie.

Primele puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarău au fost menționate încă de K. P a u l (1876), pe pîrîul Cailor, la nord de Pojorîta unde, într-o galerie, deasupra unor jaspuri roșii și mafalide care repauzează pe dolomite, s-au întîlnit calcare roșii (3—4 m grosime) foarte fosilifere.

Se mentionează : *Posidonomyia wengensis* W i s s m., *Daonella lommeli* W i s s m., *Trachyceras archelaus* L a u b., *Sageceras walteri* M o j s., *Lytoceras wengense* W i s s m., *Arcestes* sp., *Daonella reticulata* M o j s., *D. pichleri* G ü m b., *D. pauli* M o j s., *Pecten* sp.

Un alt punct fosilifer, tot în imprejurimile Pojorîtei a fost descoperit de B. W a l t e r din care E. M o j s i s o v i c s (1879) a determinat o asociație de faună destul de bogată.

Trachyceras aon M ü n s t., *T. nodosocostatum* K l i p., *Arpadites furcatus* M o j s., *A. orientalis* M o j s., *Monophyllites aonis* M o j s., *Sageceras carpathicum* M o j s., *Lobites hypsocarenus* M ü n s t., *Cladiscites striatulus* M ü n s t., *Joanites joanis austriae* K l i p., *Arcestes reyeri* M o j s., *Orthoceras* sp., *Halobia* sp., *Entrochus* sp.

După cum se observă, în locurile indicate pînă acum, este vorba de calcarale de Hallstatt (Ladinianul în primul caz și Ladinianul și Carnianul inferior în cel de al doilea caz).

Dacă la acestea se mai adaugă ivirea de strate de Werfen de pe Valea Seacă menționată de V. U h l i g (1910), din care G. M e r h a r d a determinat o asociație faunistică caracteristică :

Myophoria costata Z e n k., *Pseudomonotis venetiana* H a u e r, *Turbo rectecostatus* H a u e r;

Se constată că acestea sunt singurele puncte fosilifere triasice ce se cunoșteau în sinclinalul Rarăului, pînă în ultimul timp.

De reținut este faptul că în cercetările ulterioare nu s-au mai găsit aceste puncte fosilifere (probabil că au fost exploatațe), și nici alte iviri care să ofere cel puțin parte din asociațiile faunistice găsite de autorii menționați încît, toate considerațiile care s-au făcut asupra poziției calcarelor în facies de Hallstatt, s-au făcut aproape în toate cazurile numai pe baza celor consemnate de autorii de la sfîrșitul secolului trecut, fără a se putea verifica într-un fel sau altul observațiile lor.

Cercetări recente au dus la descoperirea unor noi puncte fosilifere, însă majoritatea în depozite de alt tip. Așa, de exemplu, calcarale cu accidente silicioase de sub Piatra Zimbrului, cu *Daonella indica* B i t t. și *Halobia styriaca* M o j s. (D. P a t r u l i u s, G r. P o p e s c u, 1960).

Aceiași autori menționează marnocalcarele și sisturile marnoase cu *Montis salinaria* Haue, de lîngă Piatra Hăginișului (1964). Într-un singur loc, sub Piatra Zimbrului, s-au găsit calcare roșii, a căror vîrstă triasică a fost dovedită doar pe baze micropaleontologice (V. Mutihac, Elena Mirăuță, 1964).

În cursul cercetărilor din ultimii ani, în regiunea de la nord de Pojorîta, autorul a reușit să descopere noi iviri de calcare de Hallstatt, care au furnizat o asociație de faună foarte bogată și variată. Acestea au fost identificate între cursul superior al pîrîului Timen, care se varsă în rîul Moldova în dreptul localității Fundul Moldovei și pîrîul Măceșului, affluent pe dreapta al văii Sadova la nord de satul cu același nume.

Primul punct fosilifer este situat aproape de obîrșia pîrîului Timen, pe partea stîngă a acestuia, în imediata apropiere a văii. Terenul fiind despădurit, deschiderea atrage atenția de la distanță, observîndu-se pe o suprafață de mai mulți zeci de metri o carieră în care calcarele roșii ies în evidență. Analizate de aproape, în deschidere apar calcare albicioase diaclazate, între care se interpun calcare stratificate ce suportă la rîndul lor calcare roșii alterate. Alternanța se repetă. Judecînd după aspectul litologic, aceste calcare se asemănată pînă la identitate cu calcarele triasice de la Agighiol din Dobrogea de nord.

În carieră nu se poate stabili o succesiune riguroasă a depozitelor. Se observă clar însă că este vorba de o klippă de dimensiuni apreciabile, care în bună parte a fost exploarată. Raporturile cu formațiunile subjacente nu sunt evidente, dar fără îndoială că, calcarele klippei vin în contact anormal cu formațiunea argiloasă din umplutura sinclinalului. În linie dreaptă, ivirea aceasta de calcare este la cca 500 m de limita cu dolomitele de pe flancul vestic. Pe distanță aceasta se poate presupune că destulă certitudine că sub acoperișul de sol este formațiunea argiloasă de vîrstă cretacică.

Calcarele ce apar în această carieră sunt bogate în fosile și s-au putut determina pînă acum următoarele forme :

- Orthoceras dubium* Haue
- Orthoceras campanile* Mojs.
- Nautilus zinae* Hiraghi.
- Joanites klipsteini* Mojs.
- Joanites stefanescui* Kitt.
- Juvavites (Anatomites) aff. compressus* Mojs.
- Megaphyllites jarbas* Mojs.
- Arcestes conf. sinensis* Mojs.

- Arcestes* af. *ciceronis* M o j s.
Pinacoceras sp.
Ptychites sp. din grupul *P. megalodiscus*
Halorella curvifrons Q u e n s t.
Spiriferina halobiarum B i t t.
Pseudomonotis aff. *ochotica* R e y s.
Halobia aff. *styriaca* M o j s.
Daonella sp.

Formele găsite sănt mult mai numeroase, însă parte din ele nu se pretează la o determinare riguroasă.

Cu privire la vîrsta acestor calcare se constată că majoritatea formelor indică Carnianul. Alături de acestea, unele din ele, ca : *Juvavites compressus*, *Pseudomonotis ochotica* și *Halorella curvifrons* sănt forme noriene. Prezența Ladinianului nu este dovedită cu certitudine, dar probabil că este în parte reprezentat.

Al doilea punct fosilifer se găsește pe versantul drept al pîriului Măcesului. Aici, apar mai multe iviri de diabaze. În una din ele se întîlnesc numeroase blocuri de calcar de diverse dimensiuni, de la cîțiva centimetri pînă la 1 m. Sânt mai multe varietăți de calcar, astfel: calcar roșii fine de tip Hallstatt, calcar compacte cu accidente silicioase cum se întîlnesc și în culmea Popchii Rarăului și calcar albe cu brachiopode.

În calcarele roșii de tip Hallstatt s-a găsit :

- Amauropsis* sp.
Worthenia sp.
Collonia (?) *plicicostata* K i t t.
Natica (?) *klipsteini* H o e r n.
Heterocosmia sp.
Monotis salinaria B r o u n.
Megaphyllites obolus M o j s.
Placites myophorum M o j s.
Halobia (?) *paralineata* K i t t.

În calcarele cu accidente silicioase s-a identificat :

Daonella moussonii M e r.

Din calcarele albe recifale s-a determinat :

- Placites polydactylus* M o j s.
Spirigera quadriplecta M ü n s t.
Rhynchonella lycodon B i t t.

Nucleatula styriaca Bitt.

Terebratula praepunctata Bitt.

Rhynchonella sp.

În privința vîrstei acestor calcare remaniate în diabaze, ținind seama de faunele menționate, se poate conchide că, calcarele cu accidente silicioase aparțin Ladinianului, iar calcarele roșii fine și calcarele cu brachio-pode reprezintă Norianul.

Înainte de a se face unele considerații de ordin stratigrafic și tectonic trebuie amintite încă două fapte și anume :

In diverse puncte, autorul a identificat, la baza dolomitelor, nivelul fosilifer de la Azodul Mare, menționat de I. Atanasiu în regiunea Tulgheș. Astfel pe flancul extern al sinclinalului acesta apare la sud de Valea Caselor pe culmea dintre această vale și valea Șandru, iar pe flancul vestic a fost găsit, în toată zona, începînd din valea Tătarca spre nord. Din formele destul de rău conservate s-a putut determina *Pecten discites* Sch. și *Myophoria costata* Zenk.

Pe valea Tătarca, autorul a descoperit, deasupra dolomitelor, calcar detritice ce se extind mult spre nord, în care s-a identificat printre altele, *Entolium demissum* Phil., *E. spathulatus* Rosem., *Chlamys*, pecteni și belemniti, forme ce situiază depozitele ce le conțin în Dogger¹⁾.

Din cele arătate se pot trage o serie de concluzii certe și se pot face și o seamă de speculații nu lipsite de interes. În acest sens se poate conchide :

Prezența nivelului de la Azodul Mare în baza dolomitelor din sinclinalul Rarăului, atestă vîrsta triasică a acestora și înălătură definitiv presupunerea că dolomitele ar fi permiene (M. Ilie, 1956).

Prezența calcarelor de vîrstă noriană în diabaze demonstrează existența unor eruptiuni diabazice de vîrstă post-triasică, foarte probabil cretacică.

Descoperirea Doggerului fosilifer în loc, arată că parte din Jurasicul mediu în regiune este autohton și se instalează după o fază de eroziune, marind o transgresiune importantă și totodată începutul unui nou ciclu de sedimentare.

În afara de aceste concluzii care rămîn fapte de necontestat, descoperirea klippei de calcar de Hallstatt menționată, permite să se facă anumite reflecții asupra modului de interpretare a tectonicii majore a regiunii.

¹⁾ V. Mutihac. Considerații asupra Doggerului din sinclinalul marginal Rarău-Breaza. Comunic. prezentată la Acad. R.P.R. 1964.

Se știe că ideea existenței a două faciesuri sincrone heteropice suprapuse în sinclinalul Rarăului a rezultat în urma constatării că, în afara de dolomitele cu conglomerate în bază și jaspuri roșii deasupra, presupuse a reprezenta o succesiune neîntreruptă, în regiune s-au găsit blocuri și klippe izolate, a căror poziție stratigrafică în succesiune normală nu a putut fi găsită. De aici interpretarea unei structuri în pînză, a regiunii (V. Uhlig, 1910).

K. Paul menționează încă din 1876, că pe Pîrîul Cailor, calcarele de Hallstatt urmează deasupra unor jaspuri roșii.

Recent, G. r. Popescu și D. Prătulius (1964) presupun, spre deosebire de V. Uhlig, că Triasicul în faciesul calcarelor de Hallstatt ar putea să fie autohton, în timp ce alte klippe, ca cea de la Piatra Zimbrului, Popchii Rarăului, Piatra Hăgħinișului, (calcare cu accidente silicioase și calcare albe masive) sunt considerate de autorii menționați ca alohtone, fiind aduse din zone mai vestice și însedimentate în wildflișul barremian-apțian. În sprijinul afirmației că Triasicul de Hallstatt este autohton, ei menționează observația lui K. Paul de pe Pîrîul Cailor și în plus aduc o constatare proprie, anume că pe versantul nordic al rîului Moldova, în imprejurimile Pojorîtei, apar calcare roșii pe care, cu oarecare rezervă, le consideră în loc.

Admiterea Triasicului în facies de Hallstatt, autohton, nu este dictată atât de observațiile menționate cît mai ales de faptul că în conglomerele de Muncelu de vîrstă valanginian-hauteriviană se întâlnesc remanente blocuri de calcar de Hallstatt. În felul acesta ideea transportării acestora din zone mai vestice în Cretacicul mediu, cum presupunea V. Uhlig, nu mai putea fi susținută.

Pentru restul klippelor triasice, argumentul adus de diversi autori, în sprijinul originii lor alohtone se bazează mai ales pe constatarea că nu au o poziție stratigrafică bine stabilită, fiind prinse în depozitele cretacice și că nu au fost găsite în loc.

La acest mod de a privi lucrurile se poate face observația că și calcarele de Hallstatt, din autohton, pe valea Timen, apar sub forma unei klippe, aşa dar simplul fapt că o bună parte din calcarele triasice se găsesc sub formă de blocuri sau klippe izolate nu este argumentul suficient și hotărîtor pentru admiterea în sinclinalul Rarăului a unui Triasic alohton. Mai mult încă, prezența acestora în diabaze de vîrstă cretacică pune și mai mult sub semnul întrebării ideea care admite deplasarea unei importante mase de depozite de undeva dinspre vest, în timpul Cretacicului.

PLANŞA I

PLANŞA I

Fig. 1 a,b. — *Ioanites stefănescui* Kittl

Fig. 2. — *Orthoceras dubium* Ha uer

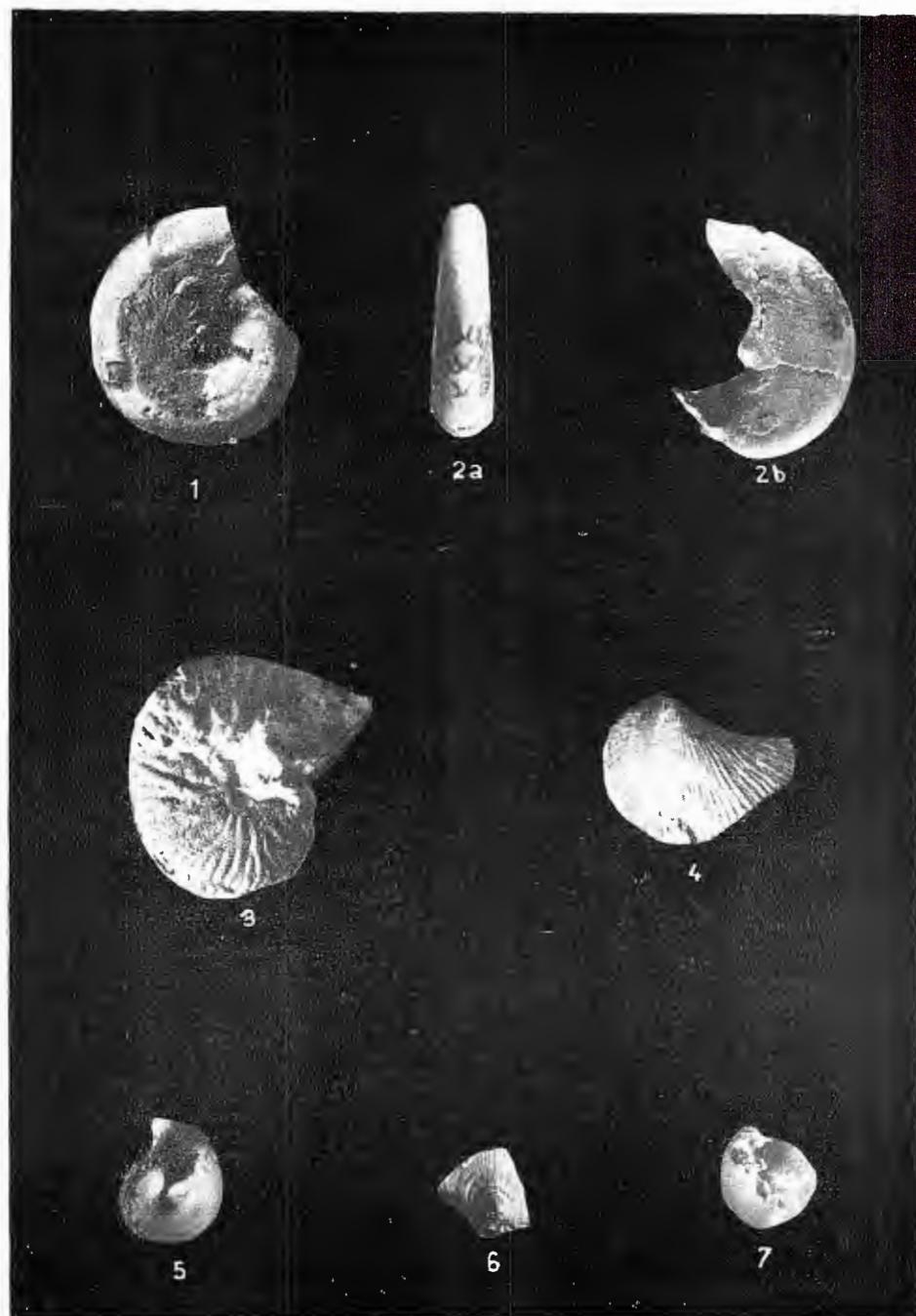
Fig. 3. — *Othoceras campanile* Mojs.



PLANŞA II

PLANŞA II

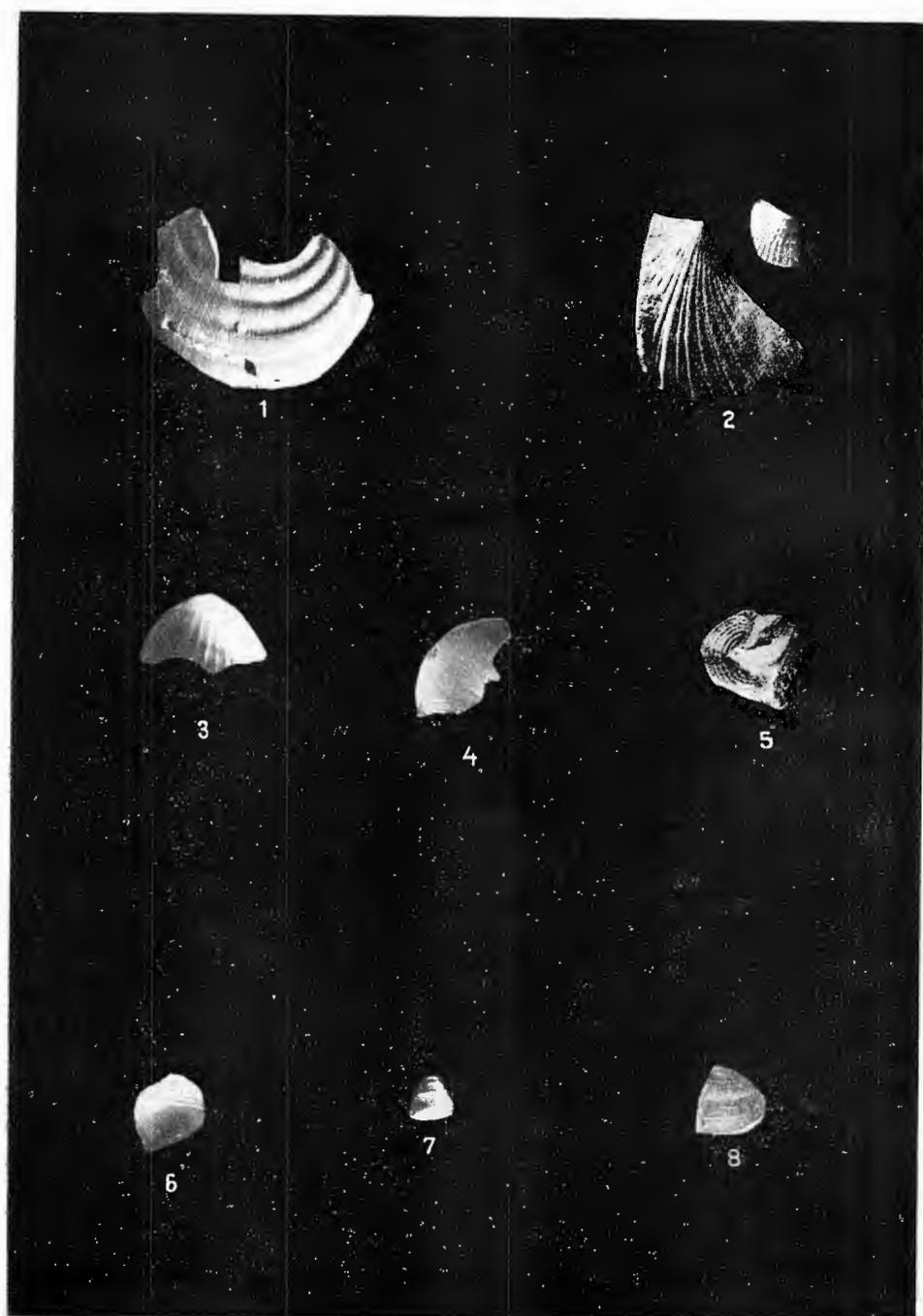
- Fig. 1. — *Placites myophorum* Mojs.
Fig. 2 a, b. — *Placites polydactylus* Mojs.
Fig. 3. — *Juvavites compressus* Mojs.
Fig. 4. — *Monotis salinaria* Bröoun.
Fig. 5. — *Megaphyllites jarbas* Münst.
Fig. 6. — *Daonella moussonii* Mer.
Fig. 7. — *Arcestes aff. ciceronis* Mojs.



PLANŞA III

PLANŞA III

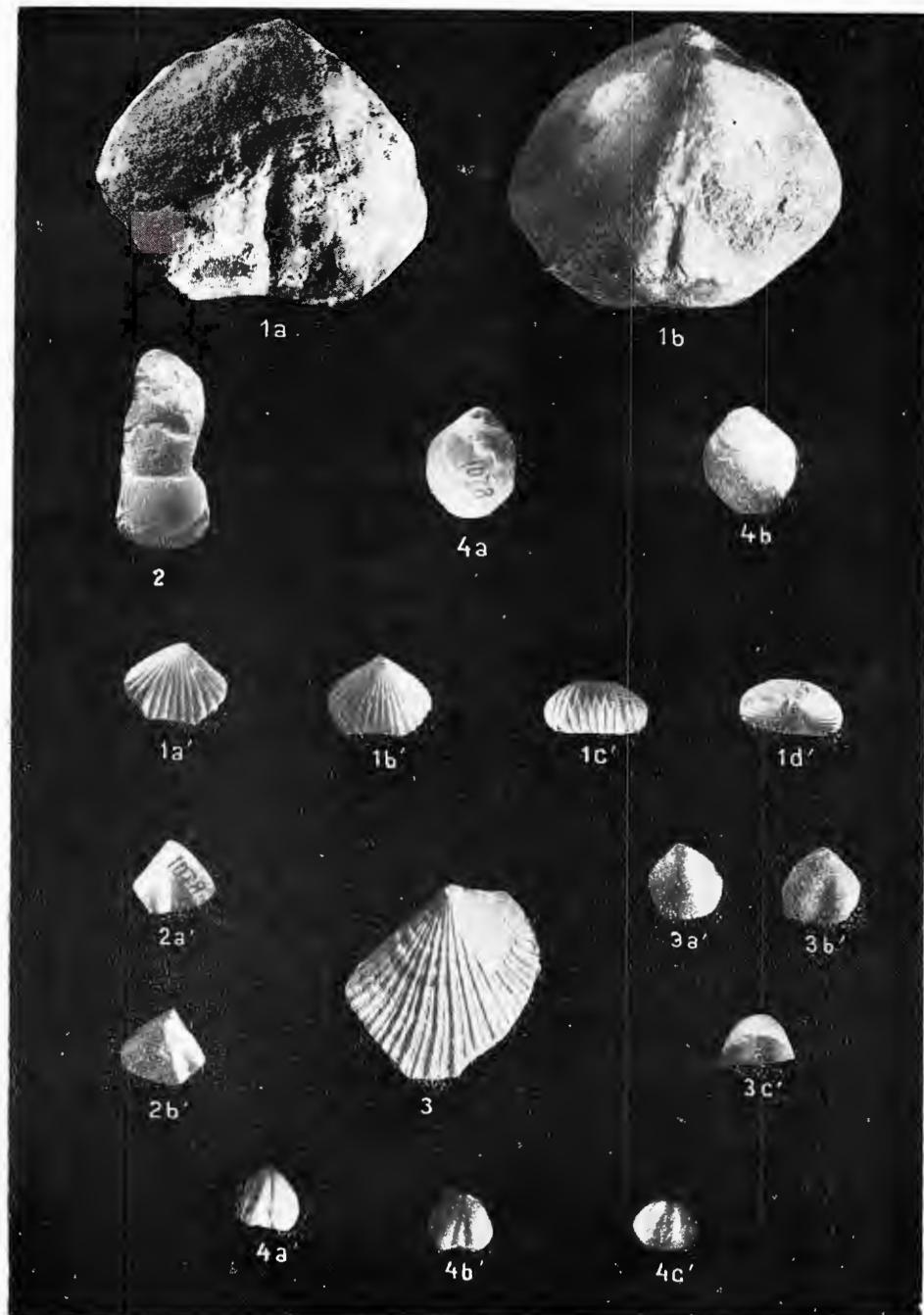
- Fig. 1. — *Halobia (?) paralineata* Kittl
- Fig. 2. — *Monotis salinaria* Broun.
- Fig. 3. — *Pseudomonotis* aff. *ochotica* Keys.
- Fig. 4. — *Megaphyllites obolus* Müns t.
- Fig. 5. — *Collonia (?) plicostata* Kittl
- Fig. 6. — *Worthenia* sp.
- Fig. 7. — *Amauroopsis* sp.
- Fig. 8. — *Natica (?) klipsteini* Haue r



PLANŞA IV

PLANŞA IV

- Fig. 1 a,b, — *Halorella curvifrons* Quenst.
Fig. 2. — *Heterocosmia* sp.
Fig. 3. — *Monotis salinaria* Broun.
Fig. 4 a,b. — *Terebratula praepunctata* Bitt.
Fig. 1 a', b', c', d'. — *Rhynchonella* sp.
Fig. 2 a', b'. — *Spirigera quadriplecta* Müns.
Fig. 3 a', b', c'. — *Nucleatula styriaca* Bitt.
Fig. 4 a', b', c'. — *Rhynchonella lycodon* Bitt.



Faptul că mai la vest de Rarău nu se cunoaște nici o zonă în care să se fi dezvoltat un Triasic în acest facies este un motiv în plus ca ideea originii alohtone a unor iviri de calcare triasice din Rarău, să fie privită cu foarte multă rezervă.

În concluzie noile fapte descoperite în sinclinalul Rarăului, par să fie în favoarea unei structuri normale a acestei regiuni. Complicațiile ce se întâlnesc ar putea să se datoreze fragmentării cuverturii jurasice și triasice într-o fază de eroziune antecretacică. O altă posibilitate de interpretare, deși temerară, ar fi admiterea existenței unei tectonici de vîrstă chimerică veche, ideie ce merită să fie luată în seamă în cercetările viitoare, cel puțin ca ipoteză de lucru.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XIII. București.
- Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău — Cîmpulungul Moldovei — Pîrul Cailor. *An. Com. Geol.* vol. XXX. București.
- Merhard G. (1910) Neue Funde aus der Trias der Bukowina. *Mitt. Geol. Gesell. in Wien.* III B.
- Mojsisovics E. (1879) Über einige neue Funde von Fossilien in den Ostkarpathen. *Verh. d.k.k. R. A.* Wien.
- Mutihac V., Mirăuță Elena. (1965) Observațiuni asupra Triasicului din Rarău. (Comunicare prelim.) *D. S. Com. Geol.* vol. L/2. București.
- Paul K. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. k. k. geol. R. A.* Wien.
- Patrulius D., Popescu Gr. (1960) Facia Wildflyscha î osadacîntă utest Bukovinii Maramureșa. *Materiali Karpato-Balkanskoi Asociației (Congresul IV)*, vol. 3. Kiev.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klipelor exotice din Rarău. (Carpații orientali). *An. Com. Geol.* vol. XXXIV/2. București.
- Uhlig V. (1910) Das Vorkommen der Werfener Schiefer in Valea Seacă bei Kimpulung, in der Bukowina. *Mitt. Geol. Gesellsch.* B. III. Wien.

NOUVEAUX POINTS FOSSILIFÈRES TRIASIQUES DANS LE SYNCLINAL DU RARĂU

PAR

V. MUTIHAC

(Résumé)

Les recherches récentes dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales (synclinal du Rarău) ont abouti à la découverte de nouvel-

les apparitions de calcaires de Hallstatt, fossilifères ; le fait n'avait plus été signalé depuis K. Paul et V. Uhlig. Une partie des calcaires de Hallstatt apparaissent sous la forme d'une klippe longue de quelques dizaines de mètres, englobée dans les schistes argileux du remplissage du synclinal, d'âge Crétacé. Ces calcaires contiennent une riche faune attestant l'âge Carnien-Norien :

Orthoceras dubium, O. campanile, Nautilus zinae, Joanites klipsteini, J. stefanescui, Juavites (Anatomites) cf. compressus, Megaphyllites jarbas, Arcestes conf. sinensis, Arcestes af. ciceronis, Pinacoceras sp., Ptychites sp. du groupe P. megalodiscus, Spiriferina halobiarum, Pseudomonotis aff. ochotica, Halobia aff. styriaca, Daonella sp.

A part les calcaires sous forme de klippes on a rencontré des calcaires rouges de Hallstatt sous forme de blocs englobés en diabase. On a récolté une riche faune d'âge Norien :

Amauopsis sp., Worthenia sp., Collonia (?) plicostata, Natica (?) klipsteini, Heterocoymia sp., Monotis salinaria, Megaphyllites obolus, Placites myophorum, Halobia (?) paralineata.

A part les calcaires de Hallstatt, dans les diabases se trouvent enclavés des calcaires à accidents siliceux, à *Daonaella moussonii* et des calcaires blancs récifaux à :

Placites polydactylus, Spirigera quadriplecta, Rhynchonella lycodon, Nucleatula styriaca, Terebratula praepunctata, Rhynchonella sp.

A divers endroits, à la base des dolomies on a identifié le niveau fossilifère d'Asodul Mare (région Tulgheş) à *Pecten discites* et *Myophoria costata*. Dans la région de Breaza, dans la vallée de Tătarca, on trouve le Dogger représenté par des calcaires détritiques à *Entolium demissum* et *E. spathulatus*.

Étayé de ces faits nouveaux, l'auteur a émis certaines considérations d'ordre stratigraphique et tectonique à savoir :

- a) L'existence du niveau à *Pecten discites* et *Myophoria costata* à la partie inférieure des dolomies, atteste l'âge Triasique de ces dernières.
- b) La présence des calcaires noriens en diabases démontre l'existence des éruptions diabasiques post-triasiques, fort probablement crétacées.
- c) La découverte du Dogger indique que le Jurassique moyen est autochtone et fait suite à une longue période d'exondation. Celui-ci marque une importante transgression et le commencement d'un nouveau cycle de sédimentation.

Au point de vue tectonique, l'apparition des calcaires de Hallstatt sous la forme de klippes devient un indice pour faire admettre dans la région une structure normale.

En tant qu'hypothèse de travail on énonce, comme possible, l'existence d'une tectonique d'âge Cimmérien ancien.

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA DEPOZITELOR
EOCENE DIN REGIUNEA HUEDIN—CĂLĂȚELE—
PĂNICENI (REGIUNEA CLUJ)¹⁾

DE

P. NIȚĂ PION, GH. VASILESCU, MAGDALENA VASILESCU²⁾

Abstract

Contribution to the Stratigraphy of the Eocene Deposits in Huedin—Călățele—Păniceni (Cluj Region). On the crystalline relief which forms the region basement, Eocene formations of marine and continental origin are deposited. The marine formations assigned to several horizons and levels, among which several are new (the marl horizon with *Corbula gallica* Lamk.; the glauconitic level) differing from the continental one for which it was impossible to establish the horizon owing to the fact that some elements as clays, conglomerates, sandstones were inconstant. The paper comprises data referring to the strata thickness, the facies variations, and the tectonics of the region. The denomination of the grey clay horizon was replaced by that of marl with *Corbula gallica* Lamk., and in the upper calcareous complex, all deposits overlaying the upper streaked clays up to the Oligocene base were included.

Cele mai vechi lucrări, care se referă la studiul depozitelor paleogenice din bazinul Transilvaniei, aparțin lui Fr. Haauer și G. Stache (1863), care încearcă să stabilească limitele dintre formațiuni. Studiile lor au fost continuante cu un caracter mai general și cu descrieri paleontologice sau stratigrafice de E. Pávay (1871), P. Rozlozník (1924), K. Hoffmann (1879, 1883, 1885) și A. Koch (1885), ultimii doi aducînd un aport deosebit în studiul amănuntit al Paleogenului. Meritul lor deosebit constă în descifrarea și stabilirea unei succesiuni stratigrafice de amănunt în cadrul acestor formațiuni.

¹⁾ Comunicare în ședință din 6 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea de Prospecții și Laboratoare, Șos. Kiseleff nr. 2, București.

Axați pe aceste lucrări de bază, S. t. Mateescu (1926), E. Szádeczky (1926) și I. Popescu-Voitești (1935), completează datele de ordin stratigrafic, făcind aprecieri asupra faciesurilor.

Un stadiu mai avansat de cunoaștere a fost realizat de Comitetul Geologic, care a inițiat lucrări de cartare detaliată în vederea întocmirii hărții geologice la scara 1 : 500 000, stabilind limitele geologice din cadrul depozitelor paleogene, într-o serie de rapoarte inedite dintre care numai două interesează suprafața cercetată de noi (V. Dragos¹) și Eugenia Negreanu²).

Paralel cu aceste lucrări sunt valoroase studiile executate de N. Mészáros (1960), precum și lucrarea de sinteză asupra Paleogenului din regiunea Cluj—Jibou de Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956) care clarifică în bună măsură problemele stratigrafice și tectonice ale bazinului. Autorii fac aprecieri asupra faciesurilor, lucru discutat mai puțin în lucrările anterioare, fapt care conduce la o înțelegere nouă a condițiilor de sedimentare. Plecind de la ultimele lucrări, am căutat să integrăm geologia „Golfului Călățele” în geologia de ansamblu a bazinului Transilvaniei. Am constatat însă, că anumite orizonturi și nivele, prezintă grosimi și caracteristici diferite, fapt care, alături de unele observații noi, au condus la elaborarea lucrării de față.

Stratigrafia și petrografia

A) Cristalinul. Formațiunile cristaline aparțin epizonei și mezozonei și sunt constituite dintr-o diversitate de roci, ca : sisturi cloritoase, serico-toase-cloritoase, filite, micașisturi cu biotit sau cu granați, gnaisse și cuarțite, urmărind în special partea de vest a regiunii.

Ele se dezvoltă începând din valea Bociului spre S prin vîrful Golumbăt (1055 m), dealul Podului (937 m), dealul Runcșorului (907 m), vîrful Ruginoasa (1023 m), dealul Runcului (1149 m), vîrful Ticliului, pînă în dealul Panții. Începând din vîrful Ruginoasa spre S, micașisturile se imbogătesc în granati.

Pe văile Zmercetului, Pucilor, Călata, Lazuri, Finciu, Vîlcăului, Dumbrăvi, Minăstireni, Prelucilor, Brazi, Bedeciu și Valea Mare, eroziunea îndepărtează sedimentarul, scoțînd la zi formațiuni cristaline, străbătute pe alocuri de intruziuni granitice.

¹) V. Dragos. Raport geologic asupra cercetărilor executate în regiunea Călățele—Huedin. Arh. Com. Geol. 1953.

²) Eugenia Negreanu. Cercetări geologice asupra regiunii Izvorul Crișului—Păniceni—Minăstireni. Arh. Com. Geol. 1953.

B) Eruptivul. În cadrul formațiunilor eruptive, s-a pus în evidență prezența unor erupțiuni de tip granitic, aparținând granitelor de tip Muntele Mare, cunoscute în literatură însă de la A. Koch (1885).

Granitele ocupă suprafețe largi, între văile Minăstireni și Rănteștilor (pe dealul Chicera 925 m, dealul Lazi 855 m, valea Podului, dealul Rănteștilor) unde apar sub un colorit variat.

La E și NE de valea Rănteștilor, granitele reapar în talvegul văilor Dosului, Racilor, Poeni și Bedeciu.

Pe valea Minăstireni, la aproximativ 2 km NNE de comuna Finciu, în masa granitelor s-au observat elemente de șisturi cristaline, remaniate, iar la contact cu formațiunile mai noi (eocene), nu sunt vizibile fenomene de contact.

C) Stratigrafia depozitelor eocene. Plecind de la concluziile stabilită în orizontarea depozitelor paleogene de către cercetătorii anteriori (K. Hoffmann, 1879, 1883, 1885; A. Koch, 1885; Gr. Răileanu, Emilia Saulea 1856) am adoptat pentru regiunea Huedin—Călățele—Păniceni, următoarea schemă stratigrafică: seria argilelor vărgate inferioare; seria marină inferioară; seria argilelor vărgate superioare, seria marină superioară.

Seria argilelor vărgate inferioare. Datorită caracterului pestriț dat de intercalăriile argiloase, cărămizii și vișinii cu argile și nisipuri cenușii și verzui, Seria argilelor vărgate inferioare, a fost denumită de A. Koch încă din 1885, „seria pestriță inferioară”. Ea cuprinde pe lîngă argilele roșii sau cărămizii și nisipuri verzui și cenușii, gresii, conglomerate și calcare cu caracter lenticular.

Datorită acestui caracter în cadrul seriei, nu s-au putut face împărțiri pe orizonturi, conglomeratele și calcarele reprezentând doar accidente locale, necorelabile.

Singurul nivel mai constant ca poziție stratigrafică s-ar părea să fie un calcar de culoare albă, nefosilifer, de apă dulce întîlnit atât pe valea Mărgăului (0,40 m grosime) cât și pe afluenții stângi ai pîraielor Dumbrăvii (1,5 m grosime) și Văleni (0,5 m grosime), la 10—20 m sub limita inferioară a orizontului cu *Anomia*.

În regiuni învecinate, la Agîrbiciu¹), Luna de Sus²) și Rona (Gr.

¹⁾ I. Drăghindă. Raport asupra regiunii Gilău—Căpuș. Arh. Com. Geol. 1953.

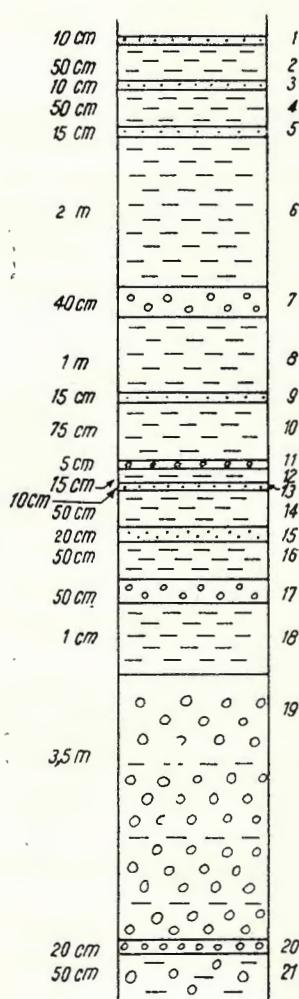
²⁾ P. Niță Pion. Raport de sinteză privind prospecțiunile de detaliu pentru fier în regiunea Săvădisla—Lita—Băisoara. Arh. Com. Geol. 1962.

Răilea 1956), același calcar prezintă o poziție stratigrafică asemănătoare (spre partea superioară a seriei).

Grosimea întregii serii nu depășește 150 m.

Pentru a ilustra succesiunea „Seriei vărgate inferioare” redăm mai departe cîteva profile pe văile mai reprezentative. Astfel, pe valea Făgetel s-au putut observa depozitele bazale, constituite din conglomerate și microconglomerate (4 m grosime), în care predomină elemente aparținind Cristalinului, peste care stau argile cenușii și galbene sau roșcate-cărămizii cu intercalații de gresii și conglomerate cu aspect lenticular (fig. 1).

Pe pîrful Vălcăului și pîrful Dumbrăvii s-au întîlnit gresii silicioase



galbene și cenușii în plăci, cu intercalații argiloase (de 1,5 m grosime) sau microconglomerate cu elemente silicioase, care suportă gresii gălbui grosiere (7 m grosime).

Caracterul lentiliform al conglomeratelor apare pregnant pe pîrful Făgetel, unde se constată variații în grosime de la W spre E.

Depozitele seriei vărgate inferioare din regiunea cercetată, prezintă un caracter tipic continental cu episoade lacustre, puse în evidență de calcarele vacuolare de apă dulce, specifice acestor depuneri.

Fig. 1.—Coloană în depozitele argilelor vărgate inferioare (pîrul Făgetel).

1, gresie silicioasă dură; 2, argile cenușii și galbene; 3, gresie silicioasă dură; 4, argile cărămizii; 5, gresie silicioasă dură; 6, argile cărămizii și cenușii; 7, conglomerate cu elemente de cristalin, 8, argile cenușii și cărămizii; 9, gresie silicioasă dură; 10, argile roșcate; 11, microconglomerate cu elemente verzi; 12, argile nisipoase roșcate; 13, gresie silicioasă dură; 14, argile cărămizii; 15, gresie silicioasă dură; 16, argile cenușii; 17, microconglomerate cu elemente de cristalin; 18, argile cenușii și galbene; 19, conglomerate bine cimentate cu intercalații de argile; 20, microconglomerate verzi; 21, blocuri și fragmente de cristalin alterat.

Colonne dans les dépôts des argiles bariolées inférieures (ruisseau Făgetel).

1, grès siliceux dur; 2, argiles grises et jaunes; 3, grès siliceux dur; 4, argiles rouge-brique; 5, grès siliceux dur; 6, argiles grises et rouge-brique; 7, conglomérats à éléments de cristallin; 8, argiles grises et rouge-brique; 9, grès siliceux dur; 10, argiles rougeâtres; 11, microconglomérats à éléments vert; 12, argiles sablonneuses rougeâtres; 13, grès siliceux dur; 14, argiles rouge-brique; 15, grès siliceux dur; 16, argiles grises; 17, microconglomérats à éléments de cristallin; 18, argiles grises et jaunes; 19, conglomérat bien cimentés à intercalations d'argiles; 20, microconglomérat vert; 21, blocs et fragments de cristallin altéré.

Seria marină inferioară. Așa cum ne este cunoscută din literatură (K. Hofmann, 1879, 1883, 1885); A. Koch (1885), Gr. Răileanu și Emilia Saulea (1956), Seria marină inferioară înglobează formațiuni care prin caracterul lor specific marin, se deosebește net de seria descrisă anterior.

Ea cuprinde următoarele patru orizonturi :

Orizontul cu *Anomia*; orizontul cu *Nummulites perforatus*; orizontul marnelor și calcarelor cu *Corbula gallica* L a m k.; orizontul calcarului grosier inferior.

Orizonturile citate se deosebesc de împărțirea făcută anterior de A. Koch (1885), care în stratele cu *Nummulites perforatus* separă orizontul gipsului inferior și al calcarelor cu *Anomia*, orizontul inferior de marne cu moluște, bancul cu *N. perforatus*, orizontul mijlociu de marne cu moluște, precum și orizontul superior de calcare marnoase cu moluște.

Tot A. Koch (1885) mai separă în cadrul calcarului grosier inferior și un orizont cu *Ostrei*, alături de orizontul calcaros propriu-zis.

Orizontul cu Anomia. Orizontul cu *Anomia*, cuprinde depozite atât lagunare cât și marine. În cuprinsul lui s-a observat constanța unor pachete și nivele reper ce vor fi descrise în cele ce urmează :

C o m p l e x u l c u g i p s u r i. În regiunea golfului Călățele complexul cu gipsuri, reprezintă un pachet de strate, gros de aproximativ 10–20 m, bine individualizat (amontul valea Finașilor, punctul Izvorul Cioroiul Rece), constituit în bază din marne cu intercalații subțiri de calcare și conglomerate, peste care se instalează depozite de tip lagunar, cu gipsuri masive, lenticulare, prinse în argile de culoare cenușiu-verzuie.

Depozitele amintite trec lateral în marne fine, cenușii sau vinete, în marno-calcare și calcare, uneori cu aspect litografic, în lumașele sau calcară lumașelice cu crustacei.

Cu totul accidental, la partea superioară, s-au întîlnit lentile subțiri de gips (dealul Ulciorușul în apropierea localității Călățele și versantul NW al dealului Molătău în apropierea localității Văleni).

Alteori, (sub cota 696 m la N de localitatea Bedeciu) peste complexul cu gipsuri, s-au întîlnit marne vinete și cenușii cu intercalații de calcare, suportind un nivel lumașelic ce conține, pe lîngă echinide, numeroase moluște, în care predomină forme de *Gryphaea* și *Ostrea*.

F a c i e s u l t i p i c m a r i n a l o r i z o n t u l u i c u *Anomia*. În cadrul faciesului tipic marin al orizontului cu *Anomia* se întâlnesc argile și marne în parte glauconitice, marno-calcare, calcare și lumașele, în care s-au deosebit trei subunități, prima cu valoare de pachet (pachetul marne-

lor, marno-calcarelor și calcarelor cu *Anomia*), ultimele cu valoare de nivele (nivelul lumașelic cu ostrei și echinoizi și nivelul glauconitic).

Pachetul marnos-calcaros cu *Anomia*. Pachetul marnos-calcaros cu *Anomia* cuprinde marne, marno-calcare și calcare cu *Anomia*, *Psammobia* sp., *Diplodonta* sp., *Natica* sp., forme care reprezintă prima asociație marină din depozitele eocene, situate peste argilele vărgate inferioare. Grosimea întregului pachet oscilează între 2–18 m prezentând numeroase variații de facies. În regiunea cercetată, partea bazală a pachetului este bine deschisă în valea Vîlcăului unde, peste seria vărgată inferioară, se instalează calcare compacte, care suportă conglomerate și nisipuri cu intercalații de calcare.

Nivelul lumașelic cu ostrei și echinoizi. Nivelul lumașelic cu ostrei și echinoizi reprezintă unul din cele mai caracteristice nivele ale orizontului cu *Anomia*. El se plasează, de obicei, spre partea superioară a orizontului (aproximativ la 2–4 m sub orizontul cu *Nummulites perforatus*) și este reprezentat printr-un lumașel cenușiu bine cimentat, cu ciment argilo-calcaros (2–4 m grosime). După fauna sa caracteristică, acest nivel poate fi ușor de identificat. Formele care abundă sunt raportate în special genurilor *Gryphaea* și *Ostrea*. Nivelul a fost echivalat cu bancul cu Ostrei descris de G. r. Răileanu și Emilia Saulea (1956) din care, în regiunea noastră, lipsesc Ostreidele de talie mare ca *Gryphaea eszterházyi* Páv. De asemenea, el a fost asemuit cu „orizontul bancului inferior cu Ostrei” al lui A. Koch (1885). Din cadrul acestui nivel s-au recoltat forme de *Euspatangus* cf. *rostratus* d’Arch., crustacei, lamelibranchiate și gasteropode de talie mică și mijlocie.

Nivelul glauconitic. Nivelul glauconitic reprezintă termenul final al orizontului cu *Anomia*, fiind constituit din nisipuri, argile și marne nisipoase sau gresii glauconitice, cu o grosime variabilă, cuprinsă între 0,3 și 1 m.

Importanța lui stratigrafică a fost reliefată în ultima vreme după descoperirea zăcământului oolitic-limonitic de la Căpușul Mic, cînd s-a constatat prezența lui pe suprafețe largi.

În regiunea cercetată, nivelul glauconitic prezintă conținuturi scăzute în fier. Nivelul este bine individualizat la NE de localitatea Bedeciu (gros între 0,30–0,45 m) și în valea Podului (la aproximativ 500–600 m S și SW de localitatea Minășturul Românesc). Marnele cenușii, nisipoase, glauconitice (groase pînă la 0,80 m) (fig. 2) reprezintă un bun nivel stratigrafic.

Fig. 2.—Coloană în depozitele cu *Anomia* (Valea Podului).

1, microconglomerat friabil cu numuliți de talie mică; 2, calcare grosier cu numuliți de talie mică; 3, marne cenușii, nisipoase, glauconitice; 4, calcar gălbui și cenușiu; 5, marne cenușii; 6, calcare gălbui fosiliere cu moluște; 7, calcare cenușii cu moluște; 8, marne cenușii; 9, marne tufacee albe; 10, argile cenușii și roșii.

Colonne dans les dépôts à *Anomia* (Valea Podului).

1, microconglomérat friable à Nummulites de petite taille; 2, calcaires grossiers à Nummulites de petite taille; 3, marnes grises, sableuses, glauconitiques; 4, calcaire jaunâtre et gris; 5, marnes grises; 6, calcaires jaunâtres fossilières à Mollusques; 7, calcaires gris à Mollusques; 8, marnes grises; 9, marnes tufées, blanches; 10, argiles grises et rougeâtres.

Glauconitul trece uneori pe verticală în baza orizontului cu *Nummulites perforatus*, unde apare ca ciment într-un lumașel cu numuliți de talie mică, prezentând un colorit verde caracteristic.

Orizontul cu Nummulites perforatus Montf.

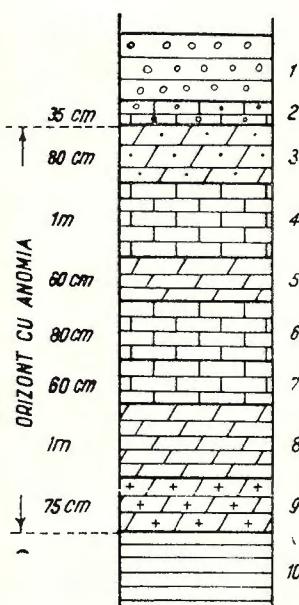
Orizontul cu *Nummulites perforatus* prezintă o grosime relativ redusă (8–12 m) și este reprezentat prin lumașele cu *Nummulites perforatus* Montf. sau marne galbene-verzui, unde în afara formei menționate s-au întîlnit și numuliți de talie mică de tipul *Nummulites striatus* Burgeu și re.

Importanța acestui orizont a fost subliniată încă din anul 1863 de către Fr. Haue și G. Stache, care l-au separat sub denumirea de „marnele cu *perforata*”.

În regiunea cercetată, orizontul cu *Nummulites perforatus* a fost pus în evidență în partea centrală și sudică a perimetrului, fiind mai bine individualizat la S de localitățile Văleni și Minăstireni (pe pîrful Văleni, pe viroagile ce vin de la N de dealul Șoimul, pe afluenții văii Podului, fig. 3). Aici în baza orizontului s-au observat microconglomerate cu numuliți de talie mică, (de 0,40 m grosime) suportind un pachet numulitic (de 0,5 m grosime). Deasupra, succesiunea se continuă prin marne nisipoase cenușii (1 m grosime) și printr-un lumașel destul de caracteristic, cu *Nummulites perforatus*.

Uneori, baza orizontului este marcată de apariția unui nivel nisipos, argilo-calcaros, grezos sau microconglomeratic, cu glauconit, acesta reprezentând continuitatea pe verticală a glauconitului întîlnit la partea superioară a orizontului cu *Anomia*.

Observațiile făcute recent, asupra poziției numulișilor din regiunea Minăsturi, au arătat că stratele cu numuliți stau normal peste depozitele



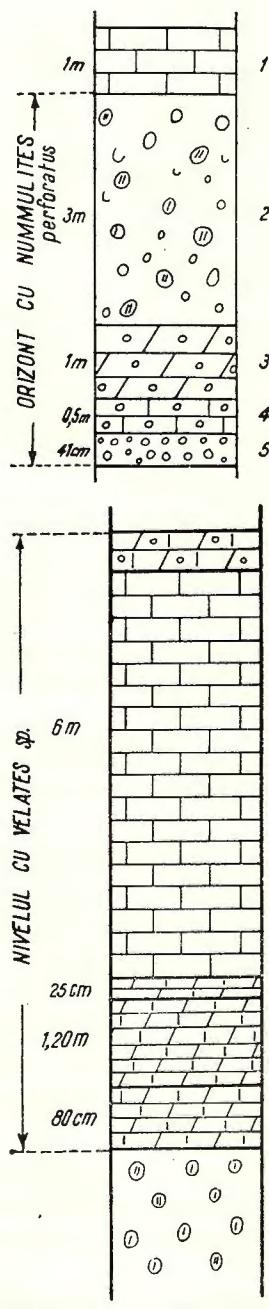


Fig. 3. — Coloană în depozitele cu *Nummulites perforatus* (afluenții văii Podului).

1, calcare galbene, în plăci cu mulaje de Gasteropode (*Velates* sp.); 2, lumășel cu *Nummulites perforatus* și *Nummulites striatus*; 3, marne galbene, nisipoase, cu numuliți de talie mică; 4, calcar nummulitic; 5, microconglomerate cu numuliți de talie mică și moluște.

Colonne dans les dépôts à *Nummulites perforatus* (affluents de Valea Podului).

1, calcaires jaunes, en plaques à moulage de Gastéropodes (*Velates* sp.); 2, lumache à *Nummulites perforatus* et *Nummulites striatus*; 3, marnes jaunes, sableuses, à *Nummulites* de petite taille; 4, calcaire nummulitique; 5, microconglomérats à *Nummulites* de petite taille et Mollusques.

cu *Anomia* fără să se observe discordanțe, iar prezența lor anormală peste Cristalin indicată de cercetătorii anteriori se datorează unor alunecări locale de teren.

Orizontul marnelor și calcarelor cu Corbula gallica La m k. = *Orizontul aroilelor cenusii*. Între orizontul cu numuliți și cel al calcarului grosier inferior, se interpune un pachet de strate (gros de aproximativ 40–100 m), constituït în bază din marne, marno-calcare și calcare albe-gălbui, fosilifere, de 1,5–10 m grosime (cu valoare de orizont după V. Dragoș¹⁾), în care abundă mulaje de *Corbula gallica* La m k. și *Velates* sp. sau exemplare de numuliți (fig. 4) și care suportă marne cenușii și vinete, mai nisipoase pe măsură ce ne apropiem de partea superioară a orizontului.

Fig. 4. — Coloană în nivelul cu *Velates* sp. (dealul Șoimul).

1, marnocalcare cu numuliți de talie mică; 2, calcare galbui, albicioase, în plăci cu resturi de gasteropode (*Velates* sp.) și echinoizi; 3, marnocalcare; 4, marne dure cu trecere spre marnocalcare fosilifere, cu resturi de gasteropode (*Velates* sp.); 5, marnocalcare fine cu gasteropode (*Velates* sp.) și lamellibranchiate (*Corbula* sp., *Ostrea* sp.); 6, lumășel cu *Nummulites perforatus striatus* etc.

Colonne dans le niveau à *Velates* sp. (colline Șoimul).

1, marnocalcaires à *Nummulites* de petite taille; 2, calcaires jaunâtres, blanchâtres, en plaques à débris de Gastéropodes (*Velates* sp.) et Echinoïdes; 3, marnocalcaires; 4, marnes dures à transition vers des marnocalcaires fossilières, à restes de Gastéropodes (*Velates* sp.); 5, marnocalcaires fins à Gastéropodes (*Velates* sp.) et Lamellibranches (*Corbula* sp., *Ostrea* sp.); 6, lumășel à *Nummulites perforatus striatus* etc.

1) Op. cit. pag. 302.

Fig. 5. — Orizontul marnelor și calcarelor cu *Corbula gallica* Lam k. și *Velates* sp. (pachetul superior).

1, marne nisipoase, cenușii, micacee, bine stratificate, cu trecere la partea superioară în nisipuri cenușii și gălbui; 2, calcare brecioase, lumașelice cu Ostrei; 3, marne, cenușii, nisipoase; 4, calcare brecioase, lumașelice, cu Ostrei; 5, gresii calcaroase, cenușii; 6, marne cenușii, cu ostrei de talie mică.

L'horizon des marnes et des calcaires à *Corbula gallica* Lam k. et *Velates* sp. (paquet supérieur).

1, marnes sableuses, grises, micacées, bien stratifiées avec transition à la partie supérieure en sables gris et jaunâtres; 2, calcaires brécheux, lumachelliques à Ostréidés; 3, marnes grises, sableuses; 4, calcaires brécheux, lumachelliques à Ostréidés; 5, grès calcaires, gris; 6, marnes grises, à Ostréidés de petite taille.

Marnele conțin cîteva intercalații de calcare gălbui (de 0,2–1 m grosime), lumașelice, în care predomină Ostreidele (fig. 5). Ele sunt în general fosilifere, cuprinzînd forme de pecteni, ostrei, echinoizi precum și numuliți de talie mică.

În partea bazală a orizontului predomină formele: *Fusus* sp., *Terebellum fusiforme* Lam k.; *Velates schmidelianus* Ch e m.; *Corbula gallica* Lam k.; *Nummulites* sp.; *Ostrea* sp.; *Pecten* sp.; *Turritella imbricata* D i x.; *Phasianella conica* S c h a f.; *Alveolina* sp.; echinoizi.

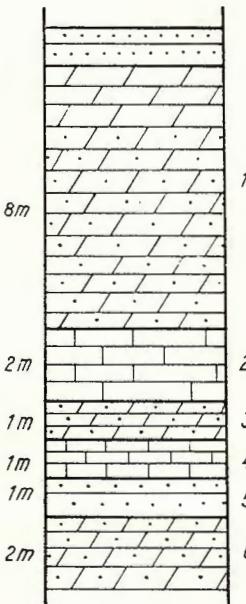
Depozitele marnoase de deasupra conțin următoarea asociație faunistică: *Pholadomya* sp.; *Cardium* sp.; *Natica* sp.; *Ostrea cimbula* Lam k., *Turritella imbricata* Lam k.; *Tapes* sp.; *Ostrea multicostata* D e s h.; *Corbula gallica* Lam k.: echinoizi.

La partea superioară a nivelului calcaros, s-au identificat nisipuri cenușii-verzui, glauconitice mai mult sau mai puțin cimentate sau argile glauconitice cu numuliți, care amintesc de nivelul ferolitic-glaucnitic întlnit în regiunea Săvădisla (P. Niță Pion, 1962).

Atât nivelul calcaros basal, cât și complexul marnos superior, prezintă variații în grosime și conținut litologic, fapt care demonstrează condiții diferite de sedimentare. În acest fel marnele, fie că sunt substituite prin gresii care capătă uneori caracter lenticular ca cele din dealul Molătău (la 1 km E de localitatea Văleni), fie că sunt înlocuite prin nisipuri și gresii, ca acelea din imprejurimile localității Bica.

Denumirea nouă dată de noi orizontului este justificată prin predominanța depozitelor marnoase, argilele lipsind uneori cu desăvîrșire.

Faptul că în perimetre învecinate (Gilău, Vlaha-regiunea Cluj) calcarele cu *Velates* au în bază 15–20 m strate, reprezentate prin marne vinete, verzuie, fosilifere, cu Ostrei, asemănătoare marnelor cu Ostrei de-



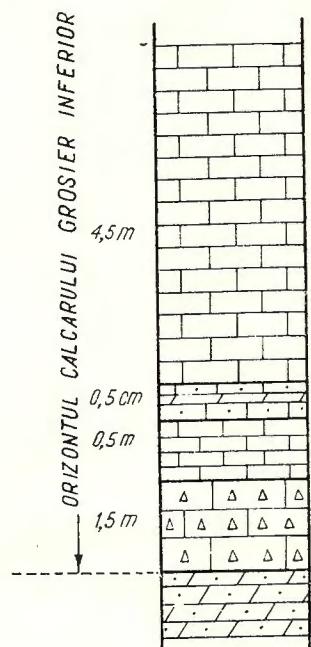


Fig. 6. — Coloană în depozitele calcarului grosier inferior (Valea Șipot).

1, calcare galbene; 2, grezo-calcare șistoase, gălbui, cu intercalări de marne galbene; 3, calcare galbene, compacte, fosilifere; 4, calcar brecios, lumachellic; 5, marne cenușii, micacee.

Colonne dans les dépôts du calcaire grossier inférieur (Valea Șipot).

1, calcaires jaunes; 2, gréso-calcaires schisteux, jaunâtres, à intercalations de marnes jaunes; 3, calcaires jaunes, compactes, fossilifères; 4, calcaire brécheux, lumachellique; 5, marnes grises, micacées.

scrise de V. Dragos¹⁾ deasupra orizontului cu *Velates*, sătem determinați să considerăm aceste calcare ca o intercalație în ceea ce denumim noi orizontul marnelor și calcarelor cu *Corbula gallica* Lamk. acordindu-le numai valoare de nivel.

Orizontul calcarului grosier inferior = orizontul gresiei de Racoți. Observațiile de teren ne-au arătat că orizontul calcarului grosier inferior (de 15–20 m grosime) se prezintă dezvoltat în două faciesuri:

Un facies calcaros în partea de W a regiunii, constituit din calcare grezoase albe și galbene, dure, fosilifere, cu rare intercalări de marne vinete și galbene, cu pecteni, echinoizi, alveoline și miliolide (valea Șipot, fig. 6), și

Un facies grezos cu nisipuri și gresii care cuprind și intercalații subțiri de calcare, dezvoltat mai ales în partea de E a regiunii (la Izvorul Crișului).

Întregul complex de strate, care alcătuiește orizontul, se deosebește net de depozitele de deasupra ale seriei vărgate superioare. Nu același lucru se întâmplă cu depozitele din partea superioară a orizontului marnelor și calcarelor cu *Corbula gallica* Lamk. unde asistăm la o identitate litologică, fapt care îngreunează trasarea limitei dintre aceste două formațiuni.

Orizontul calcarului grosier inferior încheie seria depozitelor marine inferioare, peste ele depunându-se argile nisipoase, vărgate, nisipuri și resii aparținând seriei argilelor vărgate superioare.

Seria argilelor vărgate superioare. Depozitele care intră în constituția acestei serii sunt reprezentate prin argile roșii și

¹⁾ Op. cit. pag. 302.

vișinii, cu intercalații de nisipuri și gresii de culoare albă, gălbuie sau verzuie (100—200 m grosime). Ele marchează începutul unor depuneri în condiții noi, indicind totodată o schimbare în sedimentare.

După indicațiile asupra unor forme de apă dulce determinate și citate de K. Hoffmann (1879) din regiunea Meseșului (*Limnaeus* și *Planorbis*), cit și după prezența pachidermului *Brachidiastematherium transylvanicum* găsit de Al. Păvay (1871) pe valea Nadeșului cît și de A. Koch (1885) la Cetate (la S de Cluj), s-ar părea că acest orizont ar îmbrăca un caracter lacustru. Aceeași caracter ar fi confirmat și de prezența unui gasteropod de apă dulce găsit de S. Năstaseanu¹⁾ în regiunea comunei Nadăș.

V. Dragoș, în raportul întocmit în 1963, arată că la partea superioară a seriei vărgate (pe dealul Meșmal la S de comuna Nearșova și pe dealul Secuiului la N de comuna Domoș) au avut loc depuneri lenticulare de gipsuri în bancuri de 0,4—0,5 m, care ajung la grosimi de 25—30 m, indicind un regim de depunere lagunară („Gipsurile superioare”).

Aceleași gipsuri au fost identificate și de noi la NNE de localitatea Izvorul Crișului, având în bază calcare fosilifere cu mulaje de *Cerithium* sp. și *Rostellaria* sp. motiv pentru care le atribuim, spre deosebire de V. Dragoș, seriei marine superioare. Prezența gipsurilor indică instalarea unui regim lagunar de scurtă durată, după care urmează depunerea masivă a calcarului cu aspect grosier. Fauna marină din baza complexului cu gipsuri impune deci trasarea limitei dintre cele două serii (seria continentală și seria marină) la apariția primelor calcare fosilifere sub gipsuri.

În regiuni învecinate, în afara complexului gipsifer de peste stratele de Turbuța, O. Iliescu²⁾ citează un alt nivel cu gipsuri în treimea inferioară a calcarului grosier superior (Totelec, regiunea Cluj).

Seria marină superioară. Complexul calcaros superior. Prin complexul calcaros superior înțelegem depozitele care alcătuiesc seria marină superioară începînd cu calcarul grosier superior (calcarul de Cluj) pînă în baza Oligocenului.

Acest complex este constituit în bază din gipsuri sau din calcare cu intercalații de gispuri, care suportă calcare recifale în bancuri cu grosimi de ordinul metrîlor, cu aspect grosier, lumașelice cu intercalații subțiri;

¹⁾ S. Năstaseanu. Raport asupra prospecțiunilor pentru nisipuri cuartitice și caolinoase din regiunea Cluj. Sectoarele Cubleș—Mera—Cornești. Arh. Com. Geol. 1957.

²⁾ O. Iliescu. Cercetări geologice în regiunea Nadaș—Almaș—Fild. Arh. Com. Geol. 1953.

de marne și argile vinete. În calcare abundă forme gigantice de *Rostellaria* sp., *Cerithium* sp., *Nautilus* sp., *Vulsella* sp., caracteristice întregului pachet (Rîpa Roșie, Zanda, dealul Coasta Vinții).

Un studiu amănunțit asupra faunei din calcare arată prezența formelor: *Vulsella legumen* d'A r c h., *Vulsella kochi* H o f m., *Rostellaria* sp., *Cerithium* sp., *Nautilus* sp. Pachetul menționat suportă marno-calcare și calcare stratificate în care apar sporadic numuliți de talie mijlocie, determinați ca *Nummulites fabiani* P r e v e r (Dealul lui Isus, la N de localitatea D o m o ș).

Datorită trecerii insensibile de la calcare la marno-calcare, cît și datorită prezenței inconstante a formei de *Nummulites fabiani* P r e v e r, nu putem separa un orizont cu „*fabiani*” ca atare. Același lucru se întâmplă și cu orizontul marnelor și marno-calcarelor cu Brioza, unde briozoarele apar cu totul sporadic (valea Domoș la N de localitatea cu același nume).

Peste depozitele eocene se dezvoltă pe o suprafață relativ restrinsă (2 km² din sectorul cercetat, la N de localitatea Huedin), formațiunile oligocene, reprezentate printr-o succesiune alcătuită din gresii silicioase, cenușii, argile cenușii și calcare fosilifere (50 m) atribuite prin analogie cu formațiunile învecinate orizontului de Mera și părții bazale a stratelor de Tic. În cadrul acestor depozite nu s-au putut identifica nivele caracteristice care să ne permită o orizontare amănunțită.

În cadrul capitolului de tectonică vom descrie pe lîngă unele elemente cunoscute din literatură și alte elemente tectonice noi, rezultate în urma observațiilor de teren.

Așa cum s-a arătat mai înainte, peste Cristalinul și Eruptivul care formează fundamentul regiunii, se dispun discordant unghiular depozitele paleogene, slab înclinate (3° – 10°), cu o direcție generală relativ constantă (N 70° – 80° E), mai ales în partea sud-vestică a golfului Călățele. Acestea încep prin depunerea argilelor vărgate inferioare la altitudini ce depășesc 1 000 m (între comuna Călățele și vîrful Măgura-Călățele), și formațiuni din ce în ce mai noi în partea nordică și estică a regiunii, unde se manifestă o tendință generală de scufundare. De altfel S t. M a t e e s c u (1926) face această observație considerind ca „Depresiune tectonică” întreaga suprafață cuprinsă între Zalău și Huedin. Asupra acestei păreri pledează și unele argumente de ordin tectonic, observate de noi în partea de W a regiunii, unde un întreg sistem de fracturi denivelează depozitele eocene, indicând o afundare a acestora către NW.

Dintre fracturile mai importante menționăm :

F r a c t u r a B i c a – R ișc a. A fost urmărită pe direcția N – S între localitățile Bica și Rîșca, unde pune în contact fie diferenți termeni ai Eocenului, fie depozite eocene cu granită, dând denivelări pînă la 100 m.

Observațiile de teren arată că formațiunea cea mai nouă afectată de fractură aparține Eocenului mediu (orizontul calcarului grosier inferior).

F r a c t u r a M i n ă s t i r e n i. În dreptul localității Bica, fractura denumită Bica – Rîșca, se bifurcă dând naștere unei alte fracturi denumită de noi, fractura Minăstireni. După cît se pare depozitele cuprinse între fracturile Bica – Rîșca și Minăstireni, ar reprezenta un compartiment căzut, în interiorul căruia fracturi cu caracter secundar, dau denivelări de mică importanță.

Asemenea fracturi au fost întîlnite și pe versantul sudic al dealului Pietricelii, precum și la S de Minăstireni, unde se observă denivelări în cadrul depozitelor care alcătuiesc orizonturile calcarului grosier inferior sau argilelor vărgate superioare.

Concluzii

Că urmare a lucărărilor de cartare întreprinse în regiunea Huedin, Călățele, Păniceni s-a putut ajunge la următoarele concluzii și anume :

Relieful preeocen, este constituit din creste și depresiuni, ca rezultat al unei eroziuni puternice în faza de exondare a fundamentului în timpul Cretacicului superior ;

Fiind depozite de origină continentală, unele elemente litologice ca conglomeratele, gresiile sau calcarele de apă dulce, nu pot fi socotite ca reprezentînd orizonturi, rocile menționate avînd numai o dezvoltare lenticulară.

În ceea ce privesc depozitele lagunare din baza Orizontului cu *Anomia*, ne raliem vederilor actuale (Gr. Răileanu, Emilia Saulea, 1956), atribuindu-le seriei marine inferioare. În cadrul depozitelor marine ale orizontului cu *Anomia*, sesizăm prezența a numeroase variații de facies, care îngreunează corelarea depozitelor. Se menționează constanța cîtorva nivele, ca : lumașelul cu ostrei și nivelul glauconitic, care își păstrează aceeași poziție stratigrafică la partea superioară a orizontului. Se constată prezența unor roci glauconitice și în baza orizontului cu *Nummulites perforatus*.

Orizontul cu *Nummulites perforatus* apare în continuitate de sedimentare peste depozitele cu *Anomia* și nu prezintă caracter de transgresivitate.

În cadrul orizontului cu *Nummulites perforatus* se observă variații de facies, nivelul său cel mai constant fiind bancul lumașelic cu *Nummulites perforatus*.

Se atribuie numai valoare de nivel pachetului cu *Velates* din următoarele motive: în regiuni învecinate (Gilău, Luna de Sus, Vlaha) baza pachetului este constituită din marne vinete cu *Ostrei*, aparținând orizontului marnelor și calcarelor cu *Corbula gallica* Lamk. și fauna din calcare este asemănătoare celei din marnele acoperitoare.

Propunem denumirea de orizont al marnelor și calcarelor cu *Corbula gallica* Lamk. pentru pachetul desemnat mai înainte ca orizont al argilelor cenușii, pe considerentul că rocile predominante din cadrul orizontului menționat sunt marne, iar forma comună întregii succesiuni este *Corbula gallica* Lamk.

Peste nivelul cu *Velates*, s-a identificat prezența unor roci glauconitice, care corespund nivelului ferolit-glaucnitic din regiunea Săvădisla.

Orizontul calcarului grosier inferior prezintă variații de facies, care se reflectă în dezvoltarea neuniformă a unor nisipuri și gresii micacee, înlocuite treptat prin calcare.

Întreaga serie calcaroasă de deasupra argilelor vărgate superioare pînă în baza „stratelor de Mera” a fost considerată ca formînd un singur complex denumit „complex calcaros superior”.

Se semnalează ca elemente tectonice mai importante, două fracturi al căror salt nu depășește 150 m.

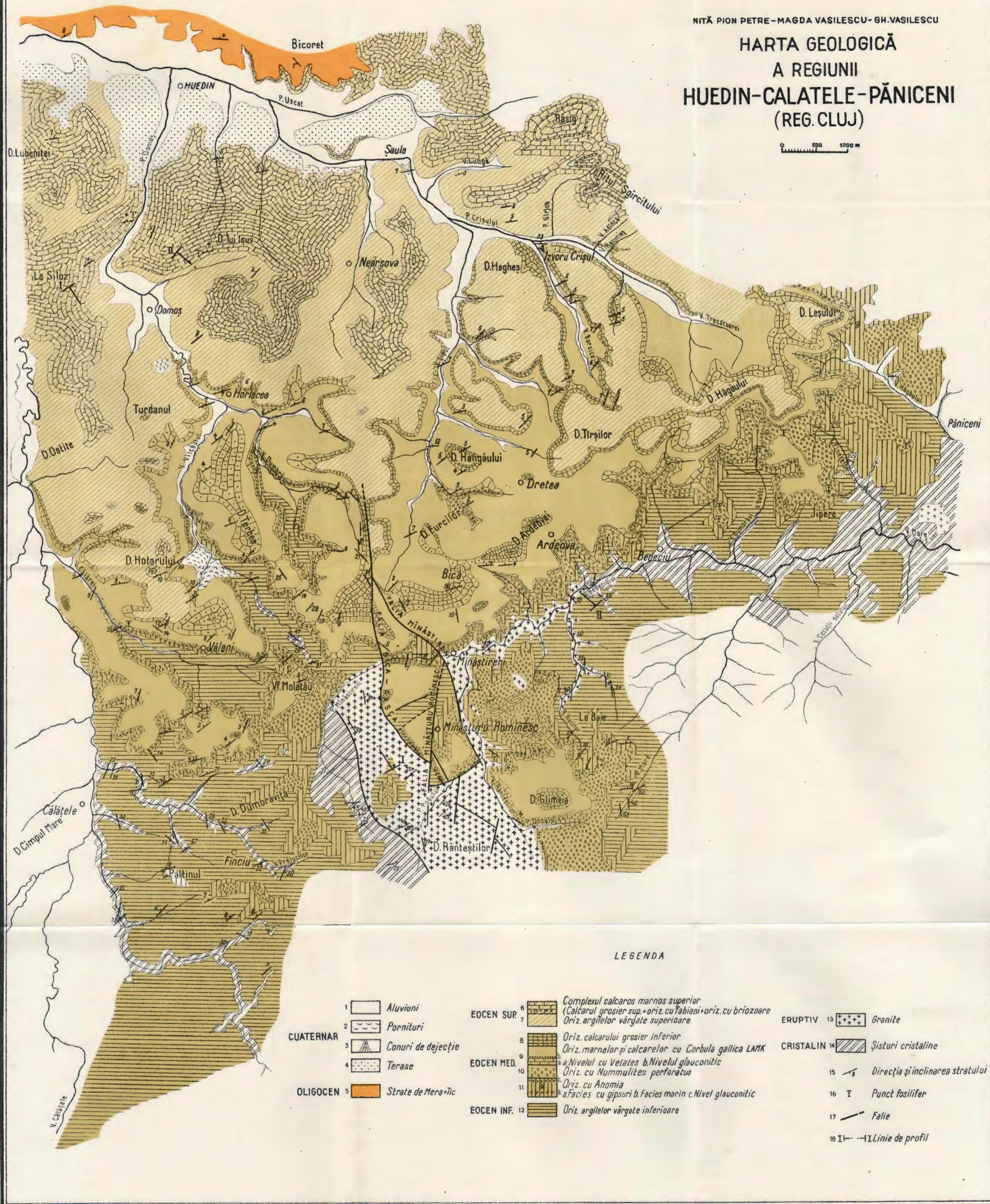
BIBLIOGRAFIE

- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Hofmann K. (1879) Bericht über die im östlichen Teile des Szilágyer Comitates, während der Sommercampagne 1879 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Föld. Közl.* IX, 5–6. Budapest.
- Hofmann K. (1883 a) Berichte über die im Sommer 1882 im südöstlichen Teile des Szatmárer Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen *Föld. Közl.* XIII, 1–3. Budapest.
- Hofmann K. (1887 b) Geologische Notizen über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt für 1885*. Budapest.
- Koch A. (1885) Umgebung von Kolozsvár. *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte der Länder der ungarischen Krone*. Budapest.
- Mateescu S. t. (1926) Observațiuni morfologice și geologice asupra depresiunii Huedinului (Transilvania). *An. Inst. Geol. Rom.* XI. București.
- Niță Pion P. (1964) Asupra unui nou nivel ferolitic în Eocenul din împrejurimile Clujului. *D. S. Com. Geol.* XLIX/2 (1961–1962). București.

NITA PION PETRE-MAGDA VASILESCU, GH. VASILESCU

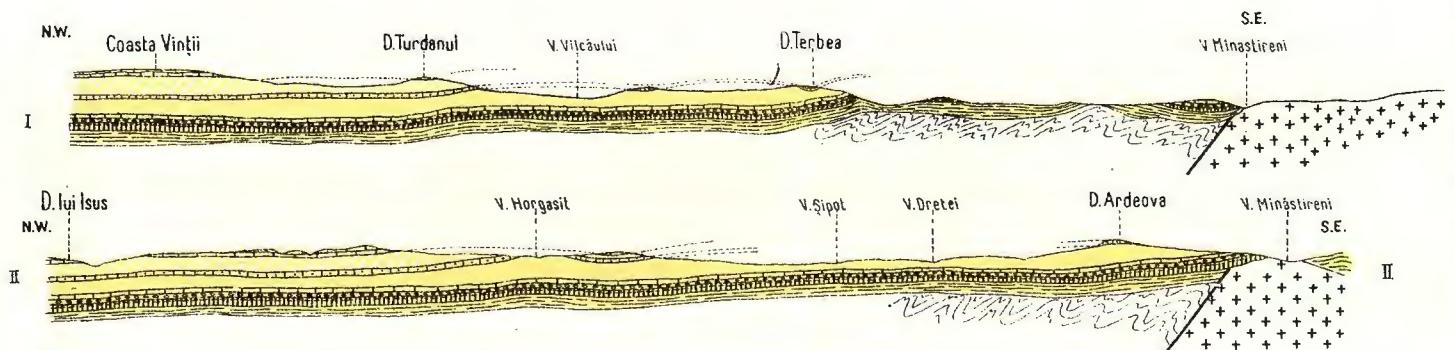
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII HUEDIN-CĂLĂȚELE-PAÑICENI (REG. CLUJ)

0 500 1000 m



NITA PION PETRE - MAGDA VASILESCU - GH. VASILESCU
SECȚIUNI GEOLOGICE
IN REGIUNE
HUEDIN-CĂLĂȚELE-PĀNICENI
(REG. CLUJ)

0 500 1000m.



Legenda

EOCEN SUP.	1	Oriz. calcarului grosier superior
	2	Oriz. argilelor vârgate superioare
	3	Oriz. calcarului grosier inferior
EOCEN MED.	4	Oriz. marnelor și calcarelor cu <i>Corbula gallica</i> Lamk și <i>Velatés</i> sp.
	5	Oriz. cu <i>Nummulites perforatus</i>
	6	Oriz. marnelor și calcarelor cu <i>Anomia</i> a Nivel glauconitic
EOCEN INF.	7	Oriz. argilelor vârgate inferioare

ERUPTIV	8	+++ Granite
CRISTALIN	9	— Sisturi cristaline
	10	— Falie

- Pávay-Vajna E. (1871) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg
Mitt. Jahrb. d. k. ung. geol. A., I, 3. Budapest.
- Popescu-Voitești I. (1935) Evoluția geologică-paleogeografică a Pământului Românesc.
Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj, V, 2. Cluj.
- Răileanu G r., Saula E milia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NW
 basinului Transilvaniei). *An. Com. Geol. XXIX.* București.
- Rozlozník P. (1924) Bevezetés a Nummulinak és Assilinak tanulmányazásába. *A. M
 Földtani Intézet Évkönyve XXVI, 1.* Budapest.
- Szádeczky-Kardoss E. (1926) Contribuțiuni la geologia Ardealului de NW. *An. Inst.
 Geol. Rom., XIV.* București.

CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS ÉOCÈNES DE LA RÉGION HUEDIN—CĂLĂTELE—PĂNICENI (RÉGION DE CLUJ)

PAR

P. NIȚĂ PION, G. VASILESCU, MAGDALENA VASILESCU

(Résumé)

Ce travail vient compléter les données connues, grâce à la littérature, par des éléments nouveaux d'ordre stratigraphique et tectonique.

Les auteurs précisent la constitution lithologique du soubassement cristallin et des éruptions et émettent des appréciations sur le relief pré-existent.

Les dépôts continentaux de la Série bariolée inférieure sont envisagés en tant que dépôts de climat aride, dans un domaine continental ou subcontinental.

A l'encontre des opinions antérieures (V. Dragos, 1953) les épisodes lagunaires dans la base de l'Horizon à *Anomia* et à la partie supérieure des Couches de Turbuța ont été appréciés comme appartenant aux séries marines, les auteurs se ralliant de la sorte aux dernières opinions (Gr. Răileanu, Emilia Saula, 1956).

Dans le cadre de l'Horizon à *Anomia* ont été identifiées nombre de variations de faciès. À la partie supérieure de l'horizon ont été mis en évidence deux niveaux plus constants, tels : le niveau lumachellique à *Gryphaea* et celui glauconitique qui garde une position stratigraphique constante dans toute la région.

Une nouvelle dénomination est donnée à l'Horizon des argiles grisâtres, celle d'Horizon des marnes et des calcaires à *Corbula gallica*

La m k. à cause de la prédominance des marnes et de la fréquence de la forme de „*Corbula gallica* La m k.” dans tout l’horizon.

Dans l’horizon du calcaire grossier inférieur on a montré le remplacement horizontal des calcaires à Miliolidés et Alvéolines par des sables et grès micacés (dans la partie E de la région, à Izvorul Crișului).

Vu que dans la « Série marine supérieure » on n’a pu faire de séparations par horizons à cause de l’absence des critériums d’ordre stratigraphique ou paléontologique, on a adopté la dénomination de «complexe calcaire supérieur» pour toute la succession à partir du «Calcaire grossier supérieur» jusqu’à la base de l’Oligocène.

Du point de vue tectonique, on a montré le rôle des fractures qui affectent la région du N au S ainsi que l’existence des failles secondaires, lesquelles par endroits, divisent les dépôts éocènes en compartiments.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte Géologique de la région Huedin — Călățele — Păniceni.

Quaternaire. 1, alluvions; 2, éboulements; 3, cônes de déjection; 4, terrasses. Oligocène. 5, couches de Mera + Tic. Éocène supérieur. 6, complexe calcaire marneux supérieur (calcaire grossier supérieur + horizon à *Fabianii* ++ horizon à Bryozaires); 7, horizon des argiles bariolées supérieures. Éocène moyen. 8, horizon du calcaire grossier inférieur; 9, horizon des marnes et calcaires à *Corbula gallica* La m k: a, niveau à *Velates*; b, niveau glauconitique. 10, horizon à *Nummulites perforatus*; 11, horizon à *Anomia*: a, faciès à gypses; b, faciès marin; c, niveau glauconitique. Éocène inférieur. 12, horizon des argiles bariolées inférieures. Éruptif: 13, granites. Cristallin: 14, schistes cristallins; 15, direction et pendage de la couche; 16, point fossilifère; 17, faille; 18, ligne de profil.

Planche II

Coupes géologiques de la région Huedin—Călățele—Păniceni.

Éocène supérieur. 1, horizon du calcaire grossier supérieur; 2, horizon des argiles bariolées supérieures. Éocène moyen. 3, horizon du calcaire grossier inférieur; 4, horizon des marnes et des calcaires à *Corbula gallica* La m k. et *Velates* sp., a, paquet calcaires à *Velates* sp.: 5, horizon à *Nummulites perforatus*; 6, horizon des marnes et calcaires à *Anomia*; a, niveau glauconitique; Éocène inférieur. 7, horizon des argiles bariolées inférieures. Éruptif. 8, granites. Cristallin. 9, schistes cristallin; 10, faille.

STRATIGRAFIE

**ASUPRA PREZENȚEI UNOR BLOCURI DE MICAȘIST
PE VALEA DE MIJLOC LA SĂCĂDATE-SIBIU¹⁾**

DE

M. PAUCĂ²⁾, AURA CEHLAROV³⁾

Abstract

On the Presence of some Mica-Schist Blocks in the Middle Valley of Săcădate — Sibiu. Mica-schist blocks up to 6 m³ appear within the full development of the Pliocene sands and clays. They are considered as representing elluvium due to the erosion during the Sarmatian, of Tortonian conglomerates developed on a crystalline island.

Regiunea comunei Săcădate (raionul Sibiu) este cunoscută de mai bine de 100 de ani prin numeroasele cercetări geologice și în special prin cele paleontologice ale lui C. Andrade (1852, 1855), Gr. Alexandrescu, P. řoigăan (1962), N. Arabu (1940), M. Drăghiceanu (1926), I. Halaváts (1913), Fr. Haueř (1860), M. Ilie (1952, 1955), Fr. Steindachner (1859), H. Wachner (1931) etc. De aici au fost descrise sau numai determinate foarte numeroase specii de moluște, de pești și de plante de vîrstă pliocenă sau sarmatiană, printre care unele reprezentau, pe atunci, specii noi.

Împrejurimile largi ale acestei localități au mai făcut obiectul cercetărilor în ultimii ani din partea geologilor de la Intreprinderea de Gaz Metan din Mediaș și ai celor din Ministerul Industriei Petrolului (A. Vâncea, D. Ciupagăea⁴), I. Bucur⁵) etc.) care au depus un

¹⁾ Comunicare în ședință din 12 februarie 1965.

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

³⁾ Intreprinderea de Prospecționi și Laboratoare Șos. Kiseleff nr. 2. București.

⁴⁾ D. Ciupagăea și col. Perspectivele de petrol și gaze ale Depresiunii Transilvane. Studiu geologic complex. Min. Ind. Petr. Intr. Lab. Geol. 1962.

⁵⁾ I. Bucur, L. Grăf. Cercetări geologice în regiunea Seica Mare — Sibiu — Avrig — Ilimbav. Raport nr. 323 I.P.G.G. 1957.

număr de rapoarte. S. c. Stoeneșcu (1955) arată că regiunea se amplasează pe o anomalie gravimetrică pozitivă.

Toate lucrările de pînă acum sint de acord în a admite că regiunea prezintă o stratigrafie foarte simplă, fiind reprezentate numai Sarmațianul și Pliocenul, și o tectonică de asemenea simplă, care constă din ondulații foarte slabe, orientate N—S, ale Neogenului.

Fiind astfel vorba de o localitate accesibilă și cercetată în repetate rînduri, nu mică ne-a fost surpriza cînd în albia pîriului Valea de Mijloc, de pe marginea de E a comunii Săcădate, am constatat prezența a cca 11 blocuri de micașist. Nici unul din numeroșii cercetători anteriori nu amintește ceva despre existența acestor blocuri, deși nu ne îndoim că unii le-au cunoscut.

Dimensiunile blocurilor variază între 0,25 și 6 m³. Precizăm că aceste dimensiuni sunt minime întrucît blocurile, fiind îngropate în depozitele pliocene, ar putea fi mult mai mari, dar condițiile locale nu permit constatarea reală a dimensiunilor. Toate blocurile constau din micașist cu aspect asemănător aceluia din masivul Făgăraș.

Pentru a ne putea explica prezența blocurilor de pe această vale este necesar să expunem mai întîi, foarte pe scurt, stratigrafia regiunii imediat învecinată.

Astfel, la Porcești, peste cristalin se aşază depozitele ypresian—lutețian-inferioare, reprezentate prin conglomerat cuarțos, mărunt și prin gresie micaferă, care alternează cu calcare recifale foarte bogate în fosile.

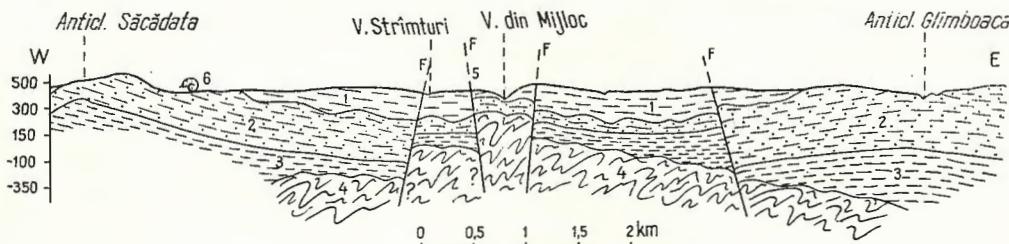
De vîrstă mai nouă este cunoscut, pe toată marginea ramei depresiunii, Tortonianul, reprezentat prin argilă, marnă, gresie, tuf dacitic și prin conglomerat. Reținem că în conglomerat apar uneori blocuri de micașist foarte puțin rulat, de mai mulți metri cubi. Formarea conglomeratelor se datorează intensei eroziuni determinată de puternicele mișcări verticale ale blocurilor de pe ramă sau din fundalul depresiunii în faza de mișcări miocene medii.

Peste Tortonian urmează Sarmațianul. Acesta se dezvoltă sub formă de conglomerat cuarțos mărunt, dar cel mai adesea de gresie slab cimentată, micaferă și din slabe intercalații argiloase. Sarmațianul se remarcă prin prezența a numeroase concrețiuni sferice sau cu aspecte bizare. El este caracterizat printr-un bogat conținut fosilifer: plante, moluște și pesti, care au făcut acum 100 de ani obiectul a numeroase lucrări.

Sedimentarea s-a încheiat cu depozite de vîrstă pliocenă reprezentate în general printr-o alternanță de nisip fin de culoare galbenă și de argilă cenușie nisipoasă. Se cunosc și intercalații de pietriș fin. Depozitele

pliocene acopăr întreaga regiune situată pe dreapta Oltului la N și la E de Săcădate. În unele puncte ele sănt foarte fosilifere.

I. H a l a v á t s avertizează geologii care făceau prin 1910—1912 prospecțiuni pentru gaz metan, că în timpul Pliocenului au fost remaniate fosile sarmatiene, dind ca exemplu chiar Valea de Mijloc, în care



Profil W—E prin regiunea Săcădate și Glimboaca.

1, Pliocen; 2, Sarmatian; 3, Tortonian; 4, cristalin; 5, falie; 6, punct fosilifer.

Coupe géologique W—E à travers la région des villages Săcădate et Glimboaca.

1, Pliocene; 2, Sarmatien; 3, Tortonien; 4, Cristallin; 5, faille; 6, point fossilifère.

am putut constata și noi prezența unei intercalații de 0,5 m de pietriș fin, cuarțos, cu ciment argilos, conținând rare exemplare de ceriți alături de *Melanopsis bouei*.

Din baza Pliocenului de pe marginea de W a comunii Săcădate se cunoaște o listă foarte bogată în specii de moluște sarmatiene și pliocene — ceriți, melanopside, congerii, cardiacee, limnocardiacee etc. — pe baza cărora în trecut geologii au tras concluzia continuuității de sedimentare de la Sarmatian la Pliocen și, implicit, existența în depresiune a unor depozite echivalente Meotianului extracarpatic. În realitate relațiile dintre Sarmatian și Pliocen se caracterizează prin discordanță.

Prezența blocurilor de micașist de pe Valea de Mijloc impune revizuirea părerilor de pînă acum asupra stratigrafiei și tectonicii acestei regiuni, iar concluziile pe care le tragem, credem că aruncă o lumină nouă asupra stratigrafiei, tectonicii și evoluției unor suprafețe întinse din regiunea de S a Depresiunii transilvane, în care se admitea o sedimentare continuă și o subsidență intensă în tot timpul Neogenului.

Asupra provenienței blocurilor de micașist pot fi emise mai multe ipoteze. Mai întii putem afirma cu toată siguranță că blocuri de asemenea dimensiuni n-au putut fi transportate de apele pliocene, care erau cît se poate de liniștite. Granulația fină a sedimentelor pliocene de pe Valea de Mijloc exclude transportul unor asemenea blocuri.

Am mai putea admite că blocurile reprezintă însăși cristalinul din fundument, care ar apărea pe Valea de Mijloc sub formă de vîrfuri de stînci. Această ipoteză este însă greu de susținut în condițiile constatate, întrucât în acest caz cristalinul ar trebui să apară pe suprafețe mai mari și nu numai sub formă de blocuri, ci ca material detritic mărunt, format în același timp. Totuși Pliocenul de aici nu se deosebește prin nimic de sedimentele de aceeași vîrstă din alte regiuni învecinate.

Atribuirea acestor blocuri depozitelor, care s-au format în marea sarmătiană, nu se încadrează în litologia caracteristică acestui etaj din regiune. Pe Valea de Mijloc nu se poate constata prezența a unor depozite formate în marea sarmătiană. Avem toate motivele să credem că ele s-au depus, dar au fost erodate.

Excluzând aceste etaje, mai rămîne să atribuim blocurilor de care ne ocupăm, o proveniență tortoniană. Într-adevăr blocuri de asemenea dimensiuni sunt cunoscute numai în acest etaj, ele apărind în malul drept, abrupt, al Oltului între Podul Olt și Tălmaci, precum și în dealurile numite „Cu humă” și „Morii” de la E de Racoviță.

Dar cu aceasta încă n-am rezolvat problema vîrstei blocurilor. Faptul că Tortonianul apare pe Valea de Mijloc numai sub formă de blocuri mari, în timp ce materialul psefitic, atât de abundant în Tortonian, lipsește, îl atribuim îndepărtării acestuia din urmă prin eroziune în timpul unei epoci continentale, cunoscută între Sarmătian și Pliocen din numeroase puncte de pe marginile Depresiunii transilvane.

Blocurile de cristalin de pe Valea de Mijloc ni le explicăm ca reprezentînd materialul remanent de eroziune terestră, eluvii, din epoca continentală existentă între Sarmătian și Pliocen, formate pe seama depozitelor tortoniene. Le atribuim, deci, o vîrstă sarmătiană.

Întrucât Tortonianul s-a depus adesea direct peste cristalin, putem admite prezența acestuia din urmă și în regiunea Văii de Mijloc la o adîncime destul de mică, poate numai la cîțiva zeci de metri sub suprafață.

Existența Tortonianului conglomeratic în fundumentul apropiat de suprafață este intemeiat și pe cercetările geofizice care au indicat prezența unui prag de cristalin dezvoltat în sud-vestul Depresiunii transilvane, paralel cu rama cristalină, în imediata apropiere a suprafaței.

M. Drăghiceanu, bazat pe intensitatea mărită a mișcărilor seismice din ianuarie 1916, admite existența unei fracturi E—W care urmărește valea Oltului începînd de la orașul Făgăraș pînă în regiunea Săcădate. Această fractură, care nu poate fi verificată prin lucrările de cartare dato-

rită puternicei dezvoltări a teraselor și aluviunilor, se încadrează totuși în stilul tectonic al regiunii.

Presupunem că prezența fundamentului cristalin la o adâncime relativ redusă a determinat formarea și a altor falii în cuvertura neogenă. Sărurile mici ale unora din aceste falii nu permit însă constatarea lor prin lucrările de cartare, datorită lipsei unor nivele caracteristice mai ales în depozitele pliocene, care acopăr suprafețele cele mai mari.

Existența falilor este pusă în evidență și de prezența unui izvor sărat, situat la cca un kilometru W de Săcădate, în locul denumit „La Căruntoi”, precum și a izvoarelor sărate și a vulcanilor noroioși înșirați în lunca Oltului între Săcădate, Avrig și Porțești.

Prezența fundamentului cristalin la o adâncime nu prea mare impune concluzia că slabele ondulații ale Pliocenului nu reprezintă cute datorite unor presiuni tangențiale, ci trădează manifestarea în depozitele cuverturii a mișcărilor suferite de blocurile din fundiment.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu G. r., Soigan P. (1962) Observații geologice în regiunea Tălmaci-Sibiu
D. S. Com. Geol. XLVII. București.
- Andrae G. (1852) Die fossile Flora von Szakadát und Talheim. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*
III. Wien.
- Andrae G. (1855) Tertiäre Flora von Szakadát und Talheim in Siebenbürgen. *Abhandl. d.*
k. k. geol. R. A. II. Wien.
- Arabu N. (1940) Faunes sarmatiennes et pontiennes du Bassin Transylvain. *C. R. Inst. Géol.*
Roum. XXIV. București.
- Drăghiceanu M. (1926) Observații asupra cutremurului din ianuarie 1916 cu privire
la determinarea focalului seismic care l-a provocat. *D. S. Inst. Geol.* IX. București.
- Halaváts I. (1913) Geologischer Aufbau der Gegend von Újegyháza, Holczmány und
Oltszakadát. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. A.* Budapest.
- Hauer Fr. (1968) Über das Alter der Schichten von Szakadát und Talheim. *Jahrb. d. k. k.*
geol. R. A. XI. Budapest.
- Ilie M. (1952) Sedimentația și subsidența în bazinul Transilvaniei. *D. S. Com. Geol.* XXXVII.
București.
- Ilie M. (1955) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei. *An. Com. Geol.* XXVIII. București
- Steindachner (1859) Eine fossile Strinsia von Szakadát. *Sitzungsh. d. k. Akad. d. Wissen-*
sch. XXXVIII. Wien.
- Wachner H. (1931) Geomorphologische Studien im Flussgebiet des Olt. *Lucrările Institutului*
de Geografie al Universității din Cluj, vol. IV. Cluj.

SUR LA PRÉSENCE DES BLOCS DE MICA SCHISTE DANS VALEA
DE MIJLOC À SĂCĂDATE-SIBIU]

PAR

M. PAUCĂ, AURA CEHLAROV

(Résumé)

En marge S de la Dépression transylvaine, éloignés de 15 km par rapport au cadre, au beau milieu de la région de développement du Pliocène en faciès sableux et marneux, des blocs de micaschiste apparaissent à dimensions jusqu'à 6 m³. Ils sont considérés comme des restes provenant de l'érosion pendant le Sarmatien supérieur des conglomérats tortoniens développés sur une île de Cristallin. Leur présence impose de nouvelles conclusions sur la stratigraphie, la tectonique et l'évolution de la région méridionale de la Dépression transylvaine où l'on admettait jusqu'ici l'existence d'une forte subsidence néogène. Il est probable qu'à l'E de Săcădate, le Cristallin se trouve à une profondeur de quelques dizaines de mètres seulement. Les sources salées, les volcans de boue etc. pas très éloignés, nous forcent à admettre que le Pliocène recouvrail un soubassement caractérisé par une tectonique de blocs, séparés par nombre de failles. Celles-ci ne se manifestent que fort peu dans la couverture à cause de la lithologie semblable des dépôts sarmato-pliocènes et de l'absence d'horizons caractéristiques.

STRATIGRAFIE

**STUDIUL DEVONIANULUI DIN FORAJUL
DE LA MANGALIA¹⁾**

DE

GR. RĂILEANU²⁾, MAGDALENA IORDAN²⁾, NURHAN ALI MEHMED-DĂNET³⁾,
D. BEJU³⁾

Abstract

Study of the Devonian in the Drilling at Mangalia. The analysed paleontological elements of the Paleozoic deposits penetrated by the drilling at Mangalia have shown the following Devonian terms : Lower Frasnian, Givetian, Eifelian, Coblenzian, Gedinian and probably the upper part of the Silurian-Ludlovian.

Considerații generale. Pe teritoriul țării noastre formațiunile paleozoice care aflorează la suprafață au, în general, o răspândire redusă. În Dobrogea este cunoscut Devonianul de la Bujoarele încă din lucrările lui I. Simionescu și D. Cădere (1907), iar în Carpații meridionali și Munții Apuseni, se găsesc descrise în lucrările mai vechi Carboniferul superior și Permianul. Numai în autohtonul danubian a fost demonstrat mai nou Dinantianul (A. Codarcă, Gr. Răileanu, S. Năstăseanu, 1960) și semnalată prezența Silurianului (Gr. Răileanu, S. Năstăseanu, 1963).

Cercetările mai recente efectuate mai ales asupra materialului provenit din forajele care au fost executate în unitățile din fața Carpaților au adus o serie de date noi, am putea spune surprinzătoare mai ales în ceace privește formațiunile paleozoice. A fost pus în evidență Silurianul în mai multe unități structurale : Platforma moldovenească, Depresiunea getică, Platforma moesică (N. Grigoras, 1956 ; O. Mirăuță, 1962)

¹⁾ Comunicare susținută la Sesiunea Centenarului Universității din București 10 octombrie 1964.

²⁾ Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55. Bucurăști.

³⁾ Institutul de Cercetări și Proiectări Geologice pentru hidrocarburi. Str. Toamnei 103.

De asemenei au fost demonstrați unii termeni ai Devonianului, Carboniferului inferior și mediu în facies marin sau ai Permianului (D. Patrulius, 1963; D. Patrulius, T. Negu, 1963; B. Venkatachala, D. Beju, 1961; Gr. Răileanu, D. Patrulius, M. Bleahu, O. Mirăuță 1964).

Forajul executat de Comitetul Geologic la Mangalia a furnizat un material paleontologic de o rară valoare stratigrafică.

Sonda a fost amplasată pe depozite miocene. După ce au fost străbătute formațiunile sarmațiene, a traversat depozite cretacic superioare și jurasice (Malm) și apoi a intrat în formațiuni mai vechi (paleozoice). Elementele biostratigrafice ale depozitelor paleozoice fac obiectul lucrării de față.

Deoarece, pînă la data actuală, este singurul foraj din țara noastră care a furnizat un material extrem de bogat din punct de vedere paleontologic și într-o succesiune continuă, am considerat că ar putea să constituie obiectul de studiu pentru un profil tip, care să reprezinte un etalon de comparare pentru îndrumarea lucrărilor de prospecție geologică din alte foraje care se vor executa în unități similare de pe teritoriul țării noastre sau de peste hotare. În acest sens am căutat să constituim un colectiv larg care să poată aborda studiul tuturor resturilor organice descoperite cu ajutorul acestui foraj. Astfel studiul macrofaunei este executat de Gr. Răileanu și Magdalena Iordan: Ostracodele și Conodontele de Nurnhan Ali Mehmed-Daneț; Sporii, Chitinozoarele și Hystrichosphaeridae de D. Beju.

Materialul paleontologic fiind foarte bogat, studiul său complet necesită un timp mai îndelungat. În lucrarea de față am ținut să aducem la cunoștință pe cale mai largă rezultatele din această etapă în scopul de a ajuta cît mai grabnic producția.

Considerații litofaciale și bionomice

Forajul de la Mangalia a traversat o succesiune de depozite paleozoice cu o grosime de 610,80 m adică de la 593 m pînă la 1203,80 m. La această adâncime, sonda a fost oprită.

Coloana stratigrafică traversată în timpul lucrărilor de foraj este următoarea :

C a l c a r n e g r u (593—602 m) bituminos, spatic, diagenizat. El conține numeroase Brachiopode (un adevărat lumașel), entroce de Cri-noizi, Corali etc. Ca formă mai frecventă este *Athyris aff. nuculoidea Coope r.*

Marno-calcare (602—652 m) negrioase și stioase cu fosile piritizate, în special Brachiopode (*Chonetes rowei* Schuchert, *Spino-cyrtia martianofi* (Stuck), *Eleuterokoma ledueensis* Kricmay, *Mucrospirifer mucronatus* (Conrad) etc., Tentaculiți (*Homoctenus*), Ostracode (*Haploprimitia holladay* Wilson) și entroce de Crinoizi.

Marno-calcare (652—747 m) negrioase cu intercalății lumașlice în special de Brachiopode (*Atrypa reticularis kuzbassica* Rönn, *Punctatrypa nalivkini* Havl.) cu foarte numeroase entroce de Crinoizi, Corali, Tentaculiți (de tip *Homoctenus* și *Uniconus*) și Ostracode (*Bythocypris phaseolina* Ulrich et Bassler, *Cavelina subplana* Coryell etc.)

Argilite (747—800 m) negre cu urme cărbunoase și concrețiuni pirotoase. Acestea sănt foarte fosilifere conținând Corali solitari de tipul *Bradiphyllum*, Brachiopode de tip *Critospirifer*, Gasteropode (*Bellerophon globosus acuta* Knod), resturi de Trilobiți, Ostracode (*Aparchites variolatus* Ulrich et Bassler var. *huntonensis* Roth, *Eriella robusta* Stewart et Hendrix, *Kloedenella tähverensis* Öpik), Spori și Histicospaeridae, precum și resturi de plante-Psilophytale.

Cuarțite (800—920 m) dure cu nuanțe vineții, albicioase sau negre cu intercalății la diferite nivele de gresii dure verzui, de cuarțite psamitice cu grăunțe de cuart, sau de argilite negre cu urme de plante (*Pseudospororchnus*), cu numeroase resturi de Lamellibranchiate, Gasteropode (*Euomphalus radiatus* Goldf.).

Marno-calcare (920—951 m) negre cu diaclaze de calcit în alternanță cu argilite negre, cu urme de plante, gresii cuarțitice cu mecanoglife iar uneori conțin adevărate lumașele de *Schellwienella*. Aceste formațiuni sănt bogate în special în Brachiopode (*Mucrospirifer thedfordensis* Schimper et Graba, *Stropheodonta* sp., *Schellwienella umbraculum* Schl. etc); se mai găsesc Lamellibranchiate (*Grammysia*), Tentaculiți (de tip *Uniconus* și *Homoctenus*), Trilobiți (*Asteropyge (Metacanthus) prostellans* Richt.), resturi de Crinoizi, Ostracode (*Primitia yungchunensis* Hou, *Kloedenella clarkei* Jones var. *paupera* Ulrich et Bassler, *Bolla haraganensis* Roth), Conodontă (*Icriodus cymbiformis* Branson et Mehl.), Spori, Hystrichospaeridae.

Argilite (951—1203,80 m) negre uneori mai marnoase alteleori mai satinate. Această gamă, în general, destul de monotonă din punct de vedere petrografic, prezintă totuși unele particularități care sănt date fie de conținutul mai mare în pirită sau marcasită, fie de granulație, fie de conținutul în carbonat de calciu. Ceea ce este foarte important este faptul că sănt extrem de fosilifere.

Brachipodele deși sunt destul de variate, totuși Lamellibranchiatele sunt acelea care predomină iar formele de Trilobiți sunt adevărate repere stratigrafice. De altfel nici Gasteropodele și Crinoizii nu lipsesc, însă numai uneori aceștia din urmă sunt foarte bine conservați.

Din această asociație faunistică menționăm:

Brachiopode: *Lingulella paliformis* Hall, *Dalmanella cf. orbicularis* Sow., *Renssellaeria robustela* Fuchs, *Anastrophia verneuilli* Hall, *Camarotoechia* sp., *Stropheodonta aff. virgata* Dreves, *Stropheodonta* sp., *Strophonella headleyana* (Hall), *Schellwienella* sp., *Chonetes aff. striatella* omaliana De Konink, *Spirifer (Delthyris) infans* Dahmer, *Spirifer (Quadrifararius) dumontianus* (De Konink), *Spirifer (Mucrospirifer) thefordensis* Schimper et Graba.

Gasteropode: *Bellerophon aff. auriculatus* Hall, *B. aff. hintzei* Frech, *Bellerophon* sp., *Loxonema fitchi* Hall, *Platiceras drevermanni* Dienst, *Pleurotomaria (Eurisone) itys* Hall.

Tentaculiți: *Tentaculites gyracanthus* (Eaton), *T. ornatus* Sow., *Novakia aff. aquarites* Richth., *Uniconus glaber* Trauth, *Homoconus* sp.

Lamellibranchiate: *Grammysia aff. inaequalis* Beush., *G. calatica* n. sp., *G. hamiltonensis*, *Paleosolen constatus* Sandb., *Ctenodonta aff. bertkauui* Beush., *C. aff. elegans* Maur., *C. nassoviensis* Dahmer, *C. maureri* varicosa Beush., *Ctenodonta* sp., *Nuculites depressus* Fuchs, *Nuculites* sp., *Nuculla aff. krotonis* Römer, *N. aquisgranensis* Beush., *Macrodus mandelensis* Dahmer, *Leyoptera drevermanni* Spirentb., *Limoptera orbicularis* (Oehl.), *Paracyclas rugosa* (Goldf.), *Sphenotus compactus* Dahmer, *Modiolopsis anulifera* Fuchs, *Modiolopsis* sp., *Sanguinolaria compressa* Goldf., *Cucullela cultrata* Sandb.

Trilobiți: *Asteropyge (Metacanthus) prostellans* Richth., *A. (Rhenops) asiatica* (Verneuil), *A. (Rhenops) hammerschmidtii* Richth., *Asteropyge* sp., *Homalonotus vanuxemi* Hall, *Proetus* sp.

S-au mai determinat Spori, Hystrichosphaeridae, Chitinozoare (*Leiotriletes* (Naud) Pot. et Kr., *Baltisphaeridium* (Eiss.) Dow. et Sarj., *Ancyrochitina ancyrea* Eiss.).

Considerații de ordin stratigrafic

Analiza relațiilor stratigrafice și a elementelor bionomice ne-a condus la unele aprecieri în ceea ce privește vîrstă formațiunilor paleozoice transversate de forajul de la Mangalia. În privința relațiilor stratigrafice se

poate afirma cu certitudine că suntem într-o succesiune continuă de la 593 m pînă la talpa sondei respectiv 1203,80 m. Din punct de vedere paleontologic, cu toate că nu avem pînă în prezent studiat întreg materialul de care dispunem, suntem totuși în măsură să facem unele precizuni :

1. Orizonturile de calcare negre bituminoase (593—602 m) și marnocalcare (602—652 m) în care predomină Brachiopodele (*Athyris aff. nuculoides* Cooper, *Chonetes rowei* Schuchert, *Mucrospirifer mucronatus* Conrad, *Spirifer audaculus* Conrad, *Spinocyrtia martianofii* (Stock.), *Eleuterokoma ledueensis* Kirkmany) și Ostracodele (*Haploprimitia holladayi* Wilson), judecînd după circulația acestor forme în scara stratigrafică, considerăm că trebuie să aparțină părții inferioare a Devonianului superior, respectiv Frasnianului, nu fără a fi exlusă însă și partea superioară a Givețianului.

2. Orizonturile de marno-calcare (652—747 m), de argilite (747—800 m) și de cuarțite (800—920 m) au un conținut faunistic care pledează pentru Devonianul mediu.

a) În orizontul de marno-calcare, se găsesc următoarele forme : *Mucrospirifer mucronatus* (Conrad), *Punctatrypa nalivkini* Havl., *Atrypa reticularis kuzbassica* Röns., *Chonetes aff. scitulus* Hall.

b) În nivelul argilitic se găsesc Ostracode givețiene : *Orthocypris cf. O. plasae* Pribyl., *Eriella robusta* Stewart, *Aparachites? variolatus* Ulrich et Bassler var. *huntonensis* Roth, *Elpinela? pragensis* Pribyl et Snajdr, *Kloedenella tähverensis* Opik.

De la acest nivel apar Spori (*Leiotriletes* sp.) și Histicosphaeridae (*Baltisphaeridium* (Eis.) Dow et Sarj., *Tasmanites* New., *Leiosphaeridia* Eis.). De asemenea el mai conține Brachiopode și Gasteropode (*Bellerophon globosus acuta* Knod).

c) Orizontul de cuarțite, deși mai sărac în resturi de organisme, totuși prezența gasteropodului *Euomphalus radiatus* Goldf., este o indicație prețioasă despre vîrstă devoniană medie în sens larg a acestor depozite.

Tinînd seama de nivelele la care se plasează unele forme ca : *Mucrospirifer mucronatus* (Conrad), *Eleuterokoma ledueensis* Kirkmany, și a. apreciem că primele două nivele ar putea fi încadrate în limitele Givețianului, iar orizontul de cuarțite aparține Eifelianului.

3. Nivelul de marno-calcare în alternanță cu argilite și gresii cuarțice din intervalul 920—951 m, după prezența și frecvența formelor de : *Schellwienella umbraculum* Sch., *Chonetes coronatus* Conrad,

Spirifer (Mucrospirifer) thefordensis Sch., *Orthonota triplicata* Fuchs și diferite specii de *Grammysii*, trebuie să aparțină Eifelianului.

4. Nivelul cu marne, marno-calcare și argilite din intervalul 951–1092 m cuprinde o varietate foarte bogată de organisme dintre care reținem: *Lingulella paliformis* Hall, *Chonetes unkelensis* Dahmer, *Ctenodonta nassoviensis* Dahmer, *Limoptera orbicularis* (Oehl.), *Orthonota triplicata* Fuchs, *Paracyclas rugosa* Goldf., *Asteropyge (Metacanthus) prostellans* Rich., *A. (Rhenops) asiatica* (Verneuil), Spori, Hystricosphaeridae, Chitinozoare (*Ancyrochitina ancyrea* Eis., *A. tomentosa* Taug. et Jekh., *A. pilosa* Taug. et Jekh., *A. aculeata* Taug. et Jekh., *Angochitina devonica* Eis., *A. cf. devonica* Eis., *Angochitina* sp., *Farlachitina* sp., *Desmochitina* sp., *Conochitina* sp., *Sphaerochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Urochitina simplex* Taug. et Jekh., *U. globosa* Taug. et Jekh.), Conodontă (*Icriodus cymbiformis* Branson et Mehl. n. sp., *Polygnatus permarginata* Branson) și Ostracode (*Kloedenella clarkei* (Jones) var. *paupera* Ulrich et Bassler, *K. turgida* Ulrich et Bassler var. *ventrosa* Ulrich et Bassler, *Pontocypris delicata* Wilson, *Eythocyparis kershavii* Wilson).

Aceste forme sint caracteristice părții superioare a Devonianului inferior, respectiv Coblențianului.

5. Orizontul de argilite cuprins între 1092–1203,80 m, pe lîngă grosimea destul de mare pe care o prezintă este foarte bogat, poate tot atât de bogat și de variat în resturi de organisme ca și orizontul precedent. Au fost determinate următoarele specii: *Dalmanella* cf. *orbicularis* (Sow.), *Camarotoechia daleidensis* Römer, *Strophonella headleyana* Hall, *Chonetes* aff. *striatella omaliana* De Körner, *Spirifer (Delthyris) infans* Dahmer, *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus*, *Ctenodonta maureri varicosa* Beush., *Sanguinolaria compressa* Goldf., *Sphenotus compactus* Dahmer, *Tentaculites gyracanthus* (Eaton), *Novakia* aff. *aquarites* Rich., *Tentaculites ornatus* Sow., *Uniconus* sp.

În ceea ce privește partea bazală a acestui orizont (nivelul dintre 1120,60–1203,80 m) facem unele constatări și anume: dacă ținem seama de asociațiile faunistice de Brachiopode, Lamellibranchiate și de Trilobiti, atunci nivelul bazal de argilite atins de forajul de la Mangalia aparține Gedinnianului. Dacă luăm ca reper asociația de Tentaculi: *Tentaculites ornatus* Sow., *T. gyraecanthus* (Eaton), *Novakia* aff. *aquarites* Rich., și unele asociații de Spori și Chitinozoare care sunt frecvente în Silurian și care se găsesc în complexul faunistic amintit mai sus, ar trebui să-l atribuim Silurianului superior și anume Ludlowianului probabil.

T A B E L
C U R E P A R T I T I A S T R A T I G R A F I C A A F O R M E L O R D E V O N I E N E D I N
F O R A J U L D E L A M A N G A L I A

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, NURHAN ALI MEHMED-DĂNET, D. BEJU: Studiul devonianului din forajul de la Mangalia

VÎRSTĂ	ADÎNCIME m	CARACTERE LITOLOGICE	C A R A C T E R E L E B I O N O M I C E A L E F O R M A T I U N I L O R						
			M A C R O O R G A N I S M E	O S T R A C O D E	C O N O D O N T E	M I C R O O R G A N I S M E	S P O R I	C H I T I N O Z O A R E	H Y S T R I C H O S P H A E R I D A E (A C R I T A R C H A)
DEVONIAN MEDIU	DEVONIAN FRASNIAN	593 - 602	Calcar negru, bituminos, spălit cu numeroase Brachipode, entroce de Crinoizi, Corali.	Athyris aff. neuviaides Cooper					
		602 - 652	Marno-calcare negricioase piștoase cu fosile pîrîtizate.	Chonetes rowei Schuch, Spinocyrtina marianofii Stuck., Eleuterakaria ledouensis Krikmay, Spirifer aedaculus Conrad, Muraspispirifer mucronatus (Conrad), Tentaculites sp. (Homotemus).	Kloedenella takterensis Opik Haploprimitia holladaya Wilson Amphisites ohioensis Stewart Dizygopyle trisinuata Van Peit Gavellina subplana Coryell et Malkin Kirbya (Amphisites) primaevas Roth. Muraspispirifer mucronatus (Conrad) Tentaculites sp. (Homotemus).				
	EIFELIAN GIVETIAN	652 - 747	Marno-calcare negricioase cu intercalări lumachelice de Brachipode.	Muraspispirifer mucronatus (Conrad), Punctatypa nesivikini Hall, Chonetes aff. scutulus Hall, Atrypa reticularis kubassica Rezn., Spirifer sp., Unicrus sp., Corali, Crinoizi (entroce)					Baltisphaeridium (Eis.) Dow. et Sarj. Mychristolidium (Eis.) Dow. et Sarj.
		747 - 800	Argilită negre cu numeroase concrețiuni pîrîtizate și resturi fosiliere carbuncioase.	Cyrtospirifer sp., Bradiphyllum sp., Bellerophon globosus acutus Knob, Psilophyton sp.			Refusotriletes Naumova Hymmenozonotriletes (sensu Naumova) Apiculatisporites Pot. et Kr. Leiotriletes (Naum.) Pot. et Kr. Punctatisporites Pot. et Kr.		Veryhachium (Deunff) Dow. et Sarj. Tasmanites New. Leiosphaeridia Eis.
	800 - 920	Cuarțite dure cu nuante vineții albicioase sau negre în alternanță cu gresii dure verzuie, cuarțite psamitice și argilită negre cu resturi de plante și rozete de pîrîtă.	Pseudospirochnus sp., Spirifer sp., Euonophelus radiatus Goldf., Spirifer aff. aperturatus (Schl.), Lamellibranchiate.						
		920 - 951	Marno-calcare negre cu numeroase diaclazi de calcar în alternanță cu argilită negre cu impresiuni de plante, rozete de pîrîtă și oglinzi de fricțiune și cu gresii cuarțifice și cu melanogelite și intercalări lumachelice de Brachipode (Schellwienella)	Schellwienella umbreculum (Schl.), Dalmanella sp., Stropheodonta sp., Chonetes coronatus (Conrad), Chonetes sp., Muraspispirifer tectordensis Sch., Unicrus sp., Homotemus sp., Grammysia sp., Paracyclas rugosa (Goldf.), Paracyclas sp., Orthanota triplicata Fuchs, Cypricardella insolens Solle, Ctenodonta sp., Entroce și pedunculi de crinoizi.	Kloedenella clarkei (Jones) var. paupera Ulrich et Bassler Kloedenella turgida Ulrich et Bassler var. ventrosa Ulrich et Bassler Strophonella headleyana (Hall), Spirifer sp., Athyris sp., Schellwienella sp., Gyponula sp., Gymnophrynia sp., Natica purpurea Röhl, Bellerophon aff. auriculatus Hall, Bellerophon sp., Platiceras drevermanni Diens., Loxonema fitchi Hall, Tentaculites sp., Homotemus sp., Grammysia aff. inaequalis Beush., G. hamiltonensis, G. hamiltonensis mangalicus var. G. calcatica n. sp., G. sp., Palaeosolen costatus Sandb., Ctenodonta aff. berthae Beush., C. aff. elegans Maur., C. cassoviensis Dahmer, Ctenodonta sp., Nuculites depressus Fuchs, Nuculites sp., Nucula aff. krotoni Röhl., N. aequigranensis Beush., Macrodus mandelensis Dahmer, Orthonota triplicata Dahmer, Leioptera drevermanni Spirens., Limoptera orbicularis (Oehl.), Paracyclas rugosa (Goldf.), Modiolopsis annularis Fuchs, Cucullidea cufrastra Sandb., Asteropyge (Metacanthus) prostellans Richt., A. (Rhenops) asiatica Verneuil, A. (Rhenops) hammerschmidti Richt., Hemalonotus vanuxemi Hall, Proetus sp., Entroce și pedunculi de crinoizi.	Icriodus cymbiformis Branson et Mehl Polygnathus permarginata Branson	Leiotriletes (Naum.) Pot. et Kr. Punctatisporites Pot. et Kr. Ambitisporites Hoff. Emphabisporites Mc. Gr. Refusotriletes Naumova	Ancyrochitina ancyrea Eis. Ancyrochitina cf. ancyrea Eis. Ancyrochitina tomentosa Taug. et Jekh. Ancyrochitina pilosa Taug. et Jekh. Angochitina sp. Angochitina devonica Eis. Angochitina cf. devonica Eis. Earlachitina sp.? (Coll. et Scott) Desmochitina sp. Conochitina sp. Sphaerochitina sp. Lagenochitina sp. Urochitina simplex Taug. et Jekh. Urochitina globosa Taug. et Jekh.	Baltisphaeridium (Eis.) Dow. et Sarj. Veryhachium (Deunff) Dow. et Sarj.
	951 - 1092	Argilită negre uneori marmoase, sărată sau grăsieră.	Lingula hunsrückiana Fuchs, Lingulella palliformis Hall, Chonetes unkelenensis Dahmer, Chonetes sp., Rennselgeria robusta Fuchs, Anostrophia verneuillii (Hall), Stropheodonta aff. virgata Drev., Stropheodonta sp., Strophonella headleyana (Hall), Spirifer sp., Athyris sp., Schellwienella sp., Gyponula sp., Gymnophrynia sp., Natica purpurea Röhl., Bellerophon aff. auriculatus Hall, Bellerophon sp., Platiceras drevermanni Diens., Loxonema fitchi Hall, Tentaculites sp., Homotemus sp., Grammysia aff. inaequalis Beush., G. hamiltonensis, G. hamiltonensis mangalicus var. G. calcatica n. sp., G. sp., Palaeosolen costatus Sandb., Ctenodonta aff. berthae Beush., C. aff. elegans Maur., C. cassoviensis Dahmer, Ctenodonta sp., Nuculites depressus Fuchs, Nuculites sp., Nucula aff. krotoni Röhl., N. aequigranensis Beush., Macrodus mandelensis Dahmer, Orthonota triplicata Dahmer, Leioptera drevermanni Spirens., Limoptera orbicularis (Oehl.), Paracyclas rugosa (Goldf.), Modiolopsis annularis Fuchs, Cucullidea cufrastra Sandb., Asteropyge (Metacanthus) prostellans Richt., A. (Rhenops) asiatica Verneuil, A. (Rhenops) hammerschmidti Richt., Hemalonotus vanuxemi Hall, Proetus sp., Entroce și pedunculi de crinoizi.	Kloedenella clarkei (Jones) var. paupera Ulrich et Bassler Kloedenella turgida Ulrich et Bassler var. ventrosa Ulrich et Bassler Strophonella headleyana (Hall), Spirifer sp., Athyris sp., Schellwienella sp., Gyponula sp., Gymnophrynia sp., Natica purpurea Röhl., Bellerophon aff. auriculatus Hall, Bellerophon sp., Platiceras drevermanni Diens., Loxonema fitchi Hall, Tentaculites sp., Homotemus sp., Grammysia aff. inaequalis Beush., G. hamiltonensis, G. hamiltonensis mangalicus var. G. calcatica n. sp., G. sp., Palaeosolen costatus Sandb., Ctenodonta aff. berthae Beush., C. aff. elegans Maur., C. cassoviensis Dahmer, Ctenodonta sp., Nuculites depressus Fuchs, Nuculites sp., Nucula aff. krotoni Röhl., N. aequigranensis Beush., Macrodus mandelensis Dahmer, Orthonota triplicata Dahmer, Leioptera drevermanni Spirens., Limoptera orbicularis (Oehl.), Paracyclas rugosa (Goldf.), Modiolopsis annularis Fuchs, Cucullidea cufrastra Sandb., Asteropyge (Metacanthus) prostellans Richt., A. (Rhenops) asiatica Verneuil, A. (Rhenops) hammerschmidti Richt., Hemalonotus vanuxemi Hall, Proetus sp., Entroce și pedunculi de crinoizi.	Icriodus cymbiformis Branson et Mehl Polygnathus permarginata Branson	Leiotriletes (Naum.) Pot. et Kr. Punctatisporites Pot. et Kr. Ambitisporites Hoff. Emphabisporites Mc. Gr. Refusotriletes Naumova	Ancyrochitina sp. Ancyrochitina ancyrea Eis. Ancyrochitina cf. ancyrea Eis. Conochitina sp. Sphaerochitina sp. Lagenochitina sp. Desmochitina sp.	Baltisphaeridium (Eis.) Dow. et Sarj. Veryhachium (Deunff) Dow. et Sarj.	
		1092-1203,80	Argilită negre	Dalmanella cf. orbicularis (Sow.), Camarotoechia doleidensis Röhl., Chonetes aff. striatella omaliana (De Koninck), Stropheodonta aff. virgata Drev., Strophonella headleyana (Hall), Spirifer (Quadrifarinus) dumontianus (De Koninck), Spirifer (Destyris) infans Dahmer, Bellerophon aff. hinzii Frech, Loxonema sp., Tentaculites gyracanthus (Faton), Tornatulus Sow., Novakia aff. squantes Richt., Unicrus glaber Trauth., Bacrites sp., Ctenodonta macrovittata Beush., Ctenodonta sp., Sphenodus compactus Dahmer, Sanguinolaria compressa Goldf., Paracyclas sp., Asteropyge sp., Entroce și pedunculi mari de crinoizi.			Punctatisporites Pot. et Kr. Ambitisporites Hoff. Emphabisporites Mc. Gr.	Ancyrochitina sp. Ancyrochitina ancyrea Eis. Conochitina sp. Sphaerochitina sp. Lagenochitina sp. Desmochitina sp.	
SILURIAN SUP.	LUDLOVIAN								

în facies Dawntonian. Totuși după ansamblul faunistic menționat ar rezulta mai mult că sigur că formele de Tentaculiti amintite se ridică în scara stratigrafică mai sus de Silurian, sau că există un decalaj între pragurile bionomice ale acestor organisme.

Concluzii generale

Din analiza elementelor paleontologice ale formațiunile paleozoice (vezi tabelul) traversate de forajul de la Mangalia se desprinde concluzia că în aceste depozite avem prezenții următorii termeni ai Devonianului: Frasnianul inferior, Givețianul, Eifelianul, Coblențianul și Gedinnianul, fără a fi exclusă partea superioară a Silurianului, respectiv Ludlowianul.

CONSIDERATII PALEONTOLOGICE

Brachiopode

Lingula hunsrückiana F u c h s

Pl. I, fig. 1

Lingula hunsrückiana — G. D a h m e r (1935), p. 664, pl. 48, fig. 9 (cu sinonimie și descriere).

Această formă apare în argilitele de la adâncimea de 976—979 m și este de vîrstă devonian inferioară.

Camarotoechia daleidensis R o e m e r

Pl. I, fig. 2 a.

Rhynchonella daleidensis — G. G ü r i c h (1909), p. 146, pl. 45, fig. 6a-d.

Camárotoechia daleidensis — W. Vi ě t o r (1916), p. 439 (cu descriere).

Această specie apare la adâncimea de 1119,40—1120 m alături de *Spirifer (Delthyris) infans* D a h m e r, *Tentaculites jyracanthus* (E a t o n), *Tentaculites ornatus* S o w. și indică prezenta Devonianului inferior.

Schellwienella umbraculum (S ch l o t h e i m)

Pl. I, fig. 6

Schellwienella umbraculum — E. A. Ivanova (1962), p. 53, pl. XIV, fig. 1—2 (cu sinonimie și descriere).

Această specie apare sub forma unor intercalări lumașelice de cca 10 em grosime la diverse adâncimi în orizontul de marno-calcare eifeliene.

Chonetes rowei Schuchert

Pl. I, fig. 3

Chonetes rowei n.s. — C. h. Schuchert et al. (1913) Upper Devonian, p. 563, pl. L, fig. 19, (cu descriere).

Forma noastră este întru-totul asemănătoare cu forma descrisă și figurată de Ch. Schuchert. Ea apare în calcarul negru diagenizat de la adâncimea de 620—624 m.

Chonetes aff. scitulus Hall

Pl. I, fig. 4

Chonetes aff. scitulus — Ch. Schuchert et al. (1913). Middle and Upper Devonian, p. 150, 563, pl. XII, fig. 1—8, pl. L, fig. 12 (cu sinonimie și descriere).

Această specie formează intercalății lumașelice de cca 3—5 cm grosime în marno-calcarele de la adâncimea de 672—676 m împreună cu numeroase peduncule de crinoizi, tentaculi și diferite specii de Atrypa. Apare din Devonianul mediu și se menține și în Devonianul superior.

Mucrospirifer mucronatus (Conrad)

Pl. I, fig. 5

Spirifer mucronatus — Ch. Schuchert et al. (1913). Middle Devonian, p. 187, pl. XVIII, fig. 10—18 (cu sinonimie și descriere).

Mucrospirifer mucronatus — R. Moor et al. (1952), p. 257, fig. 3 a-c.

Exemplarele identificate provin din marno-calcarele de la 652—672 m adâncime și intrunesc toate caracterele descrise de autorii citați în sinonimie.

Spirifer (Quadrifarius) dumontianus (De Konink)

Pl. I, fig. 7

Spirifer (Quadrifarius) dumontianus — G. Dahmer (1942), p. 132, 135, fig. 22—26 (cu sinonimie și descriere).

Exemplarul nostru apare în argilitul grezos de la 1120 m alături de peduncule și entroce de crinoizi. Această specie este de vîrstă devonian inferioară (Gedinnian), dar apare din Silurian.

Gasteropode

Loxonema fitchi Hall

Pl. II, fig. 8

Loxonema fitchi — Ch. Schuchert et al. (1913) — Lower Devonian, p. 467, pl. LXXXIX, fig. 7, 8 (cu sinonimie și descriere).

Exemplarele noastre apar într-o intercalăție lumașelică în argilitul grezos negru de la adâncimea de 1054—1058 m. Ele corespund întocmai descrierii și ilustrării lui Ch. Schuchert fiind înfilnate în Devonianul inferior (formațiunea de Helderberg. S.U.A.).

Bellerophon globosus acuta Knod

Pl. I, fig. 8

Bellerophon globosus var. acuta — R. Ko z l o w s k i (1923), p. 72, pl. VIII, p. 16—16a (cu sinonimie și descriere).

Exemplarul găsit în argilitele de la adâncimea de 773 m este identic cu forma figurată de R. Ko z l o w s k i.

Tentaculites gyracanthus (Eaton)

Pl. I, fig. 2 b

Tentaculites gyracanthus — L. Moore et al. (1952) p. 460, fig. 13.

Exemplarul identificat în argilitul negru de la 1118 m intrunește toate caracterele formei figurate de Moore.

Lamellibranchiate

Grammysia aff. inaequalis Beuss.

Pl. II, fig. 1

Grammysia inaequalis — G. Dahmer (1936), pl. 19, fig. 3.

Apare în intervalul de la 960—1000 m adâncime în argilitele negre. Este o formă mare, plată, alungită anteroposterior și cu o costăție foarte clară.

Grammysia hamiltonensis mangalica n. var.

Pl. II, fig. 2

Grammysia hamiltonensis — N. Schmidt (1935), p. 51, pl. IX, fig. 115.

Forma care apare la adâncimea de 1058 m este o varietate de *Grammysia hamiltonensis* deoarece este foarte bombată, are un contur rotunjit însă partea posterioară este netedă, ornamentația începând din partea anteroară cu coaste groase care se bifurcă la mijlocul distanței anteroposterioare și care se pierd în partea posterioară.

Paleosolen costatus Sandb.

Pl. II, fig. 3

Paleosolen costatus — W. Salomon (1926), pl. IV, fig. 7.

Această specie de vîrstă devonian inferioară apare la adâncimile de 976—979 și 993—1000 m.

Macrodus (Parallelodon) mandelensis Dahmer

Pl. II, fig. 4

Macrodus (Parallelodon) mandelensis n. s. — G. Dahmer (1915), p. 213, pl. 8, fig. 14—16.

Specia aceasta este întâlnită la adîncimile 982—986, 1004—1007 și 1058—1060 m și este de vîrstă devonian inferioară (Coblențian).

Orthonota triplicata F u c h s

Pl. II, fig. 5

Orthonota triplicata — G. D a h m e r (1943), p. 387, pl. 8, fig. 97 (cu sinonimie și descriere).

Această specie are o mare răspândire pe verticală apărînd de la adîncimea de 929 m pînă la 1010 m. Ea apare din Coblențian și se menține și în partea inferioară a Devonianului mediu.

Limoptera orbicularis (O e h l.)

Pl. I, fig. 9

Limoptera n. sp. aff. *orbicularis* — G. S o l l e (1936), p. 185 (cu sinonimie și descriere).

Limoptera orbicularis — G. D a h m e r (1936) p. 448, pl. 20, fig. 5.

Exemplarul nostru apare în argilitul grezos de la adîncimea de 1031 m și este identic cu descrierea și ilustrarea făcută de G. D a h m e r.

Paracyclas rugosa (G o l d f.)

Pl. II, fig. 6

Paracyclas rugosa — G. D a h m e r (1943), pl. 8, fig. 99.

Paracyclas marginata — G. S o l l e (1950), p. 189.

Formă foarte frecventă în intervalul de la 920 m la 1071 m.

Cucullela cultrata S a n d b e r g e r

Pl. II, fig. 7

Cucullela cultrata — J. S i e m i r a d s k i (1906) — pag. 239, pl. XIX, fig. 9 (cu sinonimie și descriere).

Exemplarul întilnit în argilitul grezos negru de la 1048—1054 m intrunește toate caracterele descrise de S i e m i r a d s k i.

Trilobiți

Asteropyge (Metacanthus) prostellans R. u. E. R i c h t e r.

Pl. II, fig. 9 a,b

Asteropyge (Metacanthus) prostellans n. sp. — R u d o l f und E m m a R i c h t e r (1939), p. 17, pl. 17, fig. 14—15 (cu sinonimie și descriere).

Nu s-au găsit decît glabele și pigidii de la adîncimea de 951 m pînă la 1048 m. Formele întâlnite corespund descrierii și figurării făcute de R. și E m m a . R i c h t e r (1939).

Ostracode

Zygosella postica Ulrich et Bassler

Pl. IV, fig. 1 a,b

Zygosella postica — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 90$ mm, $I = 0,50$ mm. Conturul carapacei este puțin oblic, partea ventrală larg dar vizibil convexă. Creasta în formă de U este bine definită. Bordura este groasă, moderat de înaltă și clar definită.

Dizygopleura claviformis Kummerv

Pl. IV, fig. 2 a, b

Dizygopleura claviformis — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 0,83$ mm; $I = 0,40$ mm. Carapace alungit-ovoidală. Marginea dorsală aproape dreaptă, cea ventrală convexă. Cei patru lobi de pe suprafața laterală sunt lați și groși, iar sănțurile dintre ele înguste. Nivelul tip : Devonian superior (partea inferioară).

Favulella favulosa (Jones) correct. Schwartz et Swain.

Pl. IV, fig. 3 a, b

Favulella favulosa — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 0,70$ mm; $I = 0,40$ mm. Conturul carapacei este suboval, ușor alungit. Suprafața valvelor marcată de numeroase gropițe adânci, de mărime și forme diferite.

Nivelul tip : Devonian inferior.

Bythocypris (*Bythocypris*) *pokornyi* Pribyl

Pl. IV, fig. 5 a,b

Bythocypris (*Bythocypris*) *pokornyi* — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 1$ mm, $I = 0,53$ mm, $g = 0,53$ mm. Conturul carapacei suboval-alungit, cu suprafața valvelor caracteristic granulară. Valva stîngă mai lungă acoperind ușor valva dreaptă. Nivelul tip : Devonian mediu.

Kloedenella clarkei (Jones) var. *paupera* Ulrich et Bassler

Pl. IV, fig. 6 a,b,c

Kloedenella clarkei (Jones) var. *paupera* — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 0,84$ mm, $I = 0,46$ mm, $g = 0,35$ mm. Carapace alungită. Lobarea valvelor este formată din patru creste care au un caracter pronunțat. Se observă o adâncime și lungime neobișnuită a sulcusurilor. Nivelul tip : Devonian inferior.

Kloedenella tähverensis Ö p i k.

Pl. V, fig. 2 a,b,c

Kloedenella tähverensis — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 0,82$ mm, $I = 0,56$ mm. Conturul valvei oblic. Există un nodul rotunjit spre marginea posterioară.

Nivelul tip : Devonian mediu.

Zygbolba arcta Ulrich et Bassler

Pl. V, fig. 5 a,b

Zygbolba arcta — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 1,1$ mm, $I = 0,65$ mm. Contur subdreptunghiular. O bordură bine evidențiată se subțiază spre marginea posterioară. Creasta în formă de U este plină, dar se subțiază pe membru anterior.

Hamiltonella ohioensis Stewart var. *subcompressa* Stewart

Pl. V, fig. 6 a,b,c

Hamiltonella ohioensis Stewart var. *subcompressa* — E. Brooks, A. Messina (1952—1962).

$L = 1,1$ mm, $I = 0,55$ mm, $g = 0,47$ mm. Contur alungit al carapacei. Marginea dorsală și ventrală paralele. Valva stingă mai mare ca cea dreaptă. Nivelul tip : Devonian mediu.

Primitia yungchunensis Hou

Pl. VI, fig. 2 a,b

Primitia yungchunensis — E. Brooks and A. Messina (1952—1962)

$L = 0,64$ mm, $I = 0,42$ mm. Carapace subpatratice. Margine dorsală dreaptă. Suprafața valvei este marcată de un sulcus median egal cu jumătatea înălțimii valvei.

Nivelul tip : Devonian inferior.

Bythocypris kershavii Wilson

Pl. VII, fig. 1 a,b,c

Bythocypris kershavii — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

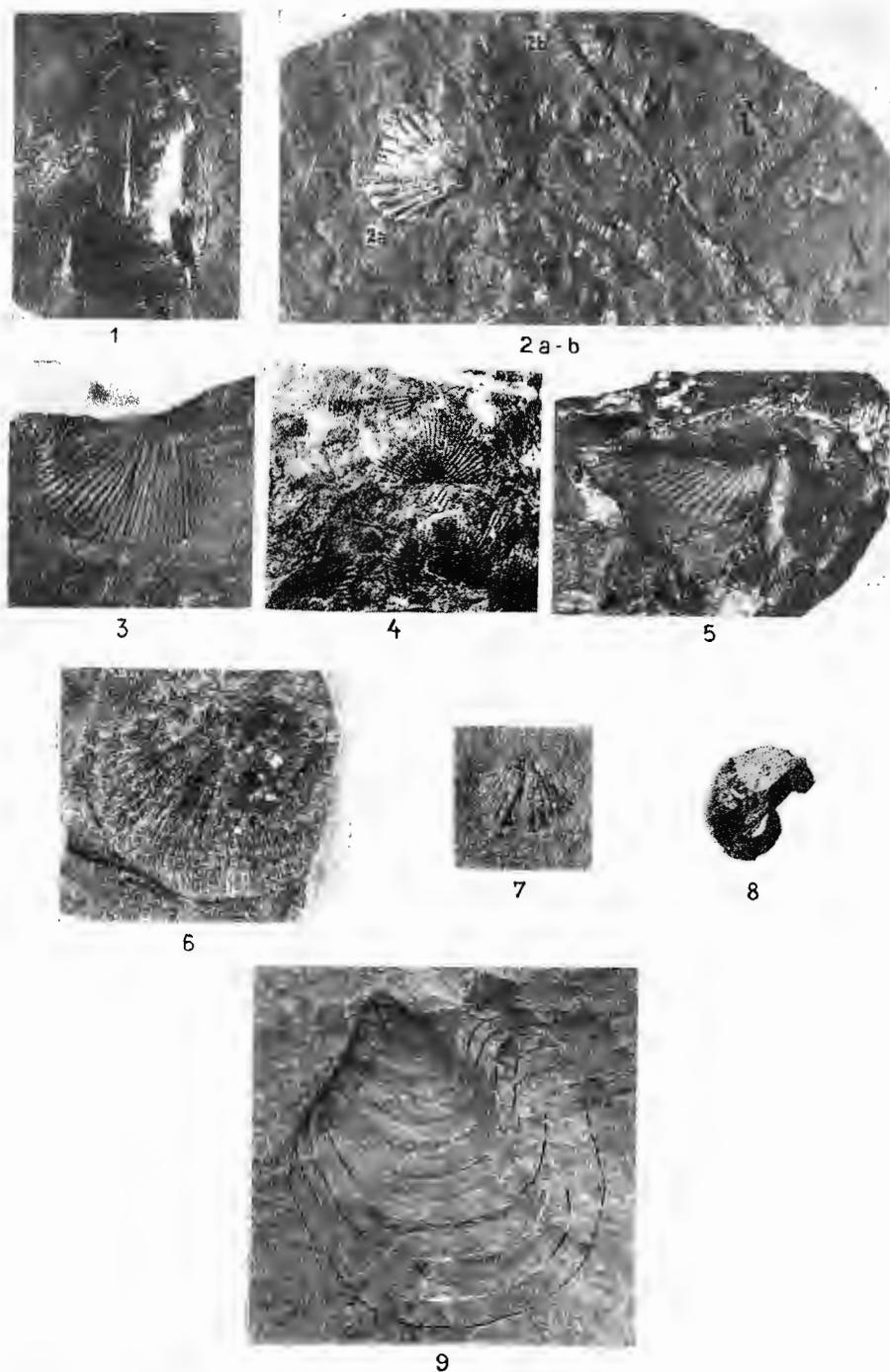
Carapacea este subreniformă. Marginea dorsală se rotunjește uniform. Marginea ventrală este ușor convexă. Extremitatea anterioară este simetric rotunjită. Cea posterioară este larg convexă. Valva stingă este mai mare. $L = 0,80$ mm, $I = 0,44$, $g = 0,32$ mm

Nivelul tip : Devonian inferior.

PLANŞA I

PLANŞA I

- Fig. 1. — *Lingula hunsrückiana* F u c h s.
Fig. 2 a. — *Camarotoechia daleidensis* R o e m e r.
Fig. 2 b. — *Tentaculites gyracanthus* (E a t o n).
Fig. 3. — *Chonetes rowei* S ch u c h e r t ($\times 2$).
Fig. 4. — *Chonetes aff. scitulus* H a l l.
Fig. 5. — *Mucrospirifer mucronatus* (C o n r a d).
Fig. 6. — *Schellwienella umbraculum* S c h l.
Fig. 7. — *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus* (D e K ö n i n c k).
Fig. 8. — *Bellerophon globosus acuta* K n o d.
Fig. 9. — *Limoptera orbicularis* (O e h l.).
(Toate figurile în mărime naturală).

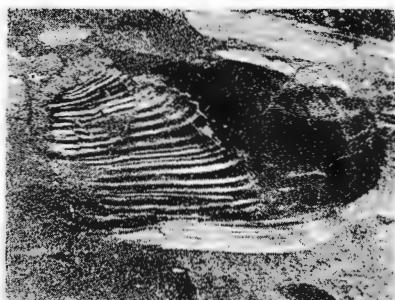


PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Grammysia* aff. *inaequalis* Beușh.
Fig. 2. — *Grammysia hamiltonensis mangalica* n. var.
Fig. 3. — *Paleosolen costatus* Sandb.
Fig. 4. — *Macroodus mandelensis* Dahmer.
Fig. 5. — *Orthonota triplicata* Fuchs.
Fig. 6. — *Paracyclas rugosa* Goldi.
Fig. 7. — *Cucullela cultrata* Sandb.
Fig. 8. — *Loxonema fitchi* Hall.
Fig. 9. — *Asteropyge (Metacanthus) prostellans* Richt. ($\times 2$) a — glabelă : b — pigidiu.
(toate figurile în mărime naturală).

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, etc. Devonianul de la Mangalia.
P. II.



1



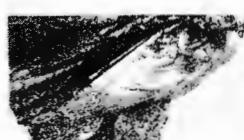
2



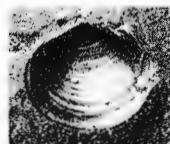
3



4



5



6



7



8



9a



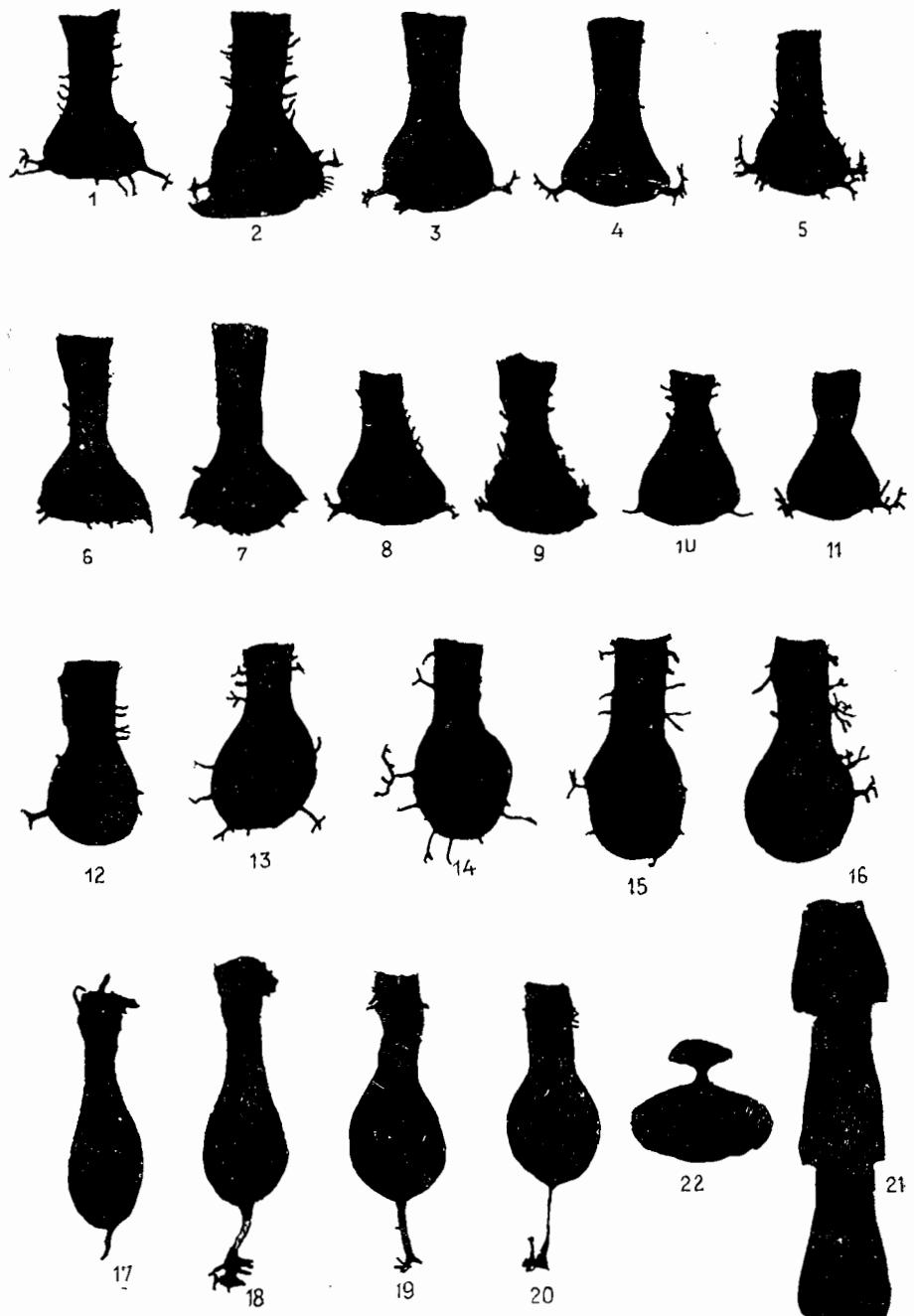
9b

PLANŞA III

PLANŞA III

- Fig. 1—2. — *Ancyrochitina spinosa* Eis.
Fig. 3—4. — *Ancyrochitina ancyrea* Eis.
Fig. 5. — *Ancyrochitina* cf. *ancyrea* Eis.
Fig. 6—7. — *Ancyrochitina aculeata* Taug. et Jekh.
Fig. 8—9. — *Ancyrochitina tometosa* Taug. et Jekh.
Fig. 10—11. — *Ancyrochitina tumida* Taug. et Jekh.
Fig. 12—16. — *Angochitina devonica* Eis.
Fig. 17—18. — *Urochitina simplex* Taug. et Jekh.
Fig. 19—20. — *Urochitina globosa* Taug. et Jekh.
Fig. 21. — *Desmochitina cingulata* Eis.
Fig. 22. — *Desmochitina margaritana* Eis.
(Toate figurile $\times 200$).

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, etc. Devonianul de la Mangalia.
Pl. III.

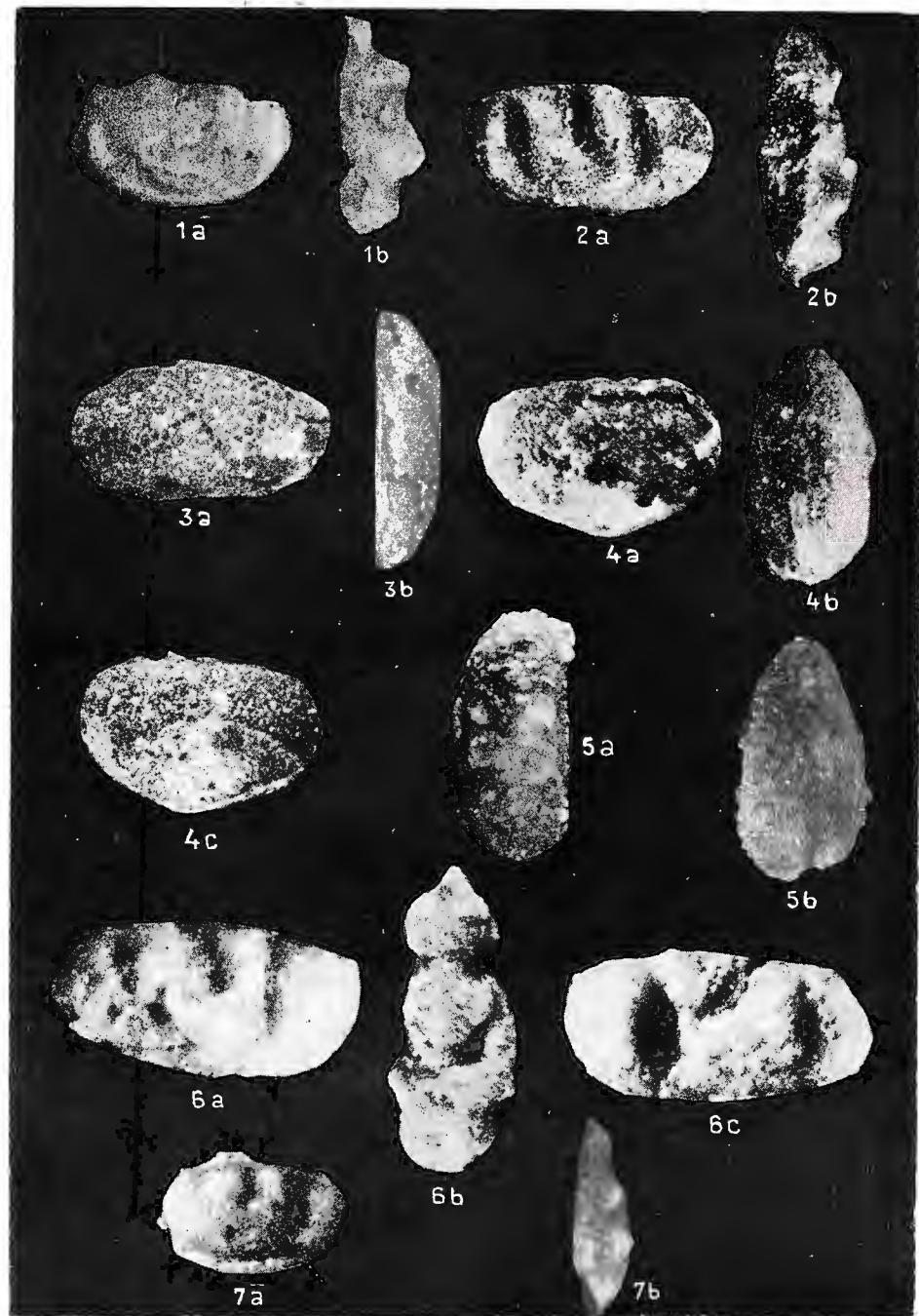


PLANŞA IV

PLANŞA IV

- Fig. 1 a-b. — *Zygosella postica* Ulrich et Bassler ($\times 34$).
Fig. 2 a-b. — *Dizygopleura claviformis* Kummernov ($\times 42$).
Fig. 3 a-b. — *Favulella favulosa* (Jones) corectat. Schwartz et Swain ($\times 50$).
Fig. 4 a-b. — *Amphissites ohioensis* Stewart ($\times 50$).
Fig. 5 a-b. — *Bythocypris pokornyi* Pribyl ($\times 34$).
Fig. 6 a-c. — *Kloedenella clarkei* (Jones) var. *paupera* Ulrich ($\times 50$).
Fig. 7 a-b. — *Kloedenella turgida* Ulrich et Bassler var. *ventrosa* ($\times 34$).

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, etc. Devonianul de la Mangalia.
Pl. IV.

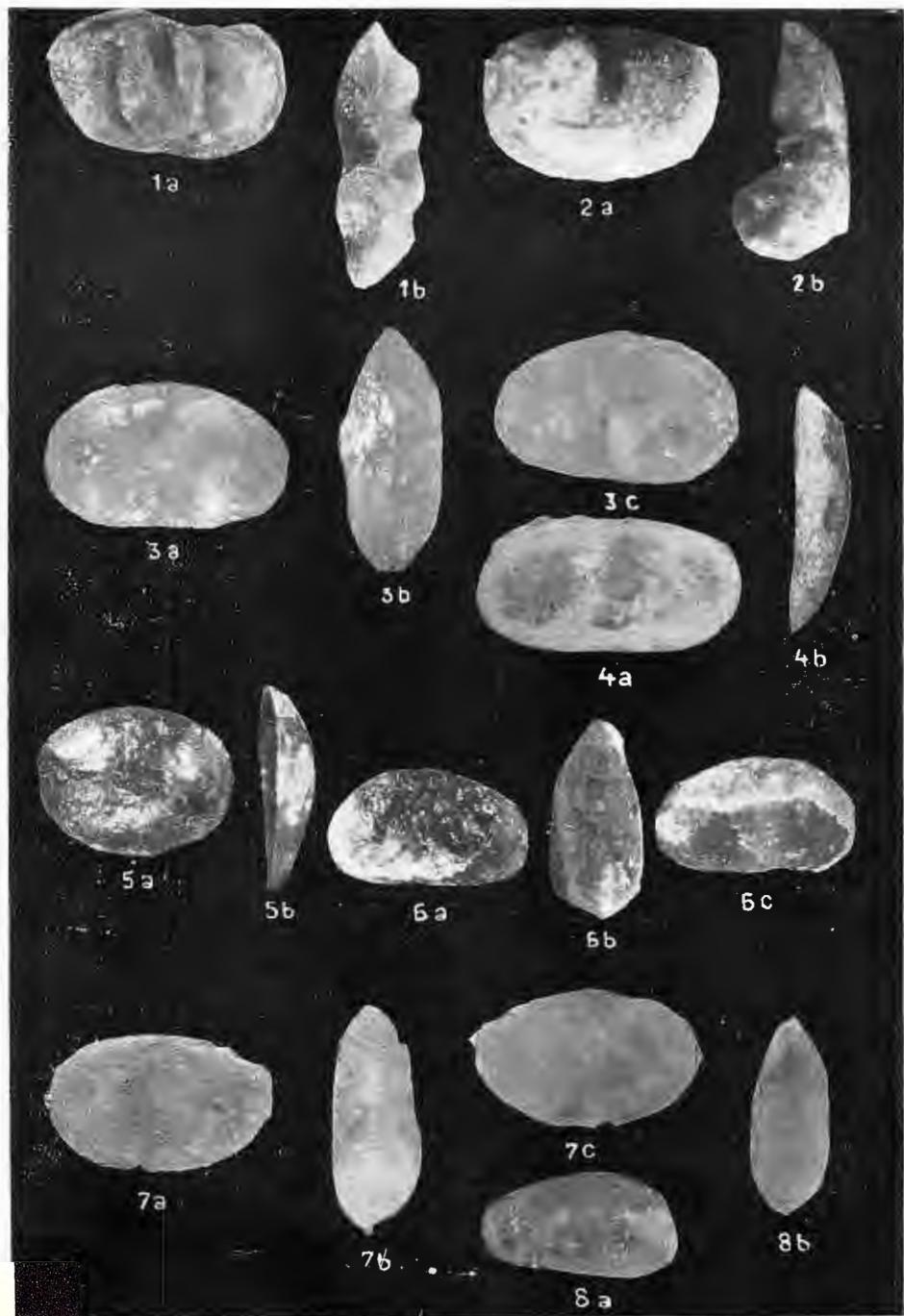


PLANŞA V

PLANŞA V

- Fig. 1 a—b. — *Eriella robusta* Stewart et Hendrix ($\times 34$).
Fig. 2 a—c. — *Kloedenella tählicherensis* Öpik. ($\times 34$).
Fig. 3 a—b. — *Haploprimitia holladayi* Wilson ($\times 42$).
Fig. 4 a—c. — *Sansabella (Coelonella) devonica* Pribyl ($\times 50$).
Fig. 5 a—b. — *Zygobolba arcta* Ulrich et Bassler ($\times 34$).
Fig. 6 a—c. — *Hamiltonella ohioensis* Stewart var. *subcompressa* ($\times 34$).
Fig. 7 a—b. — *Lucasella cavanifera* Stewart et Hendrix ($\times 34$).
Fig. 8 a—b. — *Pontocypris delicata* Wilson ($\times 50$).

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, etc. Devonianul de la Mangalia.
Pl. V.



PLANŞA VI

În planșa VI se văd patru specii de cibele și o specie de cibă din
țările românești care nu au fost păstrate în colecția noastră.

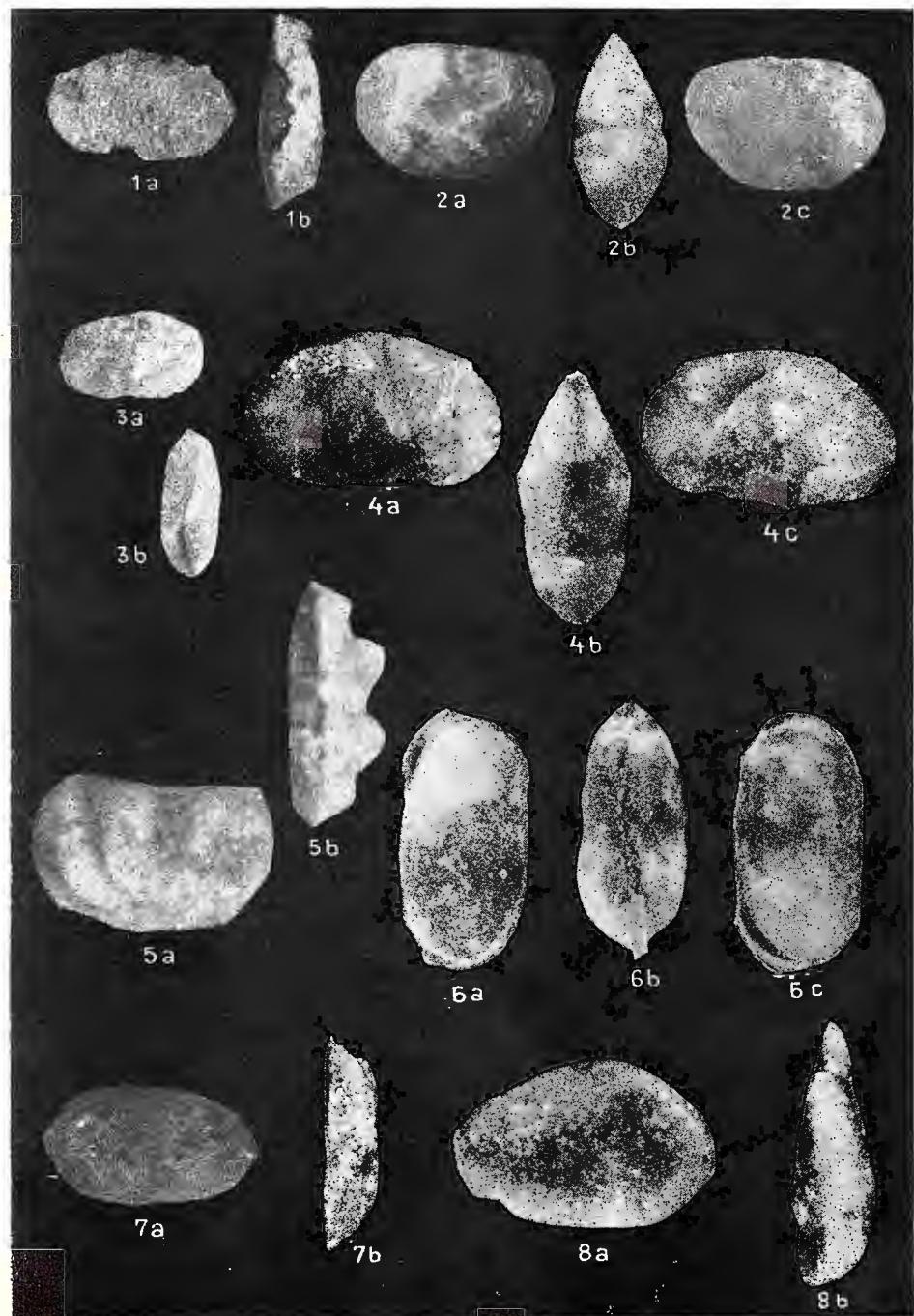
Specia numită *Scutellaria galericulata* L. este o plantă foarte
rare și nu a fost păstrată în colecția noastră.

Specia numită *Scutellaria galericulata* L. este o plantă foarte
rare și nu a fost păstrată în colecția noastră.

PLANSΑ VI

- Fig. 1 a—b. — *Bolla haraganensis* Roth. ($\times 34$).
Fig. 2 a—b. — *Primitia yungchunensis* Hou. ($\times 50$).
Fig. 3 a—b. — *Lucasella mundula* Stewart ($\times 50$).
Fig. 4 a—b. — *Elpinella pragensis* Pribyl et Snajdr. ($\times 34$).
Fig. 5 a—b. — *Aparchites?* *variolatus* Ulrich et Bassler var. *huntonensis* ($\times 34$).
Fig. 6 a—c. — *Bythocypris lucasensis* Stewart ($\times 34$).
Fig. 7 a—c. — *Quasiliites?* *pseudobrevispinata* Stewart et Hendrix ($\times 50$).
Fig. 8 a—b. — *Ortocypris* cf. *O. plasae* Pribyl ($\times 34$).

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, etc. Devonianul de la Mangalia.
Pl. VI.

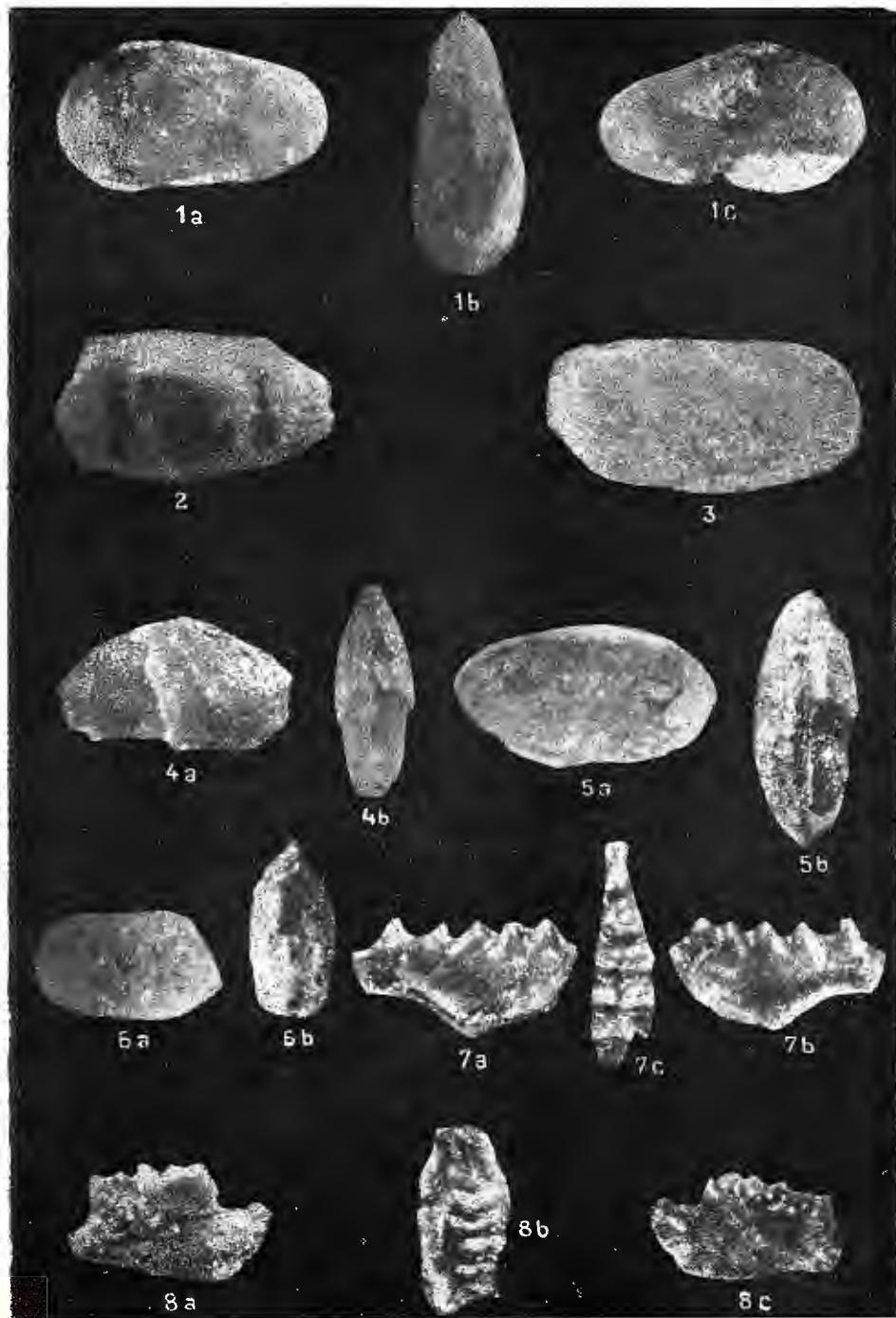


PLANŞA VII

PLANSÄ VII

- Fig. 1 a-c. — *Bythocypris kershavii* Wilson ($\times 50$).
Fig. 2. — *Dizygopleura trisinuata* van Pelt ($\times 50$).
Fig. 3. — *Bythocypris phaseolina* Ulrich et Bassler ($\times 50$).
Fig. 4 a-b. — *Elpinella?* bassleri Pribyl et Snajdr ($\times 34$).
Fig. 5 a-b. — *Cavellina subplana* Coryell et Malkin ($\times 50$).
Fig. 6 a-b. — *Kirkbya (Amphissites) primaerus* Roth. ($\times 50$).
Fig. 7 a-c. — *Ieriodus cymbiformis* Branson et Mehl. ($\times 34$).
Fig. 8 a-c. — *Polygnatus permarginata* Branson ($\times 34$).

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, etc. Devonianul de la Mangalia.
Pl. VII.



Dizygoptera trisinuata Van Pelt

Pl. VII, fig. 2

Dizygoptera trisinuata — E. Brooks and A. Messina (1952—1962).

$L = 0,78$ mm, $I = 0,44$ mm. Carapace cu contur alungit-suboval. Sulcusul anterior și posterior sunt aproape paralele. Sulcusul posterior se curbează puțin pe partea anterioară a marginii ventrale. Sulcusul median se curbează spre spate. Suprafața valvei este împărțită în patru părți subegale. Nivelul tip : Devonian mediu.

Conodontes*Icriodus cymbiformis* Branson et Mehl n. sp.

Pl. VII, fig. 7 a,b,c

Icriodus cymbiformis — B. Branson and M. G. Mehl (1938) p. 162, pl. 26, fig. 27—29.

Lungimea suprafeței orale de trei ori lățimea ei, iar marginile laterale sunt drepte și subparalele. Dintarea constă din trei șiruri longitudinale. Șirurile laterale constau din cinci denticuli pronunțați conici. Seria medie constă din șase denticuli moderat ascuțiti și mai lați. Latura aborală este adânc excavată dela extremitatea anterioară spre baza denticolelor posterioare.

Polygnathus permarginata Branson

Pl. VII, fig. 8 a, b,c

Polygnathus permarginata — E. B. Branson and M. G. Mehl (1938) p. 107, pl. 5, fig. 106.

Lunginea suprafeței orale 3 mm ; marginile laterale drepte și subparalele. Dintarea constă dintr-un șir de denticuli foarte groși, bine dezvoltăți și foarte ascuțiti. Latura orală de cea 3 ori mai lată decât cea abrală.

BIBLIOGRAFIE

- Biehoff G., Sannemann D. (1958) Unterdevonisch Conodonten aus dem Frankenwald, *Notizb. hess. L-Amtl. Bodenf.* 86, 587—110 Taf. 12—15. Wiesbaden.
- Branson E. B., Mehl M. G. (1938) The Conodont genus Icriodus and its stratigraphic distribution. *Jour. of Pal.*, vol. 12 nr. 2. p. 156—176.
- Brooks E., Messina A. (1952—1962) Catalogue of Ostracoda. 19 vol. *Dept. of Micropaleontology-The American Museum of National History Central Park West*.
- Beju D., Daneș N. (1962) Chitinozoare Siluriene din Platforma Moldovenească și Platforma Meozică. *Petrol și Gaze*, 13, nr. 12, p. 527—536. București.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., Năstăseanu S. (1960) Carboniferul inferior de pe Valea Idegului. *Acad. R.P.R. Studii și cercetări de geologie* V/3. București.

- Collinson C., Scott A. J. (1958) Chitinozoan faunule of the Devonian Cedar Valley formation. *Illinois state Geol. Surv. circ.* 247, p. 1–34.
- Combaz A., Poumout C (1962) Observations sur la structure de chitinozoaires. *Rev. Micropaléont.*, 5, nr. 3, p. 146–160.
- Dahmer G. (1915) — Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg. *Jb. Königl. Preuss. Geol. Land.* XXXVI-1 pag. 174. Berlin.
- Dahmer G. (1935) Oberste Koblenzschichten bei Miellen a.d. Lahn. *Jb. Preuss. Geol. Land.* 56–1, pag. 264. Berlin.
- Dahmer G. (1936) Die Fauna der Siegener Schichten im Ahrgebiet (Nordöst-Eifel). *Jb. Preuss. Geol. Land.* 57–1, pag. 435. Berlin.
- Dahmer G. (1942a) Die Fauna der Unter-Koblenz von Ziegenberg (Unter Devon. östlicher Taunus). *Senckenbergiana* 25, pag. 263. Frankfurt am Main.
- Dahmer G. (1942b) Die Fauna der „Gedinne“ Schichten von Weismes in der Nordwest-Eifel. *Senckenbergiana*. 25. pag. 111. Frankfurt am Main.
- Dahmer G. (1943) Die Mollusken des Wetteldorf-Richtschnittes. *Senckenbergiana* 26. 5. pag. 325.
- Doublinger J., Ruhland J. (1963) Découverte d'une faune de chitinozoaires d'âge devonien au Treh. (région du Markstein, Vosges méridionales). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 256, nr. 13, p. 2894–2896
- Downie C., Evitt W. R., Sarjeant W. A. S. (1963) Dinoflagellates, Hystrichospores, and the classification of the Acritarchs. *Standord Univ. Publ. Geol. Sci.*, VII, nr. 3, p. 1–16.
- Dunn D. L. (1959) Devonian Chitinozoans from the Cedar Valley Formation in Iowa. *Journ. Paleont.*, 33, nr. 6, p. 1001–1017.
- Eisenack A. (1955) Neue Chitinozoen aus dem Silur des Baltikums und dem Devon der Eifel. *Senckenbergiana* 36, nr. 5–6, p. 311–319.
- Ethington R. L., Furnisch W. M., Wingert J. R. (1961) Upper Devonian conodonts from Bighorn Mountains Wyoming. *Jour. of Pal.* vol. 35 nr. 4 p. 759–769.
- Frank M. C., Swartz Kim (1936) Revision of the Primitidae and Beyrichiidae with New Ostracoda from the lower Devonian of Pennsylvania. *Jour. of. Pal.* vol. 10 nr. 7 p. 541–586 pl. 79–89.
- Günther Freyer (1960) Zur Taxonomie und Biostratigraphie der Conodonten aus dem Oberdevon des Vogtlandes unter besonderer Berücksichtigung des to V/VI. *Freib. Forsch. H. C.* 95 S 1–96. 152 Bilder 7 Anlagen.
- Grigoraș N. (1956) Asupra prezenței Silurianului în Dobrogea. *Buletinul științific, Secția de Geologie-Geografie*, T. 1 nr. 3–4. București.
- Gürich G. (1908) Leitfossilium. I. Kambrium und Silur., Berlin
- Gürich G. (1909) — Leitfossilium. II. Devon. Berlin.
- Hoffmeister W. S.; Staplin F. I.; Malloy R. R. (1955) Geologic range of Paleozoic plant spores. *Micropaleontology*, V. 1, n. 1, p. 9–27.
- Hoffmeister W. S. (1959) Lower Silurian plant spores from Libya. *Micropaleontology*, V. 5, n. 3, p. 331–334.
- Hupé P. (1953, 1955) Classification des Trilobites. *Ann. de Paleontologie*, 1953 XXXIX pag. 61 și 1955 XLI pag. 111, Paris.
- Ivanova E. A. (1962) Ecologhia i razvitie brahiopod silura i devona Kuznetsovo, Minusinskovo i Tuvinscove baseina. *Trudi Paleontologicheskoro Instituta Akad. Nauk CCCP* XXXVIII. Moscova.

- Kesling R., Peterson M. Rex (1958) Middle Devonian hollinid ostracods from the Falls of the Ohio. *Jour. of Pal.*, vol. 4, nr. 2, p. 129–149.
- Kozłowski R. (1923) Faune Dénonienne de Bolivie. *An. Pal.* Paris.
- Lunov N. P., Drusciit V. V. (1958) Amonoidee (Ceratiți și Amoniți), vol.II. *Osnovi Paleontologii*. Moskva.
- Mirăuță O. (1962) Paleoizoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna–Hamcarca). *D. S. Com. Geol.* vol. 46 (1958–1959), p. 129. București.
- Moor R., Lalicker C., Fischer A. (1952) Invertebrate fossil. New-York – Tontoro – Londra.
- Patrulius D. (1963) Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (partea de W a Cimpiei Române). *D. S. Com. Geol.*, vol. XLIX/1. București.
- Patrulius D., Neagu T. (1963) Asupra prezenței Dinanțianului în fundimentul Cimpiei Române. *Studii și cercetări de Geologie-Geografie*, t. VIII/2. București.
- Van Pelt H. (1933) Some Ostracodes from the Bell Shale middle Devonian of Michigan. *Jour. of. Pal.*, vol. 7, nr. 3.
- Potonić R. (1956) Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. *Geol. Jb., Beih.*, 23, p. 1–103.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Mirăuță O. (1964) Le Carbonifère des Carpathes roumaines et de l'avant-pays Carpatique. *Compte Rendu. Cinquième Congrès international de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*. Paris.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S. (1958) Contribuții la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Giudanovița – Lupac (Banat). *An. Univ. Parhon*, 18, p. 135–144. București.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S. (1963) Prezența formei de Árthrophicus alleganiensis (Harlan) în Carpații meridionali. *Com. Acad. R.P.R.*, nr. 5, T. XIII.
- Richter R., Richter Emma (1959) Trilobiten aus dem Bosphorus-Gebiet. *Abh. Preuss. Geol. Land.* N.F. 190. Berlin.
- Römer F. A. (1854) Beiträge zur geologischen Kenntnis der nord-westlichen Harzgebirges. *Paleontographica*, 3. Cassel.
- Salomon W. (1926) Grundzüge der Geologie. II. Stuttgart.
- Sariceva T. G. (1960) Osnovi Paleontologii-Briozoa i Brahiopoda. Moscova.
- Siemiradzki J. (1906) Die paleozoischen Gebilde Podoliens. *Beiträge Pal. Geol. Öst. Ungarns und des Orients*. XIX. Wien und Leipzig.
- Simionescu I., Cădere D. (1907) Notă preliminară asupra straturilor fosilifere Devoneice din Dobrogea. *An. Inst. Geol. al României*, vol. I. București.
- Simionescu I. (1924) Fauna devonă din Dobrogea. *An. Acad. Rom. Mem. Secț. Știint.*, III/2. București
- Solle G. (1950) Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz im Taunus und Hunsrück. *Senckenbergiana*, 31–3/4) pag. 185. Frankfurt am Main.
- Solle G. (1936) Revision der Fauna des Koblenzquartzites am Rhein und Mosel *Senckenbergiana*, 18) pag. 154.
- Schmidt H. (1935) Einführung in die Paleontologie. Stuttgart.
- Schuchert Ch. et al. (1913) *Maryland Geological Survey*. Devonian. Text și Planșe. Baltimore.
- Stewart A. G. (1936) Ostracodes of the Silica Shale Middle Devonian of Ohio. *Jour. of. Pal.*, vol. 10, nr. 8, p. 739.

- Taugourdeau Ph., Jekhowsky B. (1960) Repartition et description des Chitinozoaires siluro-devoniens de quelques sondages de la C.R.E.P.S., de la C.F.P.A et de la S.N. Repal au Sahara. *Rev. Inst. Franc. Pétrole*, XV, nr. 9, p. 1199 — 1260.
- Taugourdeau Ph. (1962) Associations des Chitinozoaires dans quelques sondages de la Région de Edjele (Sahara). *Rev. Micropaleont*, 4, nr. 4, p. 229—236.
- Tchihatcheff P. et al. (1869) Asie Mineure. Text și Atlas. Paris.
- Tomczyk H. (1962) Das problem der Silur/Devon-grenze in Polen. *Symposiums Band*. Stuttgart.
- Venkatachala B. S., Beju D. (1961) Asupra prezentei devonianului în fundamentul zonei Călărași. *Petrol și Gaze*, vol. 12, nr. 11.
- Viëtor W. (1916) Der Koblenzquarzit, seine Fauna, Stellung und linksrheinische Verbreitung. *Jahrb. Preuss. Geol. Landst.*, V, XXXVII, T. 2, p. 317. Berlin.
- Zittel K. (1924) Grundzüge der Paläontologie. München und Berlin.

ÉTUDE DU DÉVONIEN DANS LE FORAGE DE MANGALIA

PAR

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, NURHAN ALI MEHMED-DĂNET, D. BEJU
(Résumé)

Le forage de Mangalia a mis en évidence la présence du Dévonien dans le secteur dobrogéen de la Plateforme moesienne (Dobrogea Méridionale).

Emplacé sur des dépôts miocènes, le forage a traversé des formations sarmatiennes, crétacées supérieures, jurassiques supérieures, et à partir de 593 m jusqu'à 1203,80 m — fond du sondage — des dépôts dévoniens.

Les dépôts dévoniens traversés par le forage sont constitués par : Calcaire noir bitumineux, spathique, diagénisé à entroques de Crinoides, Coraux et intercalations lumachelliennes de Brachiopodes.

Marno-calcaire noirâtre, schisteux à fossiles pyritisées (*Chonetes rowei*, *Spirifer audaculus*, *Eleuterokoma leducensis*, *Haploprimitia holliday* etc). Vu les formes qu'ils contiennent, ces horizons appartiennent au Frasnien et probablement à la partie supérieure du Givétien.

Marno-calcaires noirâtres à intercalations lumachelliennes de Brachiopodes, à Tentaculites, Coraux et Ostracodes.

Argilites noires à nombreuses concrétions pyriteuses, à Coraux solitaires, Brachiopodes, Gastéropodes, Ostracodes, Spores et Hystrichosphaeridae. Les formes identifiées, les Ostracodes tout notamment, démontrent que ces horizons représentent le Givétien.

Quartzites durs, violacés, noirs ou blancs à intercalations de grès-durs verdâtres à Gastéropodes, Lamellibranches, Brachiopodes et intercalations d'argilites noires à nombreuses impressions de plantes — Psyllophitales.

Marno-calcaires noirs à diaclases de calcite alternant avec des argilites noires, grès quartzitiques et intercalations lumachelliennes surtout de Schellwienella. Ils contiennent encore des Lamellibranches, Trilobites, Tentaculites, Spores, Hystrichosphaeridae, Ostracodes, Conodontes.. Ces deux horizons appartiennent à l'Eifélien.

Les argilites noires en alternance avec des marnes et marno-calcaires avec prédominance remarquable des Lamellibranches. Elles contiennent également Brachiopodes, Trilobites, Spores, Chitinozoaires, Ostracodes. Les espèces déterminées attestent l'âge Coblenzien de cet horizon.

Argilites noires dans lesquelles a été identifié un mélange d'espèces dévonniennes et siluriennes supérieures (*Chonetes* aff. *striatella omaliana*, *Camarotoechia daleidensis*, *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus*, *Tentaculites gyracanthus*, *T. ornatus*, *Novakia* aff. *aquarites*, *Sphaenotus compactus*, *Sanquinolaria compressa* etc., Spores, Chitinozoaires). Ces formes témoignent de la présence, dans cet horizon, du Gédinien et probablement de la partie supérieure du Silurien—Ludlovien.

STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR CALCARÉ LIASICE
ÎN SUCCESIUNEA DEPOZITELOR MEZOZOICE
DIN FLANCUL VESTIC AL SINCLINALULUI
RARĂU (CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾

DE

I. STĂNOIU²⁾

Abstract

On the Presence of some Liassic Limestones in the Mesozoic Deposit Succession in the Western Side of the Rarău Syncline (Eastern Carpathians). Within the continuous band of Triassic deposits in the Rarău syncline sides, the equivalent Campilian strata and a grey-whitish, hornfels-like stratified limestone series containing *Diplopora*, which could belong to the Ladinian age was pointed out overlaying the dolomite. As Jurassic, under the jasper level, a fossiliferous Liassic in Hierlatz facies was recorded. It has been found that the jasper up to date considered of Triassic age, represents in fact a transgression term younger than the Liassic; Jurassic (Callovian-Oxfordian).

Sinclinalul Rarău reprezintă un segment din zona sinclinală mult mai întinsă care urmărește marginea externă a masivului cristalin moldav și care a fost definită de V. Uhlig ca „Ostkarpathische Randmulde”. Dintre autorii care în diferite lucrări de specialitate se referă și la depozitele mezozoice din acest sinclinal se remarcă următorii: B. Cotta (1855), K. M. Paul (1876), S. Athanasiu (1899), V. Uhlig (1899, 1900, 1903, 1907), H. Vettters (1905), G. Merhard (1910), G. Macovei (1927), Th. Kräutner (1929—1930), D. M. Preda și M. Ilie (1940), M. Savul (1955), M. Ilie (1957), D. Patruliș (1957), I. Băncilă (1958), D. Patruliș și Gr. Popescu (1964) etc.

¹⁾ Comunicare în ședință din 5 februarie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecționi și Laboratoare, Șos. Kiseleff Nr. 2, București.

Pentru o mai bună înțelegere a poziției pe care o ocupă calcarurile eoliastice în coloana depozitelor mezozoice cît și a considerațiilor ce decurg, voi încerca să fac o descriere completă a succesiunii depozitelor triasice și jurasice care constituie cuvertura șisturilor cristaline a masivului cristalin moldav în sinclinalul Rărău (fig. 1).

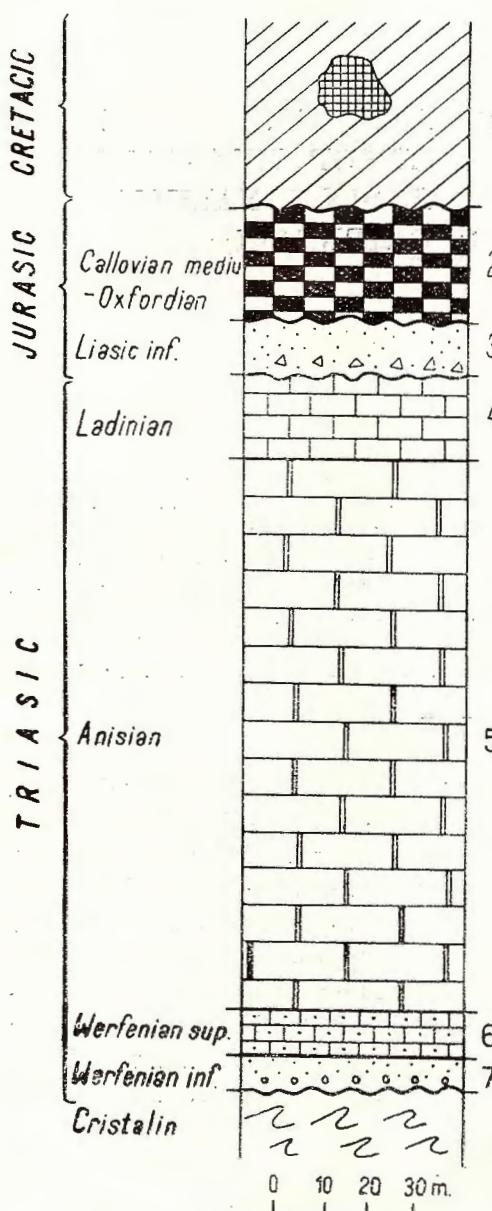


Fig. 1. — Coloană stratigrafică sintetică. Succesiunea depozitelor triasice și jurasice din sinclinalul Rărău (Carpații orientali).

1. Cretacic inferior cu blocuri triasice și jurasice in sedimentate; 2, jaspuri roșii și verzi; 3, calcare grezoase, spatic, oolitice, roșcate; 4, calcare cenușii în plăci; 5, dolomite masive; 6, calcare grezoase în plăci; 7, conglomerate și gresii quartitice.

Colonne stratigraphique synthétique. Succession des dépôts triasiques et jurassiques dans le synclinal de Rărău (Carpathes Orientales).

1. Crétacé inférieur à blocs triasiques et jurassiques ensemblments; 2, jaspes rouges et verts; 3, calcaires gréseux, spathiques, oolithiques, rougeâtres; 4, calcaires grès en plaques; 5, dolomites massives; 6, calcaires gréseux en plaques; 7, conglomérats et grès quartitiques.

Urmează un orizont de 100—200 m grosime, constituit din dolomite și dolomite calcaroase cenușii masive. Cercetătorii menționați mai sus, care atribuie gresiile și conglomeratele bazale Seisianului, sunt de acord în a considera aceste roci carbonataate ca aparținând Campilian-Anisianului.

În baza orizontului dolomitic și peste conglomeratele Seisianului am observat în numeroase puncte din flancul sinclinalului Rarău (între Pojorita și valea Lucina), un pachet de calcare cenușii în plăci, cu învelișuri marnoase și nisipoase, micaferă pe fețele de stratificație. Aceste roci prezintă tranziții atât spre dolomite cât și spre conglomeratele cuarțitice din bază. Pe suprafața calcarelor în plăci se observă adesea exemplare de *Myophoria*, *Pseudomonotis*, *Gervilleia* și gasteropode.

Aspectul litologic, poziția căt și asociația faunistică arată că orizontul calcarelor în plăci corespunde nivelului din care I. Atanasiu (1928) a recoltat la Azodul Mare (regiunea Tulgheș) o faună a Campilianului superior, comparabilă cu aceea a stratelor de Campil din Alpi. O faună similară este menționată de I. Bancilă (1938), în baza dolomitelor masive din masivul Hăghimaș.

Cele de mai sus arată că în sinclinalul Rarău, Werfenianul nu este cuprins în orizontul dolomitelor masive, acestea din urmă aparținând Anisianului.

În partea de N a sinclinalului, în sectorul Breaza—Muntele Lucina, peste orizontul dolomitic se păstrează un pachet, având pînă la 30 m grosime, constituit din calcare, uneori slab dolomitice, cenușii-albicioase, stratificate, cu aspect cornos. Calcarul apare sub microscop în parte recristalizat, cu plaje mai opace fin granulare. Masa rocii este străbătută de diaclaze umplute cu calcit. Se observă adesea foraminifere prost conservate, fragmente de cochilii de moluște, alge din familia Dasycladaceae (*Diplopora*) și chiar gasteropode mici.

Acstea calcare ar putea fi paralelizate cu calcarele cu *Dasycladaceae* citate peste dolomitele din Hăghimaș, pe care I. Bancilă (1938) le atribuie Ladinianului. S-ar mai putea face încercări de paralelizare cu calcarele albe citate de D. Patruțiu, I. Motas și M. Bleahu (1960) peste dolomitele din Maramureș și pe care autorii menționați le repartizează Triasicului superior. De asemenei peste dolomitele din masivul Arsurilor (I. Atanasiu, 1927) se citează calcare albe atribuite însă Rhetianului.

Tinind seama de cele arătate mai sus căt și de faptul că în Alpi algele de tipul *Diplopora* au dezvoltarea caracteristică în Triasicul mediu,

calcarele cu aspect cornos din sectorul Breaza — Muntele Lucina ar putea aparține Ladinianului; poate chiar cu treceri în Triasicul superior.

Jurasie. În sectorul dealul Glodu — valea Tătarca, peste aceste calcar stratificate, se dispune transgresiv un nivel de 1 — 5 m grosime de calcare roșcate, nisipoase, spatiche, cu oolite feruginoase (vezi fig. 2).

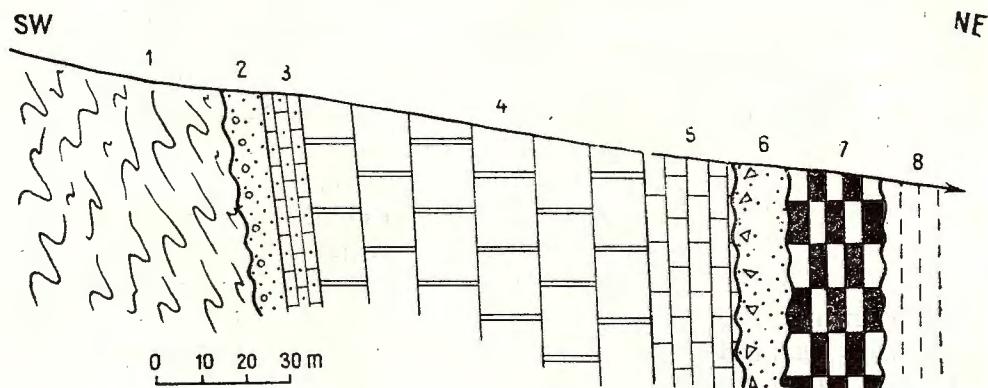


Fig. 2. — Secțiune geologică prin succesiunea depozitelor triasice și jurasice de pe valea Tătarca

1, Cristalin; 2, Werfenian inferior (Str. de Seis) — conglomerate și gresii cuarțitice; 3, Werfenian superior (strate de Campii) = calcară grezoase în plăci; 4, Anisian = dolomite massive; 5, Ladinian = calcare și calcare dolomitice cenușii; 6, Liasic inferior = calcare grezoase, spatiche, oolitice, roșcate; 7, Callovian mediu = Oxfordian — jaspuri roșii și verzi; 8, Barremian — Aptian = gișturi argiloase cu diabaze și serpentine.

Section géologique dans la succession des dépôts triasiques et jurassiques de la vallée de Tătarca

1, Cristallin; 2, Werfénien inférieur (Couches de Seis) = conglomérats et grès quartzitiques; 3, Werfénien supérieur (Couches de Campil) = calcaires gréseux en plaques; 4, Anisien = dolomites massives; 5, Ladinien = calcaires et calcaires dolomitiques gris; 6, Lias inférieur = calcaires gréseux, spathiques, oolithiques, rougeâtres; 7, Callovien moyen — Oxfordien = jaspes rouges et verts; Barrémien — Aptien = schistes argileux à diabases et serpentines.

Aceste calcare prezintă un aspect neomogen, o structură subnoduloasă, în parte datorită concentrării neuniforme a oolitelor feruginoase și a granulelor de cuarț. De remarcat că rocile menționate conțin rare fragmente angulare de calcare albe-cenușii, identice celor din culcuș. Calcarurile nisipoase roșcate au dezvoltarea lor cea mai caracteristică pe dealul Glodu și valea Tătarca.

Pe harta geologică la scara 1 :100.000 redactată de Serviciul Geologic din M.I.P.C., pe valea Tătarca, peste jaspurile triasice apare o fișie de depozite atribuite Doggerului.

Recent, V. M u t i h a c¹⁾ citează din aceste calcare nisipoase, pe care le consideră intercalate la partea superioară a orizontului dolomitic, numeroase exemplare de *Pecten discites* B i t t., resturi de *Waldheimia carinthiae* (R o t h p l.) sau *W. angustaeformis* B ö c k h, *Aulecoceras* sp. și *Koninkina* sp. Pe baza acestei asociații autorul conchide: „pare a se confirma părerea lui I. A t a n a s i u că partea superioară a dolomitelor ar apartine Anisianului”.

Din aceste calcare feruginoase, în dealul Glodu și valea Tătarca, am recoltat următoarele specii:

Aequipecten cf. *priscus* (S c h l.) (pl. I, fig. 5)

Chlamys subulatus (M ü n s t e r.) (pl. I, fig. 4)

Chlamys proeteus (d'O r b.) (pl. I, fig. 1 b; pl. I, fig. 3)

Pseudamussium hehlii (d'O r b.) (pl. I, fig. 1 a; pl. I, fig. 2)

Pseudamussium cf. *liasinum* (N y s t.) (pl. II, fig. 2).

În afară de formele amintite, roca mai conține numeroase resturi de alte pectinide precum și de brachiopode. În secțiuni subțiri se observă abundența fragmentelor de echinoderme și prezența foraminiferelor (Lagenide).

Rocile descrise au aceeași constituție petrografică, aceeași poziție și conțin aceeași asociație faunistică ca și calcarele eoliasice semnalate de I. A t a n a s i u și G r. R ă i l e a n u (1950) pe pîrful Ghilcoș (masivul Hăghimaș), și considerate de autorii menționați ca aparținând faciesului de Hierlatz. Rocă liasice similară au fost semnalate și de D. P a t r u - l i u s²⁾ în partea meridională a masivului Hăghimaș.

Răspindirea pe verticală a formelor citate mai sus pledează pentru o vîrstă liasică a calcarelor grezoase, feruginoase.

Formele întâlnite în aceste calcare liasice sunt frecvente atât în faciesul de Hierlatz cât și în faciesul de Gresten al Liasicului, însă aspectul petrografic este diferit de cel al depozitelor detritice de tipul Gresten. Deși litologic, aceste roci se aseamănă oarecum cu calcarele ce caracterizează faciesul de Adneth, totuși prezența echinodermelor, numărul mare de lamelibranchiate și brachiopode, lipsa amoniților cât și poziția stratigrafică, care este aceeași cu a calcarelor de Hierlatz, duc la concluzia că suntem în prezență unui similar.

De remarcat că în klippele din sinclinalul Rarău este semnalată și prezența Liasicului în facies de Adneth, pe Valea Seacă (V. U h l i g,

¹⁾ V. M u t i h a c. Cercetări geologice în sinclinalul Rarăului. Raport Arh. Inst. Geol. București, 1963.

²⁾ D. P a t r u l i u s. Asupra prezenței unor calcare liasice cu *Involutina* în bazinul superior al văii Trotușului (Carpații orientali) — va apărea în D.S. Com. Geol., vol. L/2.

1900) și că în depozitele detritice ale Cretacicului se găsesc blocuri de calcară rheițiene fosilifere cum sunt cele semnalate de M e r h a r d (1910) la Sadova și de D. P a t r u l i u s și G r. P o p e s c u (1964) pe flancul intern al sinclinalului, la W de culmea Rarăului.

O klippă de calcară cenușii, marnoase, noduloase și calcară albe zaharoide am semnalat la obârșia văii Inginerca (W de localitatea Breaza) din care s-au recoltat următoarele forme :

Rhetina gregaria (S u e s s)

Rhetina pyriformis (S u e s s)

,, *Rhynchonella*" *subrimosa* S c h a f h.

Ariacula sp.

Lopha sp.

asociație ce indică o vîrstă rhetiană.

Peste calcarale Liasicului inferior (sectorul dealul Glodu — valea Tătarca), iar mai departe peste calcarale și peste dolomitele triasice din flancurile sinclinalului Rarău se dispune, sub forma unei fișii continue, un pachet de roci silicioase (jaspuri și radiolarite) roșii și verzi, stratificate. Ele conțin adesea intercalătii șistoase de gresii micaferate roșcate cu granule de cuarț detritic. Sub microscop roca apare ca o țesătură de radiolari și spiculi de spongieri, prinse într-o masă silicioasă (opal sau calcedonie), cu plaje argiloase. Se observă de asemenea granule de cuarț detritic și lamele de mică. De remarcat abundența prodisoconcelor¹⁾, mai ales pe eșantioanele recoltate din intercalătii calcaroase, care sunt prezente adesea în acest pachet. Dintr-o astfel de intercalătie, pe culmea dintre valea Lucava și valea Lucina am recoltat un rostrum de belemnit.

În ceea ce privește vîrsta, radiolaritele din fișia continuă de depozite din flancurile sinclinalului Rarău au fost atribuite Triasicului (K. M. P a u l, 1876; V. U h l i g, 1899 și 1907; H. V e t t e r s, 1905; T h. K r ä u t n e r, 1930; D. M. P r e d a și M. I l i e, 1938; I. B ă n - e i l ă și V. C o r v i n P a p i u, 1953; M. S a v u l, 1955; I. B ă n - e i l ă, 1958; D. P a t r u l i u s și G r. P o p e s c u, 1964 etc.), Permianului (M. I l i e, 1957), Triasicului și Cretacicului inferior (G. M a c o v e i, 1927) și Jurasicului — Callovian-Oxfordian — și Cretacicului inferior (T h. K r ä u t n e r, 1929). În ultimul timp, în literatura de specialitate, s-a încețătenit ideia vîrstei triasice (Ladinian) pentru aceste roci.

Faptul că jaspurile din fișia continuă de depozite din flancurile sinclinalului Rarău sunt suportate clar, în sectorul dealul Glodu — valea

¹⁾ Semnalate în secțiunile noastre de către D. P a t r u l i u s.

Tătarca, de calcare eliasice, arată că acestea au cu siguranță o vîrstă mai nouă decât Triasicul ; ele aparținând probabil, ca în tot restul Carpaților orientali cît și în alte arii ale domeniului carpatic, Callovian-Oxfordianului. Rostrumul de belemnit recoltat din această formațiune este un argument în plus în favoarea vîrstei post-triasice.

Vîrsta triasică era argumentată prin tranzițiile dolomite-jaspuri cît și prin poziția calcarelor roșii cu amoniți triasici, semnalate de K. M. Paul, peste jaspurile flancului extern (pîriul Cailor).

După ce am arătat că, în sectorul dealul Glodu — valea Tătarca între jaspurile fișiei continue din flancul intern și dolomite se interpun normal calcare ladiniene și calcare liasice, poziția jaspurilor, direct peste dolomite, nu poate fi interpretată decât ca efectul unui fenomen de transgresiune și deci în acest caz se exclude posibilitatea tranziției dolomite jaspuri. Chiar dacă aceasta apare în anumite puncte la prima vedere, ea trebuie explicată altfel ; în nici un caz nu reflectă o continuitate de sedimentare de la dolomite la jaspuri.

Frecvența prodisoconcelor în stratele cu jaspuri indică o vîrstă jurasică (Callovian-Oxfordian) sau triasică. Ori, după ce am arătat că vîrsta triasică se exclude pentru jaspurile din fișia continuă de depozite din flancurile sinclinalului Rarău, rămîne ca acestea să fie atribuite Jurasicului (Callovian-Oxfordian).

În ceea ce privește poziția calcarelor roșii cu faună triasică semnalate de K. M. Paul pe pîriul Cailor, peste jaspurile flancului extern, aceasta este accidentală (calcarele roșii reprezintă un olistolit în masa depozitelor cretacice din umplutura sinclinalului). Klippe de calcare asemănătoare se mai observă, la N, pe valea Timen și pe valea Inginerca, unde poziția lor este evidentă ; prinse în masa depozitelor cretacice din umplutura sinclinalului Rarău, care la rîndul lor repauzează peste jaspurile flancului extern. Vîrsta cretacică, susținută de unii autori pentru o parte a radiolaritelor din flancurile sinclinalului Rarău, nu poate fi argumentată convingător dacă ținem seama de faptul că ele, după cum s-a mai arătat în diferite lucrări, formează o fișie aproape continuă pe ambele flancuri. Rămîne totuși deschisă ideia posibilității că o parte din șisturile cu jaspuri să se situeze la baza depozitelor cretacice din umplutura sinclinalului Rarău ; ideie, de altfel susținută anterior de G. M a c o v e i (1927) și Th. Kräutner (1929). Aceasta deoarece diferite aflorimente par să sugereze tranziție între stratele cu jaspuri de peste dolomite și șisturile Cretacicului inferior.

Cele de mai sus nu se referă la vîrstă jaspurilor și radiolaritelor legate de masa rocilor cretacice la contactul cu diabazele și nici la radiolaritele legate de klippele de depozite triasice, înglobate în umplutura cretacică a sinclinalului Rarău. Astfel, Th. Kräutner (1929), D. Patruliș și Gr. Popescu (1964) etc. citează jaspuri sigur cretacic-inferioare la contactul depozitelor argiloase barremian-aptiene cu diabazele. De asemenea, în masivul Rarău, la baza klippei Piatra Zimbrului apar calcare cenușii cu benzi de radiolarite roșii și verzi, în care D. Patruliș și Gr. Popescu (1960) citează specii de *Daonella* triasice. Astfel de klippe, cu faună asemănătoare (*Daonella* și *Monotis*) și care au în bază calcare cenușii în plăci cu accidente silicioase iar la partea superioară calcare albe recifale, am mai observat în malul stîng al văii Moldova (1 km amonte de cariera Botuș) și pe valea Ingierca (W de localitatea Breaza).

Poziția jaspurilor din fișă continuă a flancului sinclinalului Rarău, peste termeni de diferite vîrste, precum și caracterul detritic al lor, arătă că aceste roci reprezintă un termen transgresiv. În sprijinul poziției transgresive a acestei formațiuni se poate aduce și observația lui I. Bancilă (1958), care remarcă faptul că la W și S de Rarău, jaspurile „triasice” depășesc uneori dolomitele pentru a se situa direct pe crâsnic. Este de remarcat că și în Maramureș există jaspuri ce stau direct pe șisturile cristaline (D. Patruliș, I. Motas și M. Bleahu, 1960). De asemenea, intercalăriile grezoase, cît și prezența elementelor detritice în masa jaspurilor sunt argumente în sprijinul caracterului transgresiv al acestei formațiuni. Toate aceste date vin să arate că și în sinclinalul Rarău există o discontinuitate corespunzătoare fazei Yaila (Agassiz), discontinuitate semnalată de D. Patruliș (1960) în restul Carpaților orientali.

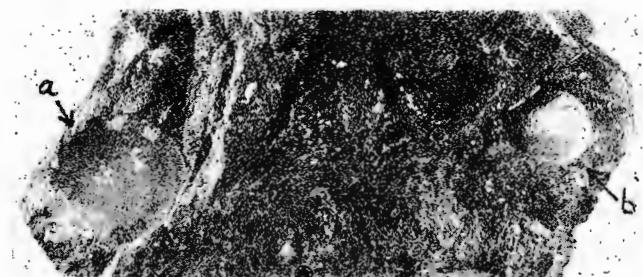
Asupra prezenței termenilor superiori ai Doggerului în această regiune nu avem nici o dovedă sigură (cu excepția gresiilor din dealul Prașca). Se poate presupune că acesta s-a depus și în zona sinclinalului Rarău, ca de altfel în tot restul Carpaților orientali, dar că a fost îndepărtat prin eroziune în timpul extinderei corespunzătoare fazei Yaila.

Este de asemenea probabil că o parte din depozitele triasice și liasice să fi fost îndepărtate și în timpul fazei Doneț, care este binecunoscută în Carpații orientali. O discontinuitate corespunzătoare fazei Doneț a fost semnalată la N de regiunea Rarău. Astfel I. V. Slavini (fide D. Patruliș, 1960) semnalează în klippele pienine din Ucraina transcarpatică (Perecin), o transgresiune a Toarcianului superior — Aalenianului, pe Liasicul mediu.

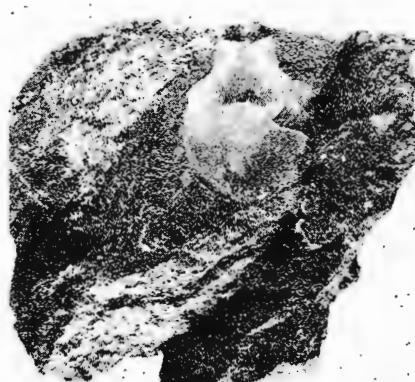
PLANS A 1

PLANŞA I

- Fig. 1a. — *Pseudamussium hehli* (d'Orb.). 1/1.
Fig. 1b. — *Chlamys proeteus* (d'Orb.). 1/1.
Fig. 2. — *Pseudamussium hehli* (d'Orb.). 1/1.
Fig. 3. — *Chlamys proeteus* (d'Orb.). 1/1.
Fig. 4. — *Chlamys subulatus* (Münster). 1/1.
Fig. 5. — *Aequipecten ci. priscus* (Schl.). 1/1.



1.



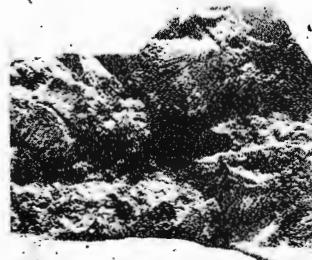
2.



3.



4.

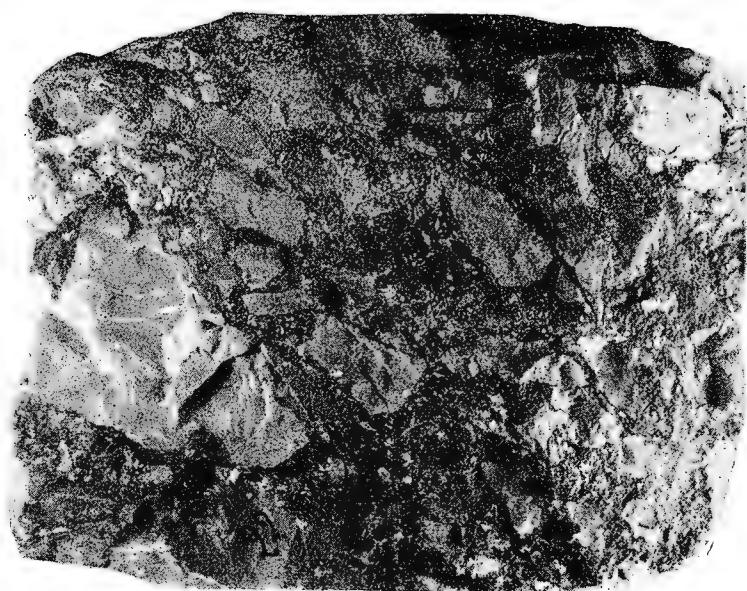


5.

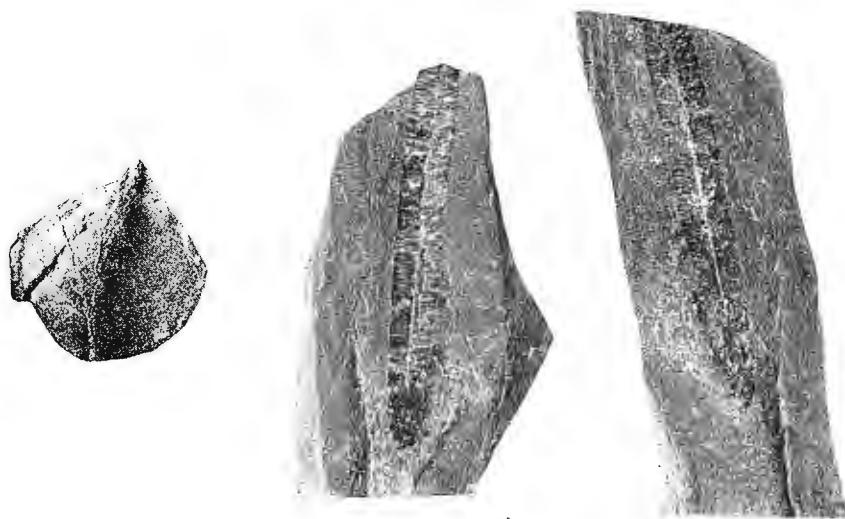
PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — Breccie sedimentară liasică cu fragmente de calcare cenușii cu *Diplopora*-ladiniene. 1/1,5.
Brèche sédimentaire liasique à fragments de calcaires grisâtres à *Diplopora* ladiniens. 1/1,5.
- Fig. 2. — *Pseudamussium* cf. *liasinum* (Nyst.). 1/1.
Pseudamussium cf. *liasinum* (Nyst.). 1/1.
- Fig. 3,4. — Rostrum de belemnit dintr-o intercalătie calcaroasă în jaspurile callovian—oxfordiene de pe interfluviul valea Lucava—valea Lucina. 1/1.
Rostrum de Bélemnite dans une intercalation calcaire dans les jaspes calloviens—oxfordiens de l'aire interfluviale vallée Lucava—vallée Lucina. 1/1.



1.



2.

3.

4.

În concluzie, în cadrul fișiei continue de depozite triasice și jurasicice din flancurile sinclinalului Rarău, sub dolomitele masive și peste orizontul conglomeratic al Seisianului, se situează un pachet de calcar cenușii în plăci cu *Myophoria*, *Pseudomonotis*, *Gerrilleia* și gasteropode, care după poziție și asociație faunistică corespunde echivalențului straterelor de Campil din Alpi (Campilian).

În sectorul localitatea Breaza – Muntele Lucina, peste dolomitele din flancul vestic al sinclinalului Rarău, se păstrează un orizont (pînă la 20 m grosime) de calcare, uneori dolomitice, cenușii-albicioase, stratificate, cornoase, cu spărtură așchioasă. În secțiuni subțiri se semnalizează prezența Diploporelor. După cele arătate pînă acum cît și prin comparație cu alte regiuni, aceste calcare ar putea să aparțină Ladinianului (poate chiar cu treceri în Triasicul superior).

Peste aceste calcare, în sectorul dealul Glodu – valea Tătarca, se dispune transgresiv un nivel (1–5 m grosime) de calcare detritice, roșcate, spaticе, cu oolite feruginoase, care conțin numeroase pectinide, brachiopode și fragmente de echinoderme.

Dintre acestea am determinat :

- Aequipecten* cf. *priscus* (Schl.)
- Chlamys proeteus* (d'Orb.)
- Chlamys subulatus* (Münster)
- Pseudamussium hehlii* (d'Orb.)
- Pseudamussium* cf. *liazinum* (Nyst.)

Asociația faunistică, aspectul petrografic cît și poziția arată că suntem în prezență Liasicul inferior în facies de Hieratz.

Peste calcarele liasice (în sectorul amintit), și mai departe peste calcarele și dolomitele triasice din flancurile sinclinalului Rarău, se dispune un orizont de jaspuri roșii și verzi cu belemniti.

Datorită poziției (suportate clar de calcarele liasice) se poate trage concluzia că jaspurile din fișia continuă de depozite a flancurilor sinclinalului Rarău aparțin Jurasicului (Callovian-Oxfordianului), ca de altfel în tot restul Carpaților orientali, cît și în alte părți ale unității carpatice. Rămîne deschisă ipoteza ca o parte din stratele cu jaspuri să se situeze în baza depozitelor cretacice din umplutura sinclinalului.

Faptul că, în sectorul dealul Glodu – valea Tătarca, orizontul jaspurilor este suportat direct de calcarele grezoase eoliasice și mai departe de calcare și dolomite triasice, arată clar poziția lui transgresivă.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1927) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIII. București.
- Atanasiu I., Răileanu Gr. (1950) Contribuții la cunoașterea Liasicului din munții Hăgimaș. *Bul. St. Acad. R.P.R., Geol.-Geogr.*, T. II, nr. 5. București.
- Athanasiu S. (1899) Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. *Jb. d.k.k. geol. R. A.* Bd XLIX. Wien.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăgimaș — Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XXI. București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Edit. Științ. București.
- Băncilă I., Papu Corvin V. (1953) Jaspurile triasice de la Pojorita — Bucovina. *Bul. Acad. R.P.R., sect. II*, T.V. București.
- Cotta B. (1855) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R. A.*, VI. Wien.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Herbich Fr. (1878) Das Szeklerland. *Mitt. a.d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* Budapest.
- Ilie M. D. (1941) Problema jaspurilor și radiolaritelor din Carpații României. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, nr. 15. București.
- Ilie M. D. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău — Cîmpulungul Moldovei — P. Caielor. *An. Com. Geol.*, vol. XXX. București.
- Jekelius E. (1916) Daten über den geologischen Bau des Bucsecs und Csukás. *Jahrest. d.k. ung. geol. A.* Budapest.
- Kräutner Th. (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIV. București.
- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, văii Tibăului și Cîrlibabei. *D.S. Com. Geol.*, vol. XV (1926—1927). București.
- Macovei G. (1927) Ghidul excursiilor. București.
- Merhart G. (1910) Neue Funde aus der Trias der Bukowina. *Mitt. d. geol. Gesl.*, Bd. III. Wien.
- Patrulius D. (1957) Corelarea Doggerului superior și a Malmului din Carpații orientali. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, T. II, nr. 2. București.
- Patrulius D. (1960) La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *An. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. XLIX, fasc. I. Budapest.
- Patrulius D., Popescu Gr. (1960) Fația dihogo flișa i klippeni osadocinogo prois-hodjenia v Bucovine i Maramureșa. *Materiali Karpato — Balkanskoi Assoiației. Akad. Ucrain. S.S.R.*, nr. 1. Kiev.
- Patrulius D., Motaș I., Bleahu M. (1960) Geologiskoe stroenie Rumânskogo Maramureșa. *Materiali Karpato-Balkanskoi Assoiației. Akad. Nauk. Ucrain.* nr. 1. Kiev.
- Patrulius D., Popescu Gr. (1964) Contribuții la stratigrafia Cretacicului și a klip-pelor din Rarău. *An. Com. Geol.*, XXXIV/2. București.
- Paul K. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d.k.k. geol. R. A.*, Bd. XXVI, H. 3. Wien.
- Preda D., Ilie M. (1938) Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIV. București.
- Preda D., Răileanu Gr. (1953) Contribuții la cunoașterea Liasicului din Perșani. *An. Com. Geol.*, vol. XXVI. București.

- Savul M. (1955) Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor din sinclinalul marginal din Bucovina. *D.S. Com. Geol.*, vol. XXXIX. București.
- Uhlig V. (1889) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der Goldenen Bistritz (nordöstliche Karpathen). *Sitzungsber. b.d.k. Akad. d. Wiss.*, XCVIII, Abt. I. Wien.
- Uhlig V. (1900) Über eine unterliassische Fauna aus der Bukowina. *Abh. d. Vereines „Lotos.“* Prag.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d.k. Akad. d. Wiss. Math. Naturw. Kl.*, CXVI, Abt. I. Wien.
- Vetters H. (1905) Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina. *Jahrb. d.k.k. geol. R. A.*, Bd. LV. Wien.
- * * * Harta geologică, scara 1:500.000, redactată de Comitetul Geologic.
- * * * Harta geologică a zonelor de interes petrolifer ale R.P.R., scara 1:100.000, întocmită de L.C.G.E.O. din M.I.P.C.

SUR LE PRÉSENCE DES CALCAIRES LIASIQUES DANS LA SUCCESSION DES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES DANS LE FLANC OCCIDENTAL DU SYNCLINAL RARĂU (CARPATES ORIENTALES)

PAR

I. STĂNOIU

(Résumé)

Dans le cadre de la bande continue de dépôts triasiques et liasiques dans les flancs du synclinal Rarău, sous les dolomies massives et au-dessus de l'horizon conglomératique du Seissien, se situe un paquet de calcaires grisâtres en plaques à *Myophoria*, *Pseudomonotis*, *Gerrillea* et Gastéropodes, lequel selon sa position et association faunique correspond à l'équivalent des couches de Campil des Alpes (Campillien).

Dans le secteur de la localité Breaza — Muntele Lucina, au-dessus des dolomies du flanc occidental du synclinal Rarău, un horizon subsiste (jusqu'à 20 m épaisseur) de calcaires, dolomitiques parfois, gris blanchâtre, stratifiés, cornés, à cassure esquilleuse.

Dans de minces sections on signale la présence des Diplopores. Vu tout ce que nous venons de montrer ainsi que la comparaison avec d'autres régions, ces calcaires pourraient appartenir au Ladinien (peut-être même avec des passages au Trias supérieur).

Au-dessus de ces calcaires, dans le secteur de la colline Glodu — V. Tătarca, se dispose transgressivement un niveau (1—5 m épaisseur)

de calcaires détritiques, roux, spathiques, à oolithes ferrugineuses contenant nombre de Pectinides, Brachiopodes et fragments d'Équinodermes.

Nous en avons déterminé :

- Aequipecten cf. priscus* (Schl.)
Chlamys subulatus (Münster)
Chlamys proeteus (d'Orb.)
Pseudamussium hehlii (d'Orb.)
Pseudamussium cf. liasinum (Nyst.)

L'association faunique, l'aspect pétrographique, la position aussi, tout concourent à prouver que nous sommes en présence du Lias en faciès de Hierlitz.

Au-dessus des calcaires liasiques (dans le secteur mentionné) et plus loin au-dessus des calcaires et des dolomies triasiques dans les flancs du synclinal Rarău se dispose un horizon de jaspes rouges et verts à Bélemnites.

Grâce à la position (supportés nettement par les calcaires liasiques) on peut conclure que les jaspes de la bande continue de dépôts des flancs du synclinal Rarău appartiennent au Jurassique (Callovien-Oxfordien), comme d'ailleurs dans tout le reste des Carpates Orientales ainsi que dans d'autres parties de l'unité carpatique. Reste à envisager l'hypothèse d'une partie des couches à jaspes qui se situe en base des dépôts crétacés du remplissage du synclinal.

L'horizon des jaspes surmontant, dans le secteur de la colline Glodu — V. Tătarca, les calcaires gréseux-liasiques et plus loin les calcaires et dolomies triasiques indique nettement — par là même — sa position transgressive.

PREZENTAREA HĂRTII GEOLOGICE
A REGIUNII DINTRE BREȚCU ȘI VALEA OITUZULUI¹⁾
DE
I. BĂNCILĂ, D. CRISTODULO, I. MARINESCU²⁾

Abstract

Presentation of the Geological Map for the Area between Brețcu and Oituz Valley. The investigations in the median flysch of the Brețcu — Oituz area have shown Lower Cretaceous deposits (Black Schists) and Upper Cretaceous deposits (Lupchianu — Șiclău Strata, Horgazu Strata, Iocerames bearing Strata) with continuous transition to the Tarcău sandstones and the Podu Secu Strata. These latter are overlaid by the Oligocene in Krosno-Fusaru facies, which is different from the Kliwa type Oligocene, in the external flysch. The tectonic style is characterized by the overlapping of some imbrications and overthrusts towards the eastern part of the median-marginal nappe (alpinotype style) with a system of radial fractures (germanotype style), affecting both the overthrusted median marginal unit and the external parautochthon.

Introducere. Revizuirea cartărilor de teren, întreprinsă în ultimi ani în flișul median de pe rama estică a depresiunii intramontane Brețcu în scopul actualizării hărții geologice scara 1 :100.000 editată de I.L.GeoL în 1957—1959, ne-a condus la recunoașterea unor aspecte geologice noi, în special în ce privește tectonica. Văzută diferit de diversi cercetători, aceasta din urmă se caracterizează după noi, pe de o parte, prin existența solzificărilor și șariajelor cu deversare spre est, pe de altă parte, prin intervenția unui sistem puternic de fracturi aproape verticale, care separă regiunea în blocuri mai mult sau mai puțin denivelate.

Cele două aspecte se combină pentru a da loc unui șariaj casant, ce reprezintă stilul propriu flișului median din regiune și după cît se pare al flișului carpatic în general. Acest stil a reieșit în primul rînd din datele de cartare și este confirmat prin datele obținute din foraje.

¹⁾ Comunicare în ședință din 12 martie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Laboratoare Geologice, str. Toamnei nr. 103. București.

Istoric. Primele informații geologice asupra regiunii dintre Brețcu și Poiana Sărată datează din anii 1870—1900 și se datorează geologilor F. r. H e r b i c h (1878), K. P a u l și E. T i e t z e (1879) și J. B ö c k h (1900). După anul 1900, în literatura geologică apar mențiuni mai importante în lucrările geologilor S. A t h a n a s i u (1913), L. M r a z e c și I. P. V o i t e ș t i (1912), G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u (1923), D. M. P r e d a și G. M a c o v e i (1937).

Etapa cercetărilor moderne în bazinul râului Oituz, începe cu lucrările lui H. H. R e n z¹⁾ (1938) și cu studiile lui I. D u m i t r e s c u (1941). După anul 1944, geologia văii Oituzului și a regiunii Brețcu face obiectul noilor studii ale lui I. D u m i t r e s c u (1952) și ale lucrărilor de sinteză întocmite de I. B ă n c i l ă (1955, 1958) și M. G. F i l i p e s c u (1955). Ultimele date geologice aparțin lui M. S ă n d u l e s c u și J a n a S ă n d u l e s c u (1962 și 1964) și geologilor din industria petrolului E l e n a A l b u, S t e f a n A l b u, G. D u m i t r e s c u și D e - z i d e r i u S o l o m o n²⁾.

Contribuțiiile mai pe larg ale diferenților cercetători vor fi menționate în măsura necesității, în paralel cu rezultatele lucrărilor noastre.

Geologia regiunii

Stratigrafia. Regiunea dintre Brețcu și valea Oituzului (Poiana Sărată) face parte din marea zonă a flișului Carpaților orientali. Cea mai mare parte a ei se încadrează în unitatea medio-marginală și numai o mică parte, cea de E, trece în unitatea externă.

U n i t a t e a m e d i o - m a r g i n a l ă. Formațiunile geologice din această unitate aparțin Cretacicului și Paleogenului. Ele îmbină aspecte care în ultimul deceniu au constituit obiectul unor lucrări speciale (M. G. F i l i p e s c u, 1955; M. S ă n d u l e s c u, 1964). În ce ne privește, ne-am preocupat de aceste probleme cu ocazia cercetărilor întreprinse în bazinele văilor Moldova (1952), Bistrița (1955) și Buzău (1962).

D e p o z i t e l e c r e t a c i c e . Sunt reprezentate prin seria șisturilor negre, urmate de stratele de Lupchianu—Șiclău și stratele de Horgazu=stratele cu Inocerami.

Ș i s t u r i l e n e g r e sunt atribuite Barremian-Aptianului și după datele de pînă acum reprezintă cea mai veche formațiune geologică care

¹⁾ H. H. R e n z. Zur Geologie der Ostkarpathen zwischen Oituz und Bistrițatal — Cimpina 1938. în arhiva MIPC.

²⁾ Rapoarte geologice. Arhiva M.I.P.C. București, 1962.

apare la zi în unitatea medio-marginală. La alcătuirea acestei serii ia parte un orizont inferior șistos, constituit din argilite negre în bază cu concrețiuni sideritice, asociate cu microgresii calcaro-silicioase negre-cenușii (Barremian-Aptian) și un orizont superior constituit din gresii cuarțitice cu glauconit (Albian).

În cadrul hărții prezentate, șisturile negre apar sub forma a trei iviri și anume :

La E de localitatea Ojdula, în plină dezvoltare a depozitelor paleogene în facies median, pe zona anticlinală Covasna—Ojdula ;

În amont de localitatea Poiana Sărată, în valea Oituzului, la fruntea pînzei medio-marginale ;

În valea Brezoaia Mare la N de precedenta și în aceleași condiții.

Aparițiuni similare celor două din urmă mai există în bazinul rîului Slănic, spre fundul pîraielor Pufu și Cheșcheșu, aşa cum apare pe hărțile publicate de D. M. Preeda (1937), H. H. Renz¹⁾ și I. Bancilă (1955).

Amintim că șisturile negre de la E de Ojdula au fost semnalate prima dată de Fr. Herbich (1878), sub denumirea de „seria cu sferosiderite” (Sphaerosideritzüge). După autor aceasta conține „dünblättrigen, dunkelgrauen bis schwarzen Mergelbildungen mit dunkelgrauen, von Calcitadern durchzogenen Sandstein und Einlagerungen von Sphaerosiderit” (p. 220). Au mai fost studiate de M. G. Filipescu (1955), I. Bancilă (1955, 1958, 1963), M. Sandulescu și Janina Sandulescu (1964, 1965) și Gh. Dumitrescu²⁾.

Stratetă de Lupchianu—Șicla. Peste șisturile negre ce apar în valea Oituzului amonte de Poiana Sărată, urmează în continuitate de sedimentare un complex de marne și argile roșii, verzi sau pătate, asociate în bază cu tufite, cu rare marnocalcare cenușii și roșii. Au fost descrise pentru prima dată de Fr. Herbich (1878) ca „Rote und grünliche auch gefleckte Mergel”, cu fucoide pe fețe „grössere und kleinere Fucoiden erscheinen” (p. 218) și au fost înglobate în „gresia cretacică mai nouă (jüngerer Kreidekarpathensandstein), împreună cu alte formațiuni. K. Paul și E. Tieze (1879) le menționează ca „strate de Ropianka (Ropianka-Schichten), cretacice inferioare” (p. 203).

Mai tîrziu J. Böckh (1900) le descrie ca „rote, grünliche und graue, dünne, harte Schiefer” cretacice inferioare (p. 91—92). Savatahanasiu (1913) le-a desemnat ca „marne silicioase roșii cu fucoide”

¹⁾ H. H. Renz. Raport geologic. Cîmpina 1938. Arhiva M.I.P.C.

²⁾ Gh. Dumitrescu. Raport geologic. București, 1962, arhiva M.I.P.C.

(p. XXXII), iar L. Mrazec și I. Popescu - Voitești (1912) le-a menționat ca „marne vinete, verzui și roșii ale Senonianului” (p. 40). În sfîrșit Gh. Macovei și I. Atanasiu (1923) le descrie ca „sisturi roșii și verzi fin stratificate” (p. 32—34). Denumirea de „strate de Lupchianu” aparține lui I. Dumitrescu (1952), care le descrie astfel: „marne roșii, verzi, pătate, cu urme de fucoide mici și intercalății de marne calcaroase, pătate, cu diaclaze umplute cu calcit” (p. 205) și le consideră ca cel mai vechi orizont al pînzei de Tarcău, fiind cuprinse între sisturile negre și stratele cu Inocerami.

Pe harta sc. 1 :75.000 ce însoțește lucrarea, stratele de Lupchianu sunt separate ca un orizont inferior al Senonianului și includ aparițiile de sisturi negre de la fruntea pînzei. Ulterior (1963) I. Dumitrescu consideră stratele de Lupchianu vracono-cenomaniene, sincronizîndu-le cu stratele de Tisaru superioare din autohtonul marginal. Sub această interpretare părerile noastre concordă.

Așa cum am arătat, stratele de Lupchianu din văile Oituz și Slănic corespund cu sedimentele vracono-cenomaniene vîrgate ce apar la interiorul și la marginea subunității mediane din sudul Moldovei, ele fiind sincrone cu stratele de Cîrnu din valea Bistriței și cu stratele de Șiclău din valea Covasnei (1955, 1958, 1963). Între diferențele tipuri apar unele deosebiri de aspect litologic, care constau în dezvoltarea slabă în stratele de Lupchianu a calcarelor cu silicifieri (orizontul III al strătelor de Cîrnu) și înlocuirea lor cu marnocalcare și marne. Amintim că în stratele de Cîrnu din bazinul Bistriței orizontul calcaros cu silicifieri formează uneori versanți abrupți sau chei strîmte (Valea Largu — pîriul Cineiu).

În ce privește stratele de Șiclău din valea Covasnei, diferă de stratele de Lupchianu nu numai prin poziția lor mai internă, ci și prin prezența clară a calcarelor cu silicifieri (versantul drept al pîriului Lorinț) alături de episoade grezoase și de gresii calcaroase. Menționăm că toate aceste stratotipuri ale Vracono-Cenomanianului pînzei medio-mmarginale au comun prezența în bază a unui orizont argilos cu tufite. În fragmentele recoltate din valea pîriului Brezoaia Mare (afluent sudic), Andorina Rosă a identificat la microscop o masă devitrificată constituită din silice, sericit și rare elemente detritice de cuarț și mică. În masa rocii se observă prezența unor cuiburi de calcedonie și oxizi de fier, tot ca urmare a procesului de devitrificare (vezi figura).

În valea Oituzului, stratele de Lupchianu apar în două iviri, dintre care una sub forma unei butoniere la gura Lupchianului, iar cealaltă în succesiunea sisturilor negre din amont de Poiana Sărată, la marginea

pînzei. Către N, în pîraiele Brezoaia Mare și Brezoaia Mică, stratele de Lupchianu apar de asemenea la marginea pînzei. În profunzime spre W și SW ele se racordează fără îndoială cu stratele de Șiclău.

Stratele de Horgazu = Stratele cu Inocerami. Stratelor de Horgazu le corespunde un facies în care predomină gresii cu calcit în strate subțiri și care este răspîndit pe flancurile aparițiunilor de șisturi negre + strate de Șiclău, din zona anticlininală Covasna—Ojdula.



Tufit devitrificat cu un cristal de biotit (valea Brezoaia).
× 400.

Tuffite dévitrifiée à un cristal de biotite (vallée de Brezoaia). × 400.

Stratelor de Inocerami le corespunde, în această regiune, un facies apropiat de al stratelor de Hangu. Este răspîndit spre marginea pînzei medio-marginale și reprezintă o tranziție de facies a Senonianului, în care se păstrează și elemente de strate de Horgazu.

În aceste strate, la gura pîriului Lupchianu, T. Filimon a găsit un exemplar de *Inoceramus balticus* Böhm., determinat de L. Turculeț, caracteristic pentru Campanian¹⁾.

La obîrșia pîriului Perdicator, pe versantul de W al muntelui Stînișoara, apar gresii cu diaclaze cu calcit, marnocalcare și argile cenușii-vinete, caracteristice stratelor de Horgazu. Alte iviri apar în versantul sudic al pîriului Căpilna (E de Ojdula) și la NW de muntele Cihănaș — Novașu — Muncelul, pe pîriul Orbainu Mic (I. Bancilă, I. Marinescu, 1963).

¹⁾ D. Solomon. Raport geologic, regiunea Oituz — Grozești, 1962.

Autori mai vechi, ca F r. H e r b i c h (1878), K. P a u l și E. T i e t z e (1879), J. B ö c h (1900) au înglobat stratele de Horgazu (strate cu Inocerami) fie la gresiile cretacice carpaticice mai noi („Jungerer Kreidekarpathensandstein”), fie la stratele de Ropianca („Ropianka-Schichten”).

G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u (1923) le-au separat ca „marne cenușii, calcaroase, brune...” care conțin numeroase fucoide și gresii cu hieroglife, echivalindu-le cu stratele senoniene cu Inocerami mari din bazinul Bistriței (p. 29). Separarea cartografică a stratelor cu Inocerami în valele Oituz și Slănic, la marginea subunității mediane, se datorează lui D. M. P r e d a (1937) și lui H. H. R e n z,¹⁾ iar extinderea lor către S pînă la semifereastra Vrancei, aparține lui I. D u m i t r e s c u (1952).

Depozitele paleogene. D a n i a n - P a l e o c e n. Trecerea de la stratele cu Inocerami la Eocen, în valea Oituzului se face prin intermediul unor gresii calcaroase tari, cu rare vine de calcit, dispuse în bancuri pînă la 0,5 m. La bază stratele de gresii sunt micacee și cu bob mediu, iar la partea superioară mai calcaroase, fine și curbicorticale. Grosimea acestui orizont grezo-calcaros este de cca 50 m și constituie baza a ceea ce se consideră ca gresie de Tarcău; apare la confluența pîrîului Ghertianoș cu valea Oituzului.

Separarea acestui orizont, care după analizele de microfaună poate fi atribuit Danian—Paleocenului, în flișul median a fost făcută de I. B ă n c i l ă în 1952 (1955), iar menționarea lui în valea Oituzului aparține lui D. S o l o m o n²⁾.

E o c e n u l . Peste orizontul bazal grezo-calcaros urmează gresia de Tarcău cu aspectul său cunoscut, prezentindu-se ca o gresie micacee, cu bob mediu, slab calcaroasă în bancuri groase (0,5—5 m) sau masivă.

Așa cum s-a arătat și în alte lucrări (1955, 1958, 1962) denumirea de „gresie de Tarcău” a fost introdusă de S. A t h a n a s i u, care o consideră de vîrstă eocen medie (1913, p. 42), menționând că nu suportă gresie de Kliwa.

Cu toate că S. A t h a n a s i u se referea deopotrivă la gresiile micacee din valea Tarcăului, unde sunt răspîndite gresii oligocene de

¹⁾ Op. cit. Arhiva I.P.G.G. — M.I.P.C. București.

²⁾ D. S o l o m o n . Op. cit.

tip Fusaru, denumirea a fost păstrată de I. Băncilă, dar restrinsă la gresiile micacee intercalate cu argile verzui-cenușii și roșii (1955, 1958). Acestea se intercalează la partea superioară cu succesiunea : conglomerate de Baco-Sînzieni, strate de Podu Secu. Coloana stratigrafică întocmită pentru valea Bistriței și valea Trotușului rămîne astfel valabilă și pentru Eocenul gresiei de Tarcău din regiunea de față.

După observațiile suplimentare făcute în văile Oituzului și Apa Neagră, rezultă că în treimea inferioară a seriei gresiei de Tarcău se dezvoltă cel puțin un pachet flișos de argile verzui și roșii în alternanță deasă cu gresii fin micacee, calcaroase, subțiri. La aproximativ jumătatea seriei eocene, după alte nivele de gresii masive, apare un pachet flișos cu argile verzui și roșii, intercalate cu gresii fine în strate subțiri. Asemenea intercalații sunt vizibile în valea Oituzului, amont de gura pîrîului Calașlău și la fundul pîrîului Apa Neagră amont de confluența cu pîrîul Craca Mare. Acest nivel din gresia de Tarcău a fost pus în evidență de I. Băncilă și denumit „orizontul cu intercalații de argile șistoase (a)” (1955, fig. 1). Ulterior, M. Sandulescu l-a denumit „strate de Giurgiu—Ghelința” și îl consideră ca un orizont-reper, care separă o gresie de Tarcău inferioară de o gresie de Tarcău superioară (1962, 1964, 1965).

Observațiile arată că numărul și grosimea intercalațiilor flișoase în gresia de Tarcău variază destul de mult. În general pe profile raportate la jumătatea de E a subunității mediane, intercalațiile apar cu grosimi de 2–10 m și se repetă de cel puțin două ori în gresile masive de sub conglomeratele de Baco-Sînzieni, care se situiază către partea superioară. Pe profile ce se rapportă la jumătatea de W a unității mediane, intercalațiile pelitice ajung la cca 18 m grosime și se repetă de 3–4 ori, la cca 700 m deasupra bazei gresiei.

În aceste situații valoarea de orizont-reper se reduce și am preferat să considerăm intercalațiile flișoase ca o indicație generală asupra părții mijlocii a gresiei tip Tarcău. Observăm că pe harta lui M. Sandulescu o asemenea intercalație care traversează pîraiele Ghelința Mare și Ghelelîntă Mică și ajunge pînă spre obîrșia pîrîului Bîsca Mare, este atribuită stratelor de Plop (1962).

Adăugăm că nu există deosebiri litologice importante între pachetele flișoase cu argile șistoase roșii și verzi și cu gresii fine glauconitice de la diferite nivele. Astfel de pachete cu argile roșii și verzui, au fost întîlnite de noi către partea superioară a gresiei de Tarcău în creasta Măieruș-Mailat. Intercalațiile la nivele mai joase apar în valea Oituz, amont de gura pîrîului Perdicator, către obîrșile pîraielor Perdicator,

Tîmla și Mușatu, pe afluenții văii Apa Neagră, pe văile Orbaiu și Ghelința Mică și la S de muntele Dealu Negru.

În gresiile masive de la gura pîrîului Calaslău, D. Demetrescu și V. Cristea au găsit exemplare de numuliți¹⁾.

În treimea superioară a gresiei de Tarcău apar microconglomerate și chiar conglomerate cu elemente mari de gnaise, micașisturi și cuartite. Au fost întîlnite în muntele Baco, în carierele de la Belani și Sînzieni, în valea Lutoasa și în muntele Dealul Negru. Menționate încă din secolul trecut de autorii vechi (J. Böckh, 1900; Fr. Herbig, 1878) și de autorii moderni (I. Dumitrescu, 1952), au fost separate în ultima vreme în coloana stratigrafică a Eocenului median, ca conglomeratul de Baco-Sînzieni (I. Băncilă, 1955, fig. 1, p. 1 212) și ca poziție sub stratele de Podu Secu. Orizontul conglomeratic rămîne în special caracteristic pentru primele 2–3 structuri anticlinale din flișul median de la E de linia Audia. În structurile de mai la E conglomeratul se ridică și final dispără.

Seria eocenă a gresiei de Tarcău se încheie cu orizontul stratelor de Podu Secu, care se caracterizează printr-o alternanță deasă de argile verzui, marne cenușii cu fucoide și gresii fin micacee, subțiri, cu rare diaclaze de calcit (I. Băncilă, 1955, fig. 1, p. 1 212).

În regiunea cercetată am observat aceste strate în versanții pîrîului Brețcu (Dumbrava), într-o repetiție tectonică pe creasta Măieruș-Mailat, în valea Căpîlna la E de Ojdula, la obîrșia pîraielor Orbaiul Mic și Orbaiul Mare și în valea Oituzului.

Menționăm că nu am reușit să identificăm la baza seriei eocene un orizont de argile roșii semnalate de M. Sandulescu și Janáček în pîrîul Hîrboca (1962, 1965). În regiune nu am putut identifica de asemenea Eocenul superior sub faciesul stratelor de Plop (M. Sandulescu și Janáček 1962, 1964, 1965), deoarece în flișul median cu Oligocen de Fusaru, acesta este înlocuit prin stratele de Podu Secu, fără argile roșii.

Gresia de Tarcău din regiune formează o serie de culmi importante, dintre care menționăm creasta vîrful Dobrii, Stînișoara, Lepșa (I. Dumitrescu, 1952), cu prelungirea spre S prin vîrfurile Mușatu și Hertanu.

La W se desparte culmea Mușatu-Neagu, care se continuă în culmea Muncelu—Novașu Mic—Cihănaș, formată tot din gresie de Tarcău și nu din gresie de Fusaru (Janáček 1962 și M. Sandulescu,

¹⁾ Raport geologic. 1962. Arhiva I.P.G.G. — M.I.P.C. București.

1965). De asemenea culmea Dealul Mare — Dealul Negru este constituită tot din gresie de Tarcău, aşa cum apare pe harta lui M. Sandulescu (1965) și nu din formațiuni oligocene, cum rezultă din lucrarea lui Gh. Dumitrescu¹⁾.

Pe harta prezentată am figurat strate de Podu Secu pe văile Căpâlna, Lupa și Orbaiu Mare, unde trecerea de la Oligocen la Eocen este continuă, prezentând astfel o imagine diferită de cea a lui M. Sandulescu (1964) și Gh. Dumitrescu¹⁾. De asemenea din aceste lucrări lipsesc cele trei apariții repetitive de Eocen superior din culmea Măieruș-Mailat, după cum lipsește și gresia de Tarcău din valea Oituzului (amont de gura pîrîului Perdicator).

Oligocenul. Formațiunile oligocene în flișul median sunt reprezentate prin faciesul de Krosno-Pucioasa, cu gresie de Fusaru, avînd aceeași succesiune ca cele din valea Bistriței.

Seria începe cu gresia de Fusaru bazală observată în pîrîul Brețeu (versant drept) și în culmea Măieruș-Mailat.

La partea superioară se trece la un nivel marnos cu sau fără gresii micacee, intercalate și sisturi argiloase pseudodisodilice și rare menilite negre cu marne cenușii. Caracteristice sunt sisturile pseudodisodilice din valea Oituz, în aval de fabrică, confluența cu pîrîul Costa și la obîrșia pîraielor Orbaiu Mic și Orbaiu Mare. Intercalații de menilite apar la gura pîrîului Perdicator și în patru puncte din culmea Măieruș-Mailat.

Gresia de Fusaru, superioară, formează cîteva înălțimi în bazinele Pîrîul Întortochiat la SE de Brețeu, la N de Muntele Negru și în munții Oituz, Izvor și Barît.

Menționăm că intercalațiile de menilite și marne cenușii din Oligocenul inferior din culmea Măieruș—Mailat au fost trecute de M. Sandulescu în coloana stratigrafică a gresiei de Tarcău superioară ca și argilele disodiliforme din pîrîul Căpâlna (M. Sandulescu, Jana Săndulescu, 1965).

Unitatea externă. În flișul extern de la Poiana Sărătă am recunoscut Eocenul superior în faciesul stratelor de Plop-Bisericanî, figurate pe harta lui I. Dumitrescu, la N de pîrîul Brezoaia (1952).

¹⁾ Gh. Dumitrescu. Raport geologic Ojdula — Greșu, 1962, arhiva I.P.G.G. — M.I.P.C.

Oligocenul apare în facies de Kliwa în complexul cunoscut al gresiei de Kliwa, format din două orizonturi de șisturi disodilice și menilitice (inferior și superior), între care se dezvoltă gresia de Kliwa.

Peste șisturile menilitice superioare urmează un pachet de gresii curbicorticale fine micacee cu marne cenușii, vizibile în pîrîul Brezoaia și care reprezintă partea bazală a straturilor de Hîrja, așa cum apare și pe harta lui I. Dumitrescu (1952).

Tectonica. Caracterul tectonic major al regiunii Brețcu—Oituz constă în încălecarea de la vest spre est a flișului median peste flișul extern și constituirea pe această cale a pînzei medio-mmarginale. Acest caracter, tipic alpin, se încadrează în stilul specific flișului carpatic, acceptat azi de majoritatea cercetătorilor.

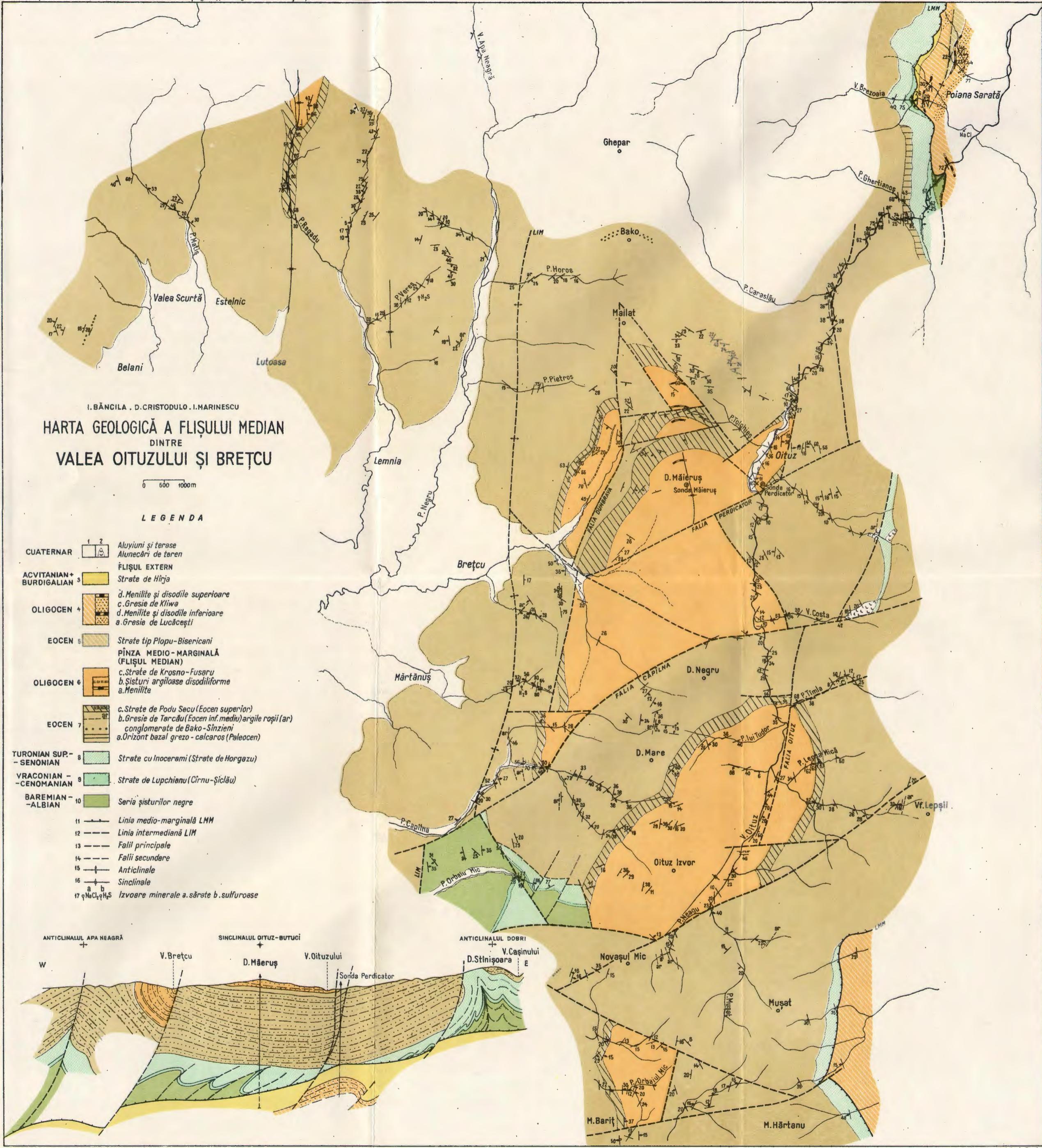
Am arătat cu alte prilejuri (I. Bancilă, 1955, 1958) că flișul median constituie partea vestică a pînzei medio-mmarginale — cea mai clară și mai întinsă unitate în pînză a flișului carpatic — și că în cuprinsul acestui facies are loc și înrădăcinarea, planul de încălecare avînd aici o coborîre relativ accentuată.

Spre nord, în bazinile Trotuș, Bistrița, Moldova și apoi spre sud și est în bazinile Lepșa—Putna și Buzău, la alcătuirea unității în pînză se adaugă flișul intermedian, și marginal, cu grosimi mai mici și descreșcînd spre frunte. Avansarea elementelor pînzei se face eșalonat, diferențele faciesuri nedepășindu-se total, ci numai sub forma de solzificări, care permit delimitarea subunităților.

Tinînd seamă de aceste observații, ca și de forma adine festonată a traseului liniei de încălecare (linia medio-marginală), am considerat că aspectul actual al pînzei este rezultatul unei eroziuni, care a activat în special în Pliocen și la care au contribuit totodată puternice mișcări transversale diferențiale. Un efect al acestor din urmă mișcări îl constituie, după cît se pare, apariția semiferestrelor Suceava, Bistrița, Oituz, Vrancea.

Interpretarea condițiilor tectonice în sensul de mai sus se sprijină local, pe observarea raporturilor de suprafață dintre cele două unități și pe o seamă de date din foraje, cari se amintesc mai jos.

Raporturile dintre unități. Pe sectorul studiat, fruntea încălecării se urmărește de la nord de valea Brezoaia spre sud, pînă la est de confluența cu pîrîul Lupchianu. Pe acest traseu, lung de cca 6 km, apar clar benzi înguste de depozite cretacice inferioare în faciesul de șisturi negre, cu caracterele și succesiunea arătată anterior. Aceste depozite nu se



înrădăcinează și nici nu se continuă pe o întindere mai mare la baza complexelor de roci paleogene, ci sunt retezate la mică adâncime, pe planul de contact anormal, sub care se dezvoltă depozite miocene și oligocene. Situația arătată reiese din datele forajelor executate în amont de localitatea Poiana Sărătă.

În aceleși condiții apar mai spre N benzile de șisturi negre din văile Pufu și Cheșches.

Spre sud, în regiunea Murdanu, elemente de șisturi negre apar la suprafață în spatele liniei de încălecare, înglobate ca solzi de mică ampoloare dezrădăcinați, în masa de depozite cretacice superioare.

Sonde foarte recent săpate la Izvoarele Putnei pătrund din aceste depozite cretacice superioare direct în depozite miocene și apoi oligocene.

În aceste situații aparitiiile de șisturi negre de la fruntea pînzei, nu se pot considera ca „lame de șariaj”, intrucît aproape în toate cazurile se constată treceri, fără întreruperi mai mari, la depozite cretacice superioare și apoi la cele paleogene de tip median.

În fața liniei de încălecare apar depozite mai noi, miocene, oligocene sau eocene, de un facies net diferit, extern. Ele constituie o serie de cufe, înguste sau largi, accidentate de obicei prin falii direcționale, care dau loc la laminări și solzificări și de falii transversale mai puțin expresive. Deosebirile nete de vîrstă, facies și structură, pun clar în evidență contactul anormal. Acest contact devine deosebit de elocvent de la gura pîrîului Lupchianu spre răsărit, de unde bordura încălecării se orientează normal pe direcția structurilor din unitatea inferioară. După ce înconjoară pe la nord-est și sud peninsula tectonică din muntele Sboina Verde, bordura încălecării reapare în cadrul hărții la extremitatea de sud-est. Traseul menționat, ca și ideia generală a încălecării unice a celor trei faciesuri paleogene apare pentru prima oară în lucrarea prof. D. M. Preda din anul 1937, sub numele de Pînza mediană, în raportul lui H. H. Renz din 1938 sub numele de „Oberdecke = Tarcăudecke”, în lucrarea din valea Tazlăului a lui I. Băncilă (1952) sub numele de „Pînza Flișului mediu-extern” (unitatea superioară), și în special în lucrările lui I. Dumitrescu, din 1951 și 1952, sub numele de pînza de Tarcău.

O serie de foraje executate în ultimii ani în valea Lepsei au stabilit grosimea depozitelor pînzei și accidentarea lor prin falii, în același timp cu structura mai strîns cutată a depozitelor din unitatea inferioară, care racordează pe sub pînză semifereastra Vrancea cu semifereastra Oituz.

Date din foraje. Dovedirea fără echivoc a structurii de încălecare a condus la proiectarea și evoluția unor lucrări de foraj în valea superioară a Oituzului. Aceste foraje au pătruns în general în depozitele unității inferioare (miocene cu gipsuri și sare și oligocene cu gresie de Kliwa și disodile) la adîncimi în jurul a 2 000 m (pl. 1, fig. 2). Un foraj situat mai la vest pe Culmea Măieruș, arată o coborîre mai mare a planului de încălecare, la 2 400 m forajul găsindu-se încă în depozite cretacice superioare, în care s-a relevat o intercalație îngustă de șisturi negre.

Amintim cu acest prilej că și forajul amplasat de Comitetul Geologic în valea Bîșca Mică, la Mușa, a pătruns după părerea noastră în depozite oligocene ale unității inferioare, către adîncimea de 3 200 m, după ce a traversat gresia de Tarcău, marnocalcarele Cretacicului superior și șisturile negre. Probele din Oligocen (de tipul ortocuarțitelor sedimentare cu elemente de șisturi verzi) prezintă asemănări litologice și petrografice cu carote extrase din unitatea externă, de la forajul situat la gura pârâului Perdicator, în valea Oituzului.

Reiese din datele de mai sus că încălecarea se menține și în valea Oituzului, dar cu o coborîre destul de rapidă, probabil, spre vest. Menționăm că modul de apariție al șisturilor negre, ca și prezența obișnuită a depozitelor cretacice superioare în foraje la baza celor eocene ne împiedică de a considera masa gresiilor paleogene mediane ca fiind în general decolată de pe fundamentul de depozite cretacice. Asemenea decolări au putut fi totuși observate cu dezvoltări locale, la nord de Covasna, la vest de Ojdula și în valea Uzului. Considerăm deci pînza medio-marginală ca mișcată cu întreaga succesiune de roci de la Cretacicul inferior în faciesuri de șisturi negre, pînă la Oligocenul superior, pe un autohton constituit din complexele unității externe. Lipsa frecvență de la baza pînzei a șisturilor negre reprezintă consecința laminării. Asupra procesului de formare a pînzei și a laminării vom reveni.

Al doilea caracter tectonic important al regiunii constă în prezența a numeroase fracturi, care separă blocuri denivelate pe verticală, unele mai mult, altele mai puțin. Se realizează astfel o structură casantă de un tip „germanic”, caracteristică. Cartografic această structură se relevă prin numeroase și neașteptate intreruperi ale diferitelor formațiuni, ceea ce dă hărții aspecte de mozaic.

Sub o formă preliminară și diferită, prezența fracturilor este sugerată în lucrările de cartare ale geologilor din cadrul I.P.G.G.—M.I.P.C. Astfel E 1 e n a A l b u trasează la capătul de N al sinclinalului Oituz o falie cu răsunet la W și E (falia Uz-Oituz), iar G h. D u m i t r e s c u, o

falie pe valea Căpâlna pe care o prelungescă un cot, pe flancul de W al nucleului de șisturi negre de la Ojdula.

Din sistemul de fracturi au putut fi recunoscute de noi, ca mai importante, de la S spre N, următoarele fali: Ghelința, Lupa, Novașul, Cihănaș, Căpâlna, Oituz, Perdicator, Măieruș. Traseul lor este W-E, sau SSW-NNE. Cu traseul N-S sunt faliile Ojdula (intramediană) și Lupchianu.

Discontinuitățile provocate de diferitele fracturi privesc deopotrivă zona anticinală Ojdula și zona sinclinală Oituz. Am arătat cu alt prilej (I. Bănciula, I. Marinescu, 1963) că dispariția bruscă spre N a ivirii de șisturi negre de la Ojdula se datorează faliei Căpâlna, care spre W se pierde în Depresiunea Brețcu. În prelungirea de E a faliului are loc denivelarea puternică a depozitelor paleogene, astfel că complexele caracteristice Eocenului loveste pe direcție în complexe caracteristice Oligocenei. În mod similar dispariția spre S a ivirilor de șisturi negre se datorează succesiv faliei Cihănaș, care duce și la o puternică denivelare a depozitelor paleogene, faliei Lupa, la S de care se păstrează un rest de depozite oligocene și faliei Ghelința, la sudul căreia depozitele cretacice sunt interupte, iar complexele eocene capătă o largă aplativare.

Spre N de falia Căpâlna, falia Perdicator accidentează depozitele paleogene în asociere cu cel puțin trei fali longitudinale sau diagonale.

Un sistem complex de fracturi (Măieruș-Mailat) orientate în general W-E accidentează terminația nordică a sinclinalului Oituz și duce la repetiția nivelor ce marchează limita Eocen-Oligocen (Obcina-Măieruș).

O fali longitudinală, Dumbrava-Brețcu, prilejuiește apariția unui flanc de sinclinal cu depozite oligocene inferioare, care vin brusc în contact spre E cu depozite eocene.

Semnificativă este falia longitudinală Ojdula. Ea duce nu numai la afundarea generală a compartimentului de W, dar realizează pe alocuri și unele decolări spre E, cum sunt cele dintre Covasna-Ojdula și din valea Uzului, amont de satul Poiana Uzului.

Datorită săriturilor provocate de fali, structurile principale care sunt: zona sinclinală Lutoasa, zona anticinală Ojdula, zona sinclinală Oituz și zona anticinală Lupchian, se fragmentează. Traseul frânt al axelor structurilor se poate înțelege clar, fapt ce constituie un argument principal pentru interpretarea pe care am dat-o. Din punct de vedere practic interpretarea exactă a săriturilor permite să se recunoască secțiunile în care unitatea superioară ridicată este mai erodată și unitatea

inferioară poate fi atinsă la adîncimi mai puțin mari, față de alte sectoare ce apar mai încărcate.

Tendința pe care o au unele falii longitudinale de a da încălecări prin decolare, ne poate sugera o ipoteză asupra procesului posibil de formare a structurii în pînze-solzi din fliș. În adevăr, în afară de unele cazuri, în care este evident că avem de a face cu exagerarea unor cufe culcate (cum este acela al raporturilor dintre flișul extern și molasa mioceenă pericarpatică, de-a lungul liniei externe), multe raporturi anormale, din fliș, care nu relevă flancuri inverse, cum sunt în general cele din flișul intern și median, pot avea la origină fracturi mari. Trecerea acestora spre raporturi de încălecare prin decolare a putut fi influențată în primul rînd de ariile de scufundare (sucțiune ?), apărute în cursul evoluției geologice. Aceste probleme, enunțate numai aici, sperăm să constituie obiectul unei dezvoltări mai largi în viitor.

Vîrsta și natura încălecărilor și a falierii rezultă din raporturile dintre unități. Cea mai nouă formațiune recunoscută la baza încălecării în forajul Perdicator aparține Helvetianului (marne și gresii gipsifere). Alte foraje situate în regiuni apropiate (valea Slănicului) au relevat prezența în autohton a unor importante masive de sare, care se pot considera de vîrstă tortoniană inferioară cu atît mai mult cu cît sunt asociate uneori cu tufuri cu globigerine. În consecință vîrsta încălecării constatătă în regiune este aceeași cu a pînzei medio-marginale în general, adică după Tortonianul inferior și înaintea Buglovianului (Buglovianul disponindu-se transgresiv pe fruntea pînzei la N de Tg. Ocna); fenomenul se încadrează astfel în mișcările din fazele stirică nouă și attică, care se dovedesc a fi fost cele mai active în regiunile carpatice.

Cu privire la sistemul complex de faliere atît de caracteristic pentru flișul median dintre valea Trotușului și valea Buzăului, putem face următoarele observații de un sens mai general :

a) Fracturile afectează în mod egal volumele de roci cuprinse în unitatea superioară și unitatea inferioară. Un argument pentru aceasta o constituie diferența mare (200 m) cu care sonda de la gura pîrîului Perdicator a pătruns în Oligocenul autohton, față de sonda situată în valea Oituzului (satul Oituz) la numai 400 m distanță.

b) Fracturile constituie un sistem de dată mai nouă în comparație cu formarea pînzei medio-marginale și probabil pliocenă (rhodanică, valahică).

c) Diferitele fracturi din regiunea Brețcu—Oituz se pot considera ca elemente periferice, în sistemul de fracturi mai mari, care au condus la

eruptivismul neogen din estul Transilvaniei. Se poate explica astfel apariția în regiune a unor izvoare bicarbonatace, cu mineralizare complexă (Covasna, Cașin, Slănic-Moldova, Pîrul Mărului).

d) În forma originală fracturile au avut înclinări mari, apropiate de verticală. Fracturile orientate N—S au fost solicitate ulterior încălcării generale, de presiuni orientate spre exterior. Datorită acestora au rezultat decolări locale.

Concluzii

Noile date privitoare la flișul median din regiunea Brețcu—Oituz, completate cu materialele grafice anexate, permit tragerea unor concluzii, astfel :

Caracterele stratigrafo-litologice ale unității mediane nu diferă în acest sector al flișului carpatic, de cele cunoscute din regiunea Bistrița—Trotuș. În mod special se pot releva :

Imposibilitatea de a se recunoaște în complexul Cretacicului așa numitele „strate de Zagon”. Ceea ce s-a separat sub această denumire s-ar referi în parte la orizonturi anterior stabilite ale Cretacicului superior din regiune (respectiv strate de Șiclău-Lupchianu și strate cu Inoceramii Horgazu);

Inexistența la baza complexului de strate ce revin Eocenului median, a unui orizont cu pelite roșii;

Stratele de Podu Secu își păstrează caracterele cunoscute în toată regiunea cuprinsă în hartă;

Separățiile indicate ca „strate de Plop” în valea Ghelinței, corespund în realitate unor intercalații flișoide ce se situiază la baza jumătății superioare a seriei eocene de Tarcău ;

Nu există intercalații de șisturi menilitice în seria eocenă și nici de pelite verzi în seria oligocenă.

Configurația tectonică se caracterizează prin suprapunerea tipului alpin cu cel „germanic”, în următoarele condiții :

Tipul alpin este realizat de ansamblul flișului median, care constituie o unitate superioară șariată ce face parte din pînza medio-marginală, pe o unitate inferioară, ce aparține flișului extern.

Tipul „germanic” este relevat printr-un sistem de fracturi, care afectează ambele unități și le separă în blocuri cu importante sărituri pe verticală. Săriturile sunt mai clar relevante în unitatea superioară și au o

intensitate mai mare în apropierea zonei anticlinale Ojdula, unde este posibil să se situeze și zona de înrădăcinare.

Formarea tipului „germanic” s-ar putea considera ca decurgînd din căutarea unui echilibru mai stabil în fazele rhodanică și valahică, după realizarea tipului alpin, în fazele stirică și attică.

Sistemul de fracturi se leagă probabil cu sistemul mai adînc, care a condus la eruptivismul neogen din estul Transilvaniei, el însuși o compensare a dezechilibrărilor puternice în fazele alpine.

Este posibil ca cele două tipuri tectonice să se fi asociat și în alte faze de cutare ale flișului. S-ar putea explica astfel interpunerea, la diferite nivele stratigrafice, a unor materiale vulcanogene (Vraconian-Cenomanian, Senonian, Eocen superior, Oligocen superior, Tortonian).

În regiunea Brețcu—Oituz sunt reproduse în general condițiile geologice din regiunea Covasna—Comandău, iar pentru o vedere mai clară cele două regiuni trebuie examineate împreună.

BIBLIOGRAFIE

- Athanasiu S. (1913) Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud (Raport pe 1908). *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, p. XXXI. București.
- Băncilă I. (1952) Date noi asupra Flișului din Valea superioară a Tazlăului. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI (1948—1949), p. 32—42. București.
- Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Științ. Acad. R.P.R., secția biol., șl. agr., geol.-geogr.*, VII, p. 1 201—1 233. București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Edit. Științifică. București.
- Băncilă I., Marinescu I. (1963) Contribuții noi la cunoașterea geologiei regiunii Covasna. *An. Com. Geol.*, XXXV. București (sub tipar).
- Böckh J. (1900) Die geologischen Verhältnisse von Sosmezö und Umgebung, in Comitate Hâromszék. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. Anst.*, XII, p. 91—92. Budapest.
- Dumitrescu I. (1952) Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 195—270. București.
- Dumitrescu I. (1963) Date noi asupra structurii Flișului miogeosinclinal din munții Vrancei (Carpații Orientali). *Asoc. geol. Carp.-Balc., Congresul V (1961)*, Com. științ., secția III : Tectonică, IV, p. 64—80. București.
- Filipescu M. G. (1955) Cercetări geologice în zona internă și mediană dintre Valea Uzului și Valea Tărlungului. *D.S. Com. Geol.*, XXXIX, p. 156—176. București.
- Herbich Fr. (1878) Das Széklerland. *Mitt. aus d. Jahrb. a.k. ung. geol. Anst.*, V, 2, p. 218. Budapest.
- Macovei G., Athanasiu I. (1923) Cîteva date asupra constituției geologiei a zonei Flișului din regiunea văilor Slănicului și a Oituzului (Moldova). *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XI, p. 32—34. București.

- Marinescu I. (1962) Structura geologică a Filișului dintre Valea Bisca Mare și izvoarele Putnei. *D.S. Com. Geol.*, XLVI, p. 109–128. București.
- Mrazec L., Voitești I. P. (1912) Date noi pentru clasificarea Filișului carpatic. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, III, p. 40. București.
- Paul K. M., Tietze E. (1879) Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. der k.k. geol. R.A.*, 29. Wien.
- Preda D. M., Macovei G. (1937) Sur la structure géologique et les richesses minières du Bassin du Trotuș (Départ. de Bacău). *Bul. soc. Rom. Geol.*, III, p. 50–59. București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1962) Structura geologică a părții de NW a Munților Buzăului și a părții de SW a Munților Vrancei. *D.S. Com. Geol.*, XLVIII (1960–1961), p. 121–146. București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1964) Aspekte stratigrafice și structurale ale Filișului paleogen din regiunea Ghelința (Tg. Secuiesc). *D.S. Com. Geol.*, XLIX, p. 93–100. București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Cercetări geologice în regiunea Brețcu – Ojdula și Comandău. *D.S. Com. Geol.*, I/2. București.

PRÉSENTATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE BREȚCU ET LA VALLÉE D'OITUZ

PAR

I. BĂNCILĂ, D. CRISTODULO, I. MARINESCU

(Résumé)

La révision sur le terrain des levés géologiques ont déterminé l'identification de quelques écailles et charriages à avancements vers l'E d'une part et, d'autre part, l'existence d'un puissant système de fractures quasiverticales séparant la région en blocs plus ou moins dénivelés.

Les premières informations géologiques sur la région comprise entre Brețcu et Poiana Sărată sont dues à Fr. Herbich (1878), K. M. Paul et E. Tietze (1879), J. Bockh (1900). Après 1900, des mentions en apparaissent dans les ouvrages des géologues S. Athanasiu (1913), L. Mrazec et I. P. Voitești (1912), G. Macovei et I. Athanasiu (1923), D. M. Preda et G. Macovei (1937). Les recherches plus récentes commencent par les études de H. H. Rentz (1938), I. Dumitrescu (1941, 1952), I. Băncilă (1955, 1958, 1963), M. G. Filipescu (1955), M. Săndulescu et I. Săndulescu (1962, 1964), St. et E. Albu (1961), Gh. Dumitrescu (1961) et Dezs. Solomón (1961).

Géologie de la région

Stratigraphie. Dans le Flysch médian apparaissent des dépôts crétacés inférieurs (Schistes noirs), supérieurs (couches de Lupchianu-Şiclău, couches de Horgazu), éocènes (grès de Tarcău) et oligocènes (couches de Krosno à grès de Fusaru). Dans le Flysch extérieur de la bordure NE de la région apparaissent des dépôts éocènes supérieurs (couches de Bisericani), oligocènes (grès de Kliwa) et miocènes inférieurs (couches de Hirja).

Dépôts crétacés. Les Schistes noirs attribués au Barrémien-Aptien sont constitués par des argilites noires associées aux microgrès calcaire-silicieux noir grisâtre qui supportent un horizon à grès quartzitiques (vitreux) à glauconie. Dans le cadre de la carte, les Schistes noirs apparaissent à l'E de Ojdula, entourés des dépôts paléogènes et en tête de la nappe médiо-marginale, en amont de Poiana Sărătă et sur le ruisseau Brezoaia Mare. Des apparitions similaires ont été reconnues dans le bassin de la rivière Slănic aux sources des ruisseaux Pufu et Cheșcheșu.

Les couches de Lupchianu-Şiclău suivent en continuité de sédimentation sur les Schistes noirs de la vallée d'Oituz. Elles sont constituées par un complexe de marnes et d'argiles rouges, vertes ou bigarrées, associées dans la base aux tuffites et dans la partie supérieure aux calcaires gris et rouges.

Ainsi que nous l'avons montré, les couches de Lupchianu des vallés d'Oituz et Slănic correspondent aux sédiments vraconiens-cénomaniens bariolés, qui apparaissent en marge des sous-unités médiennes du S de Moldavie. Elles sont synchrones aux couches de Şiclău de l'intérieur de la sous-unité (vallée de Covasna) et aux couches de Cîrnu de la vallée de Bistrița. Les quelques différences consistent dans le faible développement des calcaires dans les couches de Lupchianu, à l'encontre des couches de Cîrnu, où les calcaires présentent des silicifications et des épaisseurs de 10—20 m (Valea Largu, Pîrîul Bolătău).

Les couches de Şiclău de la vallée de Covasna se distinguent des couches de Lupchianu par leur position plus interne, par la présence des calcaires à silicifications et des calcaires gréseux. Toutes ces stratotypes vraconiens-cénomaniennes de la nappe médiо-marginale ont en commun la présence, en base, d'un horizon argileux à tuffites (I. Băncilă 1955).

Dans la vallée d'Oituz les couches de Lupchianu apparaissent dans la boutonnière de l'embouchure du ruisseau Lupchianu, en amont de Poiana Sărătă et dans le ruisseau Brezoaia Mare, en marge de la nappe.

Les couches de Horgazu représentent un faciès de Turonien-Sénien de la sous-unité médiane dans laquelle prédominent des grès calcaires à débris d'Inocérames. Elles se trouvent sur les flancs des apparitions des Schistes noirs + couches de Șiclău de la zone anticlinale Covasna-Ojdula. Dans cette région, aux couches à Inocérames correspond un faciès rapproché de celui des couches de Hangu.

Il est répandu vers le bord de la nappe médio-marginale et présente un changement de faciès du Turonien-Sénonien.

Dans la vallée d'Oituz, le passage du Crétacé à l'Éocène se fait par l'intermédiaire des grès calcaires durs, à rares veines de calcite, disposés en bancs jusqu'à 0,5 m. Cet horizon épais d'environ 50 m attribué au Danien-Paléocène constitue la base du grès de Tarcău et apparaît à l'embouchure du ruisseau Ghertianoș.

Au-dessus de l'horizon basal gréso-calcaire suit la série du grès de Tarcău éocène, de plus de 1 600 m d'épaisseur. Dans sa constitution apparaissent des bancs de grès micacés, épais de 0,5—5 m, massifs parfois alternant avec des paquets flyscheux, jusqu'à 12—20 m d'épaisseur. Ils sont constitués par des argiles verdâtres et rouges, avec de nombreuses et faibles intercalations de grès fins. Les paquets flyscheux reviennent 3—4 fois, à environ 6—700 m au-dessus de la base du grès, ce qui diminue leur valeur d'horizon repère. Les niveaux du tiers supérieur du grès, là où apparaissent également les conglomérats de Sînziei-Baco ont été considérés comme couches de Plopă. Cette valeur stratigraphique a été encore attribuée à un paquet flyscheux à argiles rouges du milieu de la série éocène.

La série du grès de Tarcău s'achève par l'horizon des couches de Podu Secu, qui comprend une alternance épaisse de couches minces, constituées par des argiles verdâtres, marnes grisâtres à fucoides et grès finement micacés à rares diaclases de calcite. Ces couches apparaissent dans les versants du ruisseau Brețcu-Dumbrava, dans une répétition tectonique sur la crête Măieruș-Mailat et à l'E de Ojdula, dans les ruisseaux de Căpâlna, Orbaiul Mic et Orbaiul Mare.

Le grès de Tarcău forme le sommet de la crête Dobrii-Stînișoara Lepșa-Mușatu-Hertanu, dont se séparent à l'W la crête Neagu-Muncelu-Novașu-Cihănaș et la crête Dealul Mare—Dealul Negru. Au N les hauteurs Mailat et Baco sont également constituées par le grès de Tarcău.

Au-dessus des couches de Podu Secu suivent en continuité de sédimentation l'Oligocène représenté par le grès de Fusaru basal qui passe en haut à un niveau marneux à schistes argileux pseudodys sodiliques,

rares ménilites et intercalations de grès. Les ménilites apparaissent dans la crête Măieruș-Mailat et à l'embouchure du ruisseau Perdicator. Il y a des auteurs (M. Sandulescu, 1962) qui les font figurer dans la colonne stratigraphique du grès de Tarcău. La succession de l'Oligocène s'achève par l'horizon supérieur du grès de Fusaru qui forme la colline Măieruș, la montagne Oituz-Izvor, une partie de la montagne Bariț et de la crête entre les ruisseaux Lupa et Orbaiul Mare.

Dans l'unité externe, on a reconnu dans la vallée d'Oituz et dans le ruisseau Brezoia des dépôts éocènes supérieurs (couches de Bisericani), au-dessus desquels suit l'Oligocène à schistes menilitiques et dysodiliques et grès de Kliwa. Ceux-ci supportent le Miocène inférieur à couches de Hirja (I. Dumitrescu, 1952).

Tectonique. Le caractère tectonique majeur de la région Brețu-Oituz consiste dans le chevauchement de l'W vers l'E du flysch médian sur le flysch extérieur, dans un style typique alpin. Sur le secteur étudié le front du chevauchement peut être observé à partir du N de Valea Brezoia jusqu'à l'E de l'embouchure du Lupchianu et sur le versant E de la crête Mușatu-Hertanu. Les dépôts crétacés inférieurs (des schistes noirs) et ceux supérieurs (couches de Horgazu) sont distribués en marge de la nappe et devant la ligne de chevauchement apparaissent des dépôts plus récents miocènes-oligocènes ou éocènes d'un faciès nettement différent, extérieur. Le charriage a été vérifié par des sondes emplacées sur l'Oligocène (village d'Oituz, embouchure du Perdicator) ou sur l'Éocène (sources de Putna, Vallée d'Oituz, Bisca Mică-Mușa). Celles-ci ont traversé le Paléogène et le Crétacé supérieur, pénétrant directement dans les dépôts miocènes à gypses et sel ou en formations oligocènes à grès de Kliwa et schistes dysodiliques, à des profondeurs comprises entre 900 m et 3500 m. Les orthoquartzites sédimentaires du type du grès de Kliwa sont les mêmes dans les carottes prises aux sondes Perdicator et Mușa, de l'unité extérieure. Il en résulte donc que le chevauchement se maintient dans la Vallée d'Oituz ainsi que dans les vallées de Bisca Mică, Zăbala et Putna, mais avec un abaissement assez rapide vers l'W. Ce mode d'apparition des schistes noirs ainsi que la présence, dans les forages, du Crétacé inférieur au-dessous de l'Éocène, nous empêchent de considérer la masse des grès paléogènes comme décollée du substratum des dépôts crétacés. C'est-à-dire que la nappe médio-marginale s'est déplacée avec toute la succession des roches à partir du Crétacé inférieur (schistes noirs) vers l'Oligocène, sur un autochtone constitué par les complexes de l'unité externe.

Le second caractère tectonique important de la région Brețcu—Oituz est constitué par la présence de nombreuses failles qui séparent des blocs dénivelés sur la verticale, en réalisant de la sorte une structure cassante de type „germanique”. On a reconnu dans le système de fractures les suivantes failles importantes : Ghelința, Lupa, Novașu, Cihănaș, Căpîlna, Oituz, Perdicator et Măieruș, avec le tracé E—W ou SSW—NNE. La faille Ojdula (intramédiane) et Lupchianu ont le tracé N—S.

Les discontinuités provoquées par les failles concernent également la zone anticlinale Ojdula et la zone synclinale Oituz. Les complexes caractéristiques de l'Éocène prennent contact, suivant la direction, avec les complexes caractéristiques de l'Oligocène, ou même avec les dépôts crétacés (Schistes noirs). À cause donc des rejets verticaux des failles, la zone synclinale Lutoasa, la zone anticlinale Ojdula, la zone synclinale Oituz et la zone Lupchianu, sont fragmentées et on peut pourtant observer le tracé discontinu et déplacé des axes des structures.

Les fractures affectent en même temps des sédiments compris dans l'unité supérieure et inférieure ce qui a été vérifié par des forages. Les failles constituent donc un système plus récent par rapport à la formation de la nappe médiо-marginale qui s'est réalisée pendant le Tortoniен supérieur (phase styrique récente) et pendant le Sarmatiен supérieur (phase attique). L'âge des fractures est probablement pliocène, leur formation étant liée aux phases rhodanique et valaque.

Les différentes fractures de la région Brețcu—Oituz peuvent être considérées comme des éléments périphériques dans le système de fractures plus grandes qui ont conduit au volcanisme néogène à l'W des Carpates Orientales et c'est ainsi que s'explique l'apparition dans la région de quelques sources bicarbonatées (Covasna, Cașin, Slănic Moldova, Pîriful Mărului).

Les fractures orientées N—S ont été sollicitées ultérieurement au chevauchement général par des pressions orientées vers l'extérieur, qui ont engendré des décollements locaux.

Conclusions

Les nouvelles données, en ce qui concerne le Flysch médian de la région Brețcu—Oituz, complétées avec des matériaux graphiques, nous permettent de tirer les conclusions suivantes :

1. Les caractères stratigraphiques et lithologiques de l'unité médiane ne diffèrent pas, dans ce secteur du Flysch carpatique, de ceux connus dans la région Bistrița—Trotuș. Spécialement on relève :

L'impossibilité de reconnaître dans le complexe crétacé les soi-disant "couches de Zagon". Tout ce qui est séparé sous cette dénomination accuse les horizons établis à l'intérieur du Crétacé supérieur de la région, c'est-à-dire les couches de Siclău-Lupchianu et les couches à Inocérames — Horgazu ;

L'inexistence à la base du complexe des couches afférentes à l'Eocène médian, d'un horizon aux pélites rouges :

Les couches de Podu Secu conservent les caractères connus dans toute la région comprise dans la carte ;

Les séparations indiquées comme „couches de Plopă” dans la vallée de Ghelinta, correspondent en réalité aux intercalations flyschoïdes situées à la base de la moitié supérieure de la série eocène de Tarcău.

Il n'y a ni intercalations de schistes ménilitiques dans la série éocène, ni pélites vertes dans la série oligocène.

2. La configuration tectonique est caractérisée par la superposition du type alpin au type „germanique”, dans les conditions suivantes :

Le type alpin est réalisé par la zone du Flysch médian, qui constitue une unité supérieure, intégrée à la nappe médiо-marginale, qui est charriée sur une unité inférieure, appartenant au flysch externe.

Le type „germanique” est relevé par un système de failles, qui sont présentes dans les deux unités et les séparent en blocs avec d'importants rejets verticaux. Les rejets sont plus évidents dans l'unité supérieure avec une intensité plus grande dans la proximité de la zone anticlinale Ojdula, où il serait possible de situer même la zone d'enracinement.

La formation du style „germanique” peut être considérée comme dérivant de la recherche d'un équilibre plus stable dans les phases rhodanique et valaque, après la réalisation du style alpinotype, dans les phases styrique et attique.

Le système des failles est probablement lié avec le système plus profond, qui a favorisé l'éruption néogène de la Transylvanie orientale, compensatrice des forts dérangements de l'équilibre dans les phases alpines.

Il est possible que les deux styles tectoniques (alpin et „germanique”) soient associés même dans les autres phases de plissement du Flysch.

On peut ainsi expliquer la sédimentation, aux différents niveaux stratigraphiques, des matériaux volcaniques (Vraconien-Cénomanien, Eocène supérieur, Oligocène supérieur, Tortoniens).

3. Dans la région Brețcu — Oituz on retrouve en général les conditions géologiques de la région Covasna—Comandău ; pour une vue d'ensemble plus claire, il faut examiner en parallèle les deux régions.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du flysch médian entre la vallée d'Oituz et Brețcu.

Ouaternaire. 1, alluvions et terrasses; 2, glissements de terrain. Flysch externe. Aquitanien + Burdigalien 3, couches de Hirja; 4, Oligocène, Oligocène non divisé, d, ménilites et schistes dysodiliques supérieurs (Me); c, grès de Kliwa; b, ménilites et schistes dysodiliques inférieurs Me; b, grès de Lucăcesti. Éocène: 5, couches type de Plop-Biserican (Éocène supérieur); nappe médiо-marginale; (flysch médian); Oligocène, 6, Oligocène non divisé; c, couches de Krosno-Fusaru; b, schistes argileux dysodiliiformes; a, ménilites; Éocène. 7, couches de Podu Secu (Éocène supérieur); b, grès de Tarcău (Éocène inférieur-moyen); ar, argiles rouges, conglomérats de Baco-Sinziei; a, horizon basal gréseux-calcaire (Paléocène); Turonien supérieur-Sénonien. 8, couches à Inocérames (couches de Horgazu); 9, Vraconien-Cénomanien: couches de Lupchianu (Cirnu-Șiclău); 10, Barrémien-Albien: série de schistes noirs; 11, ligne médiо-marginale LMM; 12, ligne intermédiaire LIM; 13, failles principales, 14, failles secondaires; 15, anticlinaux; 16, synclinaux; 17, sources minérales: a, salées; b, sulfureuses.

ASUPRA UNOR FRACTURI DE VÎRSTĂ SUBHERCINICĂ ÎN PARTEA DE VEST A MASIVULUI TRASCĂU¹⁾

DE

M. LUPU²⁾

Abstract

On some Fractures of Subhercynian Age in the Western Part of the Trascău Massif. In the paper the author describes several fractures situated in the western part of the Trascău Massif (Apuseni Mountains). On the basis of the Turonian—Coniacian age of the newest deposits laying under the faults and of the Senonian age of the first deposits which cover these faults, the conclusion on which the age of these fractures is subhercynian is reached.

Masivul Trascău, situat în partea de NE a Munților Metaliferi, constituie o unitate geologică și morfologică bine individualizată. Structura geologică a acestui masiv și în special relațiile dintre calcarale sale neojurasice și flișul cretacic a constituit obiectul a două interpretări diferite.

Într-o primă interpretare (M. Ilie, 1932) calcarale neojurasice au fost considerate ca reprezentând o pînză decolată gravitațional de pe cristalinul Gilăului, și care plutește pe flișul atribuit Cretacicului inferior. Vîrsta pînzei a fost considerată a fi mezocretacică. În această concepție calcarale de Stramberg din partea de vest a masivului Trascău sînt interpretate ca petece de acoperire aparținînd acestei pînze.

Într-o a două concepție (T. h. Ghîțulescu și M. Socolescu, 1941) calcarale neojurasice au fost considerate ca fiind legate de aparițiuni ale fundamentului în cadrul unei structuri în solzi cu vergențe vestice. Vîrsta structurii în solzi ar fi, după acești autori, laramică.

¹⁾ Comunicare în ședință din 29 ianuarie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, Sos. Kiseleff, nr. 55. București,

În cele ce urmează vom vedea că această a doua concepție corespunde și vederilor noastre asupra structurii geologice a acestei regiuni. În ce privește vîrstă acestor încălecări considerăm că este subhercinică.

Date stratigrafice

Fundamentul depozitelor mezozoice este constituit din șisturi cristaline de tip Codru. Peste acestea apar pe alocuri roci bazice, de obicei diabaze, reprezentând magmatite alpine inițiale.

Cuvertura sedimentară cuprinde depozite aparținind Malmului, Barremianului, Vraconio-Cenomanianului, Turonian-Coniacianului, și Senonianului.

Malm. Este dezvoltat în faciesul calcarelor masive de tip Stramberg, care apar sub forma a două fișii orientate N—S.

Fișia estică, care cuprinde culmea principală a Trascăului se întinde pe o lungime de peste 30 km. Grosimea calcarelor depășește uneori 700 m.

Pe versantul vestic al masivului, calcarele de Stramberg au o poziție tectonică, fiind suportate de un complex detritic, în special conglomeratic, de vîrstă probabil vracono-cenomaniană.

Al doilea aliniament de calcare neojurasice este situat la vest de primul, constituind un solz în care calcarele suportă normal conglomeratele mai înainte amintite. Grosimea calcarelor din această fișie este de aproximativ 400 m. Fără a intra în descrieri de detaliu vom menționa doar că în punctul „La Corună” au fost recoltate cîteva exemplare de *Diceras* sp., coralul *Styliina brevicosta* O g i l v i e, iar în secțiuni subțiri a fost identificată, alga dasycladacee *Clymenia jurassica* F a v r e.

Barremian. Am atribuit Barremianului un pachet de roci detritice fine ce apare în partea de vest a regiunii de care ne ocupăm. Acest pachet este reprezentat prin aceleași tipuri litologice ca în partea de vest a Munților Metaliferi, unde i-a fost atribuită această vîrstă (M. L u p u, D e n i s a L u p u, 1963).

Litologic, Barremianul este format din gresii cenușii, dure, cu ciment calcaros, în cantitate redusă, și fragmente de roci reprezentate aproape exclusiv din cuarțite. Acestea alternează ritmic cu argilite negrioase.

Vraconian-Cenomanian (?) Termenul următor este un complex detritic ritmic alcătuit din conglomerate, gresii, argilite și marno-calcare.

Cu privire la vîrstă lui, ca și autorii precedenți, nu deținem date concludente.

Roth Telegd (1901) considera toate depozitele sedimentare din vestul crestei Trascăului, cu excepția calcarelor, ca fiind de vîrstă cretacic-superioară, fără a prezenta însă argumente paleontologice. M. Ilie, în 1932, corelează aceste depozite cu stratele de Valea Dosului atribuindu-le Aptianului. T. h. Gițulescu și M. Socolescu (1941) se pronunță de asemenea pentru o vîrstă cretacic-superioară.

Sigurele indicații pe care le posedăm, sănă date de microfaună. Astfel M. Tocorjeșcu a identificat în cîteva probe de marne, exemplare de *Rotalipora* sp., *Praeglobotruncana stephani* Gandy, *Hedbergella delrioensis* Carsley. Bazați pe această asociație, atribuim în mod provizoriu depozitelor menționate vîrstă vracono-cenomaniană.

Conglomeratele apar de obicei în bază, au ciment calcaros, iar galeți, care au un diametru pînă la 25 cm, sănă constituîti din amfibolite, micașisturi cu granați, calcare cristaline, gnais. Nu se întîlnesc galeți de calcare de Stramberg.

Pe alocuri se recunosc stratificații în bancuri metrice, fără a se observa însă vreo gradare.

Pe lîngă conglomerate, complexul menționat cuprinde gresii micacee, grosiere, gresii cenușii, fine, argilite marnoase cenușii, marno-calcare cenușii-verzui și rar calcarene dilazate.

Stratonomic, apar două tipuri de ritmuri și anume: un prim tip, cel mai frequent, este reprezentat prin gresii cenușii și argilite cenușii; al doilea tip este reprezentat prin microritmuri de marnocalcare și sisturi argilo-marnoase cenușii.

Complexul atribuit cu semn de întrebare Vracono-Cenomanianului ocupă suprafața cea mai întinsă, și totodată centrul regiunii de care ne ocupăm.

Turonian — (Coniacian?) Pe valea Geogelului, în umplutura a două sinclinali de depozite vracono-cenomaniene, puternic încleștate și în parte strivite sub o linie de fractură majoră, se întîlnesc marno-calcare violacee în care am identificat în secțiuni subțiri exemplare de *Globotruncana*. În aceste roci Maria Tocorjeșcu a identificat specia *Globotruncana angusticarinata* Gandy.

În sinclinalul estic, asociat cu marno-calcarele, apar conglomerate cu galeți rulați de sisturi cristaline, cuarțite cristaline, gresii cenușii, dilazate, galeți ce nu depășesc diametrul de 6 cm. Succesiunea în acest

afloriment este greu de precizat întrucât toată zona este puternic deranjată de fractura situată imediat la est.

Senonian. Senonianul apare doar în partea de SW a regiunii cercetate, unde este reprezentat numai prin brecii-conglomerate. Spre N și W, acestea se leagă cu depozite datate ca senoniene pe baze paleontologice precise.

În sectorul de care ne ocupăm (la Cojocani), R o t h T e l e g d distinge încă din 1901 prezența a două conglomerate diferite, fără a da preciziuni în ce privește vîrstă lor, menționând doar faptul că ambele aparțin Cretacicului superior.

Într-adevăr peste conglomeratele de vîrstă probabil vracono-cenomaniană se aşează, pe creastă, o brecie-conglomerat cu elemente de cristalin puțin rulate și ciment roșcat, friabil.

Apar de asemenea numeroase fragmente de cuarțite, acestea ceva mai bine rulate. Acest pachet se situează la baza depozitelor senoniene, bine dezvoltate spre N și W.

Important este faptul că aceste brecii-conglomerate acoperă o linie tectonică, cea mai vestică din regiune, ceea ce dovedește vîrstă antesenoniană a acesteia.

Tectonica

Tectonica regiunii este dominată de patru mari accidente rupturale, trei din ele orientate N—S, iar al patrulea, cel mai vestic, NE—SW.

Primul accident ruptural, care este unul din cele mai importante ale masivului Trascău, pune în contact tectonic calcarele de Stramberg cu depozitele complexului vracono-cenomanian. În regiunea studiată acest accident tectonic are caracterul unei falii inverse abrupte. De-a lungul ei apar, pe alocuri, blocuri de ofiolite rupte din fundament. Noi nu vom insista asupra sa deoarece intenționăm ca pe viitor, odată cu terminarea cercetărilor și la est de fișia de calcare, să ne referim la întreaga zonă a Trascăului.

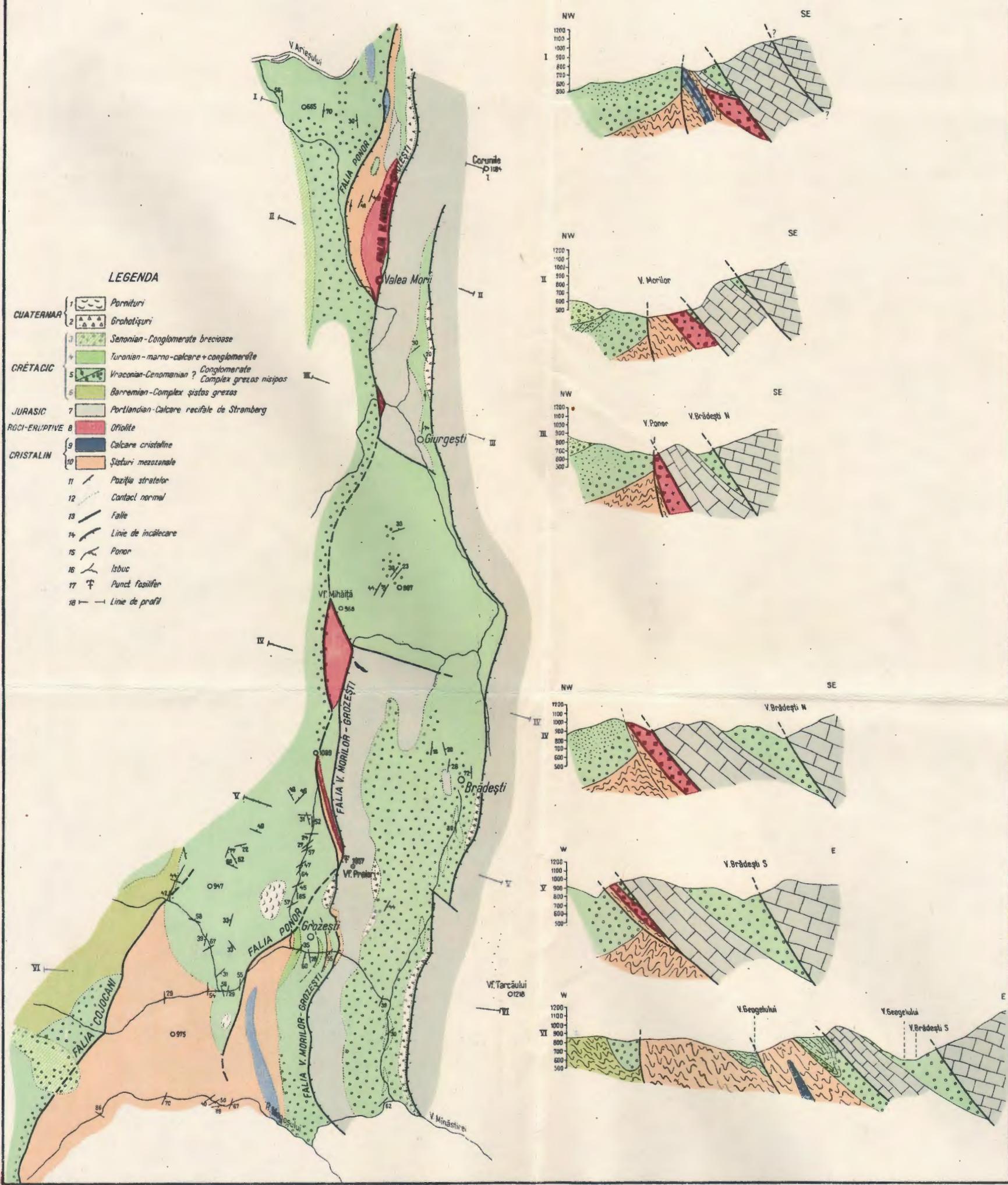
Al doilea accident tectonic, denumit de noi falia Valea Morilor - Grozești, are un aspect evident de solz. Calcarele de Stramberg care stau pe complexul atribuit Vracono-Cenomanianului suportă, la rîndul lor, în flanc normal, același complex.

În valea Geogelului, unde eroziunea a lucrat mai puternic, sub masa calcarelor de Stramberg, apar cuarțite cristaline.

În partea centrală a regiunii continuitatea solzului este întreruptă prin două falii transversale.

M.LUPU
HARTA SI SECȚIUNILE GEOLOGICE PRIN PARTEA DE VEST A MASIVULUI TRASCĂU

0 500 1000 1500 m.



Pornind din valea Ponorului solzul se continuă spre N iar Vracono-Cenomanianul din flancul normal efilindu-se, calcarul de Stramberg, din acest compartiment suportă calcarul din creasta principală a Trascăului. Limita între cele două calcare este greu de urmărit din cauza terenului foarte accidentat și a identității lor litologice.

Falia Ponor reprezintă al treilea contact tectonic important. Ea este marcată prin suprapunerea unui flanc normal în care apar sisturi cristaline, ofiolite și depozite vracono-cenomaniene, peste depozite vracono-cenomaniene. Această linie tectonică se continuă și la N de Aries fiind pe porțiunea respectivă semnalată de M. Ilie (1932).

Falia Cojocani este fractura cea mai vestică. Ea pune în contact tectonic sisturi cistaline cu conglomerate vracono-cenomaniene. Important este faptul că brezia conglomeratică senoniană acoperă acest contact. Amploarea acestei fracturi este redusă, ea pierzindu-se imediat la N de valea Geogelului, iar la S, aşa cum rezultă din datele lui M. Bleahu¹⁾ (1962), se pare că trece la un contact normal.

Din cele expuse mai sus rezultă că în partea de vest a masivului Trascău există un stil tectonic ruptural cu vergențe vestice.

Acest stil în solzi, afectează și fundamentul regiunii. Vîrsta subhercnică a acestor accidente rupturale o deducem din faptul că formațiunea afectată cea mai nouă este Turonianul, eventual Coniacianul, iar primele depozite ce acoperă liniile de fractură (în cazul de față falia Cojocani) aparțin Senonianului.

Senonianul, care marchează în regiune un nou ciclu de sedimentare, nu cuprinde nicăieri marno-calcare violacee, de tipul celor cu *Globotruncana angusticarinata*.

Consecințele importante pe care diastrofismul subhercnic le-a avut în această parte a masivului Trascău, sunt pe de o parte schițarea elementelor structurale majore ale regiunii și pe de altă parte transgresiunea santoniană, cea mai importantă transgresiune cretacică din partea de N a Munților Metaliferi.

BIBLIOGRAFIE

- Nițulescu Th., Socolescu M. (1941) Recherches géologiques et minières dans les Monts Métallifères de Roumanie. *Ann. Inst. Géol.*, XXI.
e M. (1932) Recherches géologiques dans les Monts de Trascău. *Ann. Inst. Géol.*, XVII.

¹⁾ M. Bleahu. Cartări și revizuiri în cuprinsul foii Zlatna. Raport Arh. Com. 1962.

Lupu M., Lupu Denisa. (1963) Asupra unor dislocații rupturale din partea de vest a fosei Metaliferilor. *D.S. Com. Geol.*, L/2.

Roth Telegdi L. (1901) Der Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Havasgyog und Nagy-Enyed. *Jahresb. d.k. ung. geol. Anst.*

SUR QUELQUES FRACTURES D'ÂGE SUBHERCYNIEN DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF TRASCĂU

PAR

M. LUPU

(Résumé)

L'auteur commence par rappeler les deux conceptions différentes sur la tectonique de la région, à savoir une première conception qui envisage les calcaires néojurassiques comme une nappe de décollement gravitationnelle supportée par du flysch éocrétacé et une seconde conception selon laquelle ceux-ci sont considérés comme formant la base de certaines écailles.

L'auteur se rallie à la conception considérant la structure géologique de la région comme une structure en écailles et décrit quatre lignes de fractures orientées généralement N-S à vergences occidentales.

L'auteur précise l'âge subhercynien de ces lignes de fractures en s'étayant des dépôts les plus récents qui en sont affectés, dépôts d'âge Turonien à *Globotruncana angusticarinata*, ainsi que de l'âge Sénonien des premiers dépôts qui surmontent l'une des lignes de fracture.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte et coupes géologiques par la partie septentrionale du massif de Trascău.

1, éboulements; 2, éboulis; 3, Sénonien - conglomérats brécheux; 4, Turronien - marnocalcaires conglomérats; 5, Vracono-Cénomanien?; a, conglomérats; b, complexe gréseux-sableux; 6, Barrémien - complexe schisteux gréseux; 7, Portlandien - calcaires récifaux de Stramberg; 8, ophiolites; 9, calcaires cristallins; 10, schistes mésozonaux; 11, position des couches; 12, contact normal; 13, faille; 14, ligne de chevauchement; 15, Ponor (perte); 16, source vauchusienne; 17, point fossilière. 18, ligne de profil;

NOTĂ ASUPRA GASTEROPODELOR
ȘI LAMELIBRANCHIATELOR OLIGOCENE
DE LA PIATRA NEAMȚ¹⁾

DE

[N. COSMOVICI]

Abstract

Note on the Oligocene Gastropods and Lamellibranches from Piatra Neamț. The note describes a mollusca association (with *Adeorbis fischeri* Desh., and *Adeorbis decussatus* Sand s.), collected in the base of the Oligocene series from Piatra Neamț.

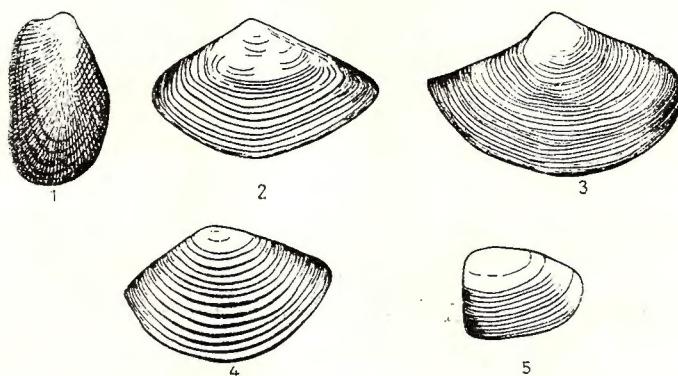
Nota de față reprezintă o continuare a inventarierii asociației de moluște oligocene începută în anul 1913. Genurile și speciile de lamelibranchiate și gasteropode menționate mai jos au fost colectate din orizontul marnelor albe bituminoase, în două puncte fosilifere descoperite în urmă cu o jumătate de secol, dealul Cozla și satul Văleni, și dintr-un punct nou, „La Arsuri”, lîngă localitatea Gîrcina. Aici cochiliile sunt acumulate în lumașe alterate.

Din dealul Cozla „La trei coline” au fost colectate: gasteropodul *Fisurella* sp., și lamelibranchiatele *Arcoperna* sp. aff. *Arcoperna searlesi* (fig. 1) *Mytilus* sp., *Adaena* sp., *Ostrea* sp., *Cultellus* sp.

La localitatea Văleni au fost identificate numeroase exemplare ale gasteropodelor *Adeorbis fischeri* Desh. și *Adeorbis decussatus* Sand s.; lamelibranchiatele *Leda tumidula* Coss m. (fig. 2), *Yoldia* sp., *Tellina* sp., *Cyrena* sp., *Exogyra* sp.

Din punctul fosilifer de la Gîrcina „La Arsuri”, au fost determinate lamelibranchiatele *Leda tumidula* Coss m., *Leda striata* Lamk. (fig. 3), *Leda costulata* Desh. (fig. 4), *Nucula capillacea* Desh. (fig. 5), *Yoldia* sp., *Area* sp., *Ostrea* sp., *Cardita* sp., *Tellina* sp., *Mytilus* sp., *Cardium* sp.

¹⁾ Comunicare în ședința din 22 ianuarie 1965.

Fig. 1. — *Arcoperna searlesi*. $\times 2$.Fig. 2. — *Leda tumidula*. $\times 2$.Fig. 3. — *Leda striata*. $\times 2$.Fig. 4. — *Leda costulata*. $\times 2$.Fig. 5. — *Nucula capillacea*. $\times 2$.

Majoritatea elementelor ce alcătuiesc asociația de mai sus (asociație cu *Adeorbis fischeri* D e s h. și *Adeorbis decussatus* S a n d s.) reprezintă forme litorale și sublitorale de ape calde sau temperate.

BIBLIOGRAFIE

- Cosmovici N. (1913). Note sur une faune oligocène du flysch moldave. *Bull. Sect. Sc. Acad. Roum.*, 2, 1913. București.
 Paucă M., Cosmovici L. (1958). Moluște fosile din Oligocenul de la Piatra Neamț. *Bul. Acad. R.P.R.*, t. V, nr. 3—4 București.

NOTE SUR LES GASTÉROPODES ET LES LAMELLIBRANCHES OLIGOCÈNES DE PIATRA NEAMȚ

PAR

N. COSMOVICI

(Résumé)

La note contient la description d'une association de mollusques (à *Adeorbis fischeri* D e s h., et *Adeorbis decussatus* S a n d s.) collectée dans la base de la série de l'Oligocène de Piatra Neamț (Carpates Orientales).

NOTĂ ASUPRA A DOI AMONITI DIN FLIŞUL EOCRETACIC AL CARPAȚILOR ORIENTALI (VALEA CAȘINULUI)¹⁾

DE

V. NICOLAESCU, C. GAIȚĂ, ²⁾ D. PATRULIU ³⁾

Abstract

Note on two Ammonites of the Eocretaceous Flysch of the Eastern Carpathians (Cașin Valley). One of the described ammonites: *Acanthohoplites cf. laticostatus* Sinzov, has been found in the upper part of black shales of the Audia Zone, the other one: *Douvilleiceras* sp. aff., *D. monile* Sowerby, in the flysch with convolute sandstones of a more inner zone.

Cu ocazia cercetărilor efectuate în anii 1963—1964, în bazinul văii Cașinului, la nord de Tîrgul Secuiesc, am pus în evidență două puncte fosilifere ce aparțin flișului eocretacic, respectiv șisturilor negre și seriei flișului curbicortical.

În șisturile negre, pe pîriul Gubaș, la 1 100 m de intersecția cu șoseaua de pe valea Cașinului, am găsit în vara anului 1963, un exemplar de amonit, care a fost atribuit formei *Acanthohoplites cf. laticostatus* Sinzov, cunoscută din Apfanul mediu și superior.

Amonitul a fost recoltat dintr-un banc de marne cenușii-negricioase, dure, cu o grosime de 10 cm. Sub acest nivel, se dezvoltă marne și argile negricioase, în plăci, moi, în pachete decimetrice cu intercalății de gresii calcaroase, fine, cenușii, în bancuri de 5 pînă la 15 cm și mai rar, marnocalcare compacte, cenușii.

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 aprilie 1965.

²⁾ Intreprinderea de Prospecționi și Laboratoare, Șos. Kiseleff 2, București.

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

Deasupra nivelului fosilifer, pe o grosime de aproximativ 20 m, urmează sisturi argiloase negrioase, în alternanță cu gresii calcaroase, fine, glauconitice, cu aspect sticlos, care treptat trec la gresii silicioase glauconitice, în strate cu grosimi de 10—20 cm pînă la 1,20 m.

În coloana litologică stratigrafică a sistemelor negre din regiune, acest nivel fosilifer se plasează la partea superioară a complexului sistos, mai precis, în zona de tranziție dintre complexul sistos și cel al gresiilor silicioase glauconitice.

Cum acest nivel stratigrafic se situează în intervalul Aptian mediu—Aptian superior, fapt demonstrat de amonitul citat, atunci o parte din complexul grezos silicios de deasupra, cel puțin baza acestuia, ar putea să aparțină Aptianului superior, sau cel mult Albianului inferior.

De la nivelul din care s-a recoltat amonitul și pînă la apariția primelor elemente de fliș curbicortical din W, interval în care se dezvoltă complexul grezos glauconitic, este o grosime de aproximativ 100 m.

Această grosime a fost verificată și pe alte profile din interiorul zonei de solzi, unde gresiile silicioase glauconitice suportă un orizont de argile roșii și verzi și s-a constatat că este aceeași.

Sublinind grosimea acestui interval, în care s-au depus gresiile silicioase glauconitice și în care presupunem prezența Aptianului superior, sau cel mult a bazei Albianului, ne gîndim că limita superioară a complexului grezos glauconitic, trebuie trasată, cel puțin în regiunea studiată, mult mai jos decît Albianul superior, aşa cum s-a admis în general pînă acum, pentru zona Audia (sau zona de solzi).

Asupra acestei probleme vom reveni într-o lucrare ulterioară în care vom prezenta o serie de date, privind relațiile dintre sisturile negre și seria curbicorticală.

Al doilea amonit pe care îl prezentăm, este un exemplar de *Douvilleiceras* sp. aff. *D. monile* Sowerby, găsit pe pîriul Bello, în seria curbicorticală, la 1 500 m de intersecția cu șoseaua de pe valea Cașinului.

Aflorimentul din care a fost recoltat amonitul, este alcătuit din gresii curbicorticale, în strate de 5—20 cm, fine, slab micaferă, cu aspect satinat și cu diaclaze umplute cu calcită. Acestea alternează cu argile și argilite cenușii, fine, uneori în plăci, alteori cu aspect foios, în pachete cu grosimi de ordinul decimetru. Se remarcă de asemenea prezența argilitelor negre, fine, în strate de 5—8 cm, foarte asemănătoare cu aceleia din sisturile negre. Amonitul citat caracterizează Albianul inferior. Alături

de el, a mai fost găsit un fragment de amonit atribuit genului *Puzosia* sp.

Pozitia amonitului în cadrul seriei curbicorticale, nu s-a putut stabili cu precizie. În orice caz, el a fost recoltat din apropierea axului unei cute anticlinale, motiv pentru care presupunem că se plasează spre baza seriei.

Cei doi amoniți prezentați se înscriu în lista inventarului paleontologic care aduce noi precizări asupra vîrstei șisturilor negre și seriei curbicorticale din regiunea cercetată.

Descrierea paleontologică

Acanthohoplites cf. laticostatus Sinzov (comparat cu *Acanthohoplites laticostatus* Sinzov, în Druști și Kudriavtев, 1960, pl. 9, fig. 2a, b) pl. fig. 1). Unicul exemplar care reprezintă această formă, conservat pe un silit dur, șistos, este puternic deformat prin compresiune laterală. Ultimul tur, aparent mai înalt decât cel al exemplarelor figurate (probabil datorită compresiunii), îmbracă turul precedent pe mai puțin din jumătatea înălțimii. Ornamentația lui, puternic proeminentă, constă dintr-o alternanță regulată de coaste principale și de coaste intermediare. Între două coaste principale, există o singură coastă intermediară care se efilează pe mijlocul flancurilor. Coastele principale sunt puternic proeminente, începînd chiar de pe peretele ombilical, ca la reprezentanții genului *Deshayesites*. La început, ele se îndreaptă puțin oblic înapoi, apoi se înclină înainte pînă pe mijlocul flancurilor, unde descriu o largă inflexiune pentru a se îndrepta în cele din urmă radial, păstrîndu-și această direcție pînă la marginea externă a flancului. Pe marginea externă, nu se observă nici o tendință de inflexiune înainte, care să indice existența unor șevroane, ușor arcuite pe partea ventrală, ca la *Deshayesites*. Coastele intermediare, se prezintă în majoritate net deașate de coastele principale. Unele arată totuși o usoară tendință de a se uni pe mijlocul flancului cu coasta principală situată înapoi. Atât coastele principale, cât și cele intermediare, se largesc și se aplatisesc spre periferie. Exemplarul descris, se distinge de *Immunitoceras uhligi* (Sinzov), prin coastele mai puțin numeroase, mai groase spre periferie.

Este de remarcat și o oarecare asemănare a acestui exemplar cu unele specii de *Deshayesites* de talie mare, în special cu *D. ssengileyensis* Sasnovska, dar la reprezentanții genului *Deshayesites*, în general, există o inflexiune înainte a coastelor pe marginea externă a flancurilor.

Douvilleiceras sp. aff. *D. monile* Sowerby (pl. fig. 2). Această formă este reprezentată de un exemplar adinc încastrat într-o gresie fină, gălbuiie, și acoperit de o peliculă argiloasă care nu a putut fi decât parțial îndepărtată.

Caracterele ornamentale observate sunt însă suficiente pentru a afirma cu certitudine că este vorba de o specie de *Douvilleiceras*, foarte apropiată, dacă nu identică cu *D. monile*.

Coastele sunt simple, drepte, radiale și ating toate marginea umbilicală. Pe porțiunea degajată, fiecare coastă prezintă cel puțin patru tuberculi. Cei mai externi, au forma unei mici creste alungite, în sensul spiral.

Comparația cu un exemplar mai bine conservat de *Douvilleiceras monile*, găsit de V. Aghiorghesei (I. Băncilă și V. Aghiorghesei, 1964)¹⁾ în flișul curbicortical din valea Ostra (Moldova de nord) și determinat ca atare de D. Patrulius, arată că exemplarul descris mai sus, este mai apropiat de specia lui Sowerby, decât de *D. mammillatum* (Schlot.), prin coastele sale mai dese și tuberculii săi mai fini.

În ce privește valoarea stratigrafică a formelor descrise, este de remarcat că *Acanthohoplites laticostatus* Sinzov este o specie proprie Aptianului mediu și superior mai exact Gargasianului superior și Clansayesianului.

Cît despre genul *Douvilleiceras*, acesta caracterizează cea de a două zonă a Albianului inferior : zona cu *Douvilleiceras mammillatum*.

NOTE SUR DEUX AMMONITES DU FLYSCH ÉOCRÉTACÉ DES CARPATES ORIENTALES (VALLÉE DE CAŞIN)

PAR

V. NICOLAESCU, G. GAIȚĂ, D. PATRULIU

(Résumé)

A l'occasion des recherches entreprises sur le flysch crétacé de la vallée de Caşin, nous avons mis en évidence deux nouveaux points

¹⁾ I. Băncilă, V. Aghiorghesei, (1964). Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare -- valea Moldovci (regiunea Suceava). An. Comit. Geol., XXXIII.

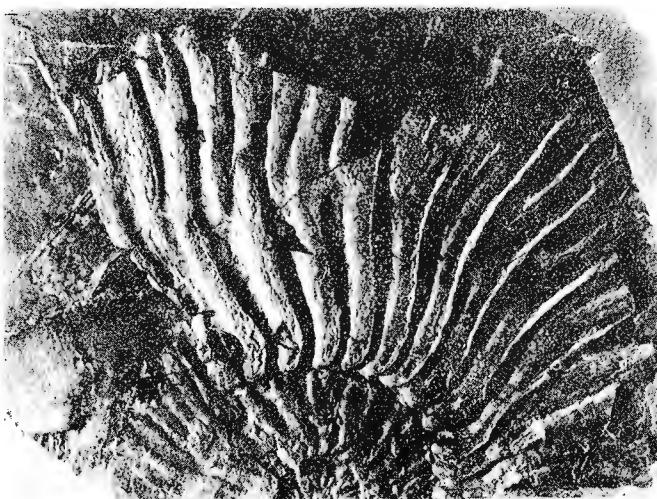
EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — *Acanthohoplites* cf. *laticostatus* S inz o v.

Fig. 2. — *Douvilleiceras* sp. aff. *D. monile* S o w e r b y.

V. NICOLAESCU, C. GAIȚĂ, D. PATRULIU. Amoniți din flișul eocretacic
al Carpaților orientali.



1.



2.

fossilifères, l'un dans les schistes noirs, l'autre dans le flysch curbicortical.

Dans la partie supérieure du complexe schisteux des schistes noirs sur le ruisseau de Gubaş, nous avons recolté un exemplaire d'ammonite identifié comme *Acanthohoplites cf. laticostatus* S i n z o v (fig. 1) qui atteste l'âge Aptien moyen—supérieur des couches en question.

La position de cette forme dans la colonne lithologique-stratigraphique des dépôts examinés suggère qu'au moins dans la région étudiée, la limite supérieure du complexe schisteux doit être tracée bien au-dessous de l'Albien supérieur. Nous considérons également qu'au-dessus du niveau de l'ammonite mentionné, les schistes noirs, représentés par des grès siliceux et glauconitieux occupent une épaisseur relativement réduite (environ 100 m).

Dans le flysch curbicortical d'une zone plus interne nous avons déterminé *Douvilleiceras* sp. aff. *D. monile* S o w e r b y (fig. 2) qui confère aux dépôts en question l'âge Albien inférieur.

COPTOCAMPYLODON FONTIS N. SP., MICROFOSIL
PROBLEMATIC AL CALCARELOR URGONIENE
DIN MUNTII PERŞANI¹⁾

DE

D. PATRULIUS²⁾

Abstract

Coptocampyldon fontis n. sp., problematical Microfossil of the Urgonian Limestones of the Perşani Mountains. The new described species of *Coptocampyldon* is represented by cylindrical bodies, frequently hollow and with more numerous longitudinal furrows than *C. lineolatus* Elliott. Its stratigraphical range seems to be restricted to the Barremian and Aptian.

În 1963, F. G. Elliott descrie ca gen și specie nouă un microfossil problematic, *Coptocampyldon lineolatus* n. gen., n. sp., identificat în calcarele eocretacice din Irac și Borneo. O altă specie a aceluiași gen a fost identificată recent de autorul acestei note în calcarele urgoniene (Aptian) din partea de Vest a muntelor Perşani și anume în calcarele cenușii, roșii și roșcate cu orbitoline (de tipul *O. conoidea* și *O. discoidea*) ce apar în împrejurimile localităților Fintina și Comana³⁾. Același microfossil a mai fost observat în calcarele urgo-barremiene din Pădurea Craiului (dealul Smeului-Vîrciorog) și în calcarele urgo-aptiene din masivul Hăgihimăș (Muntele Iavardi).

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 martie 1965.

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

³⁾ Prima identificare a fost făcută pe o secțiune remisă pentru studiu de către M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, cărora autorul le aduce cu acest prilej mulțumirile sale. Autorul ține de asemenea să mulțumească lui F. G. Elliott pentru confirmarea determinării.

Genul : *Coptocampylodon* Elliott, 1963.

Diagnoză : corpusculi calcaroși, cilindrici, cu axul lung ușor curbat, cu contur circular în secțiune transversală, cu suprafețe brăzdate de sănțuri longitudinale adânci.

Specia tip : *C. lineolatus* Elliott, 1963.

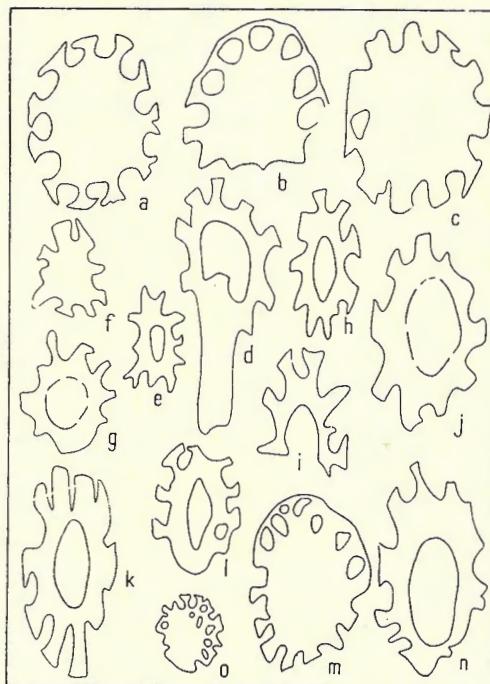


Fig. 1. — *Coptocampylodon fontis* n. sp.; ×90.

a—c, secțiuni aproape transversale a unor exemplare cu canale deschise la exterior sau parțial acoperite;

d, secțiune în formă de rachetă a unui exemplar cu axul cotit.

e—n, secțiuni oblice;

o, secțiune transversală într-un exemplar de talie foarte mică cu două rânduri de canale periferice; apartenența la *Coptocampylodon fontis* este îndoelnică.

a—c, sections presque transversales de quelques exemplaires à canaux ouverts à l'extérieur ou partiellement recouverts;

d, section en forme de raquette d'un exemplaire à axe courbe;

e—n, sections obliques;

o, section transversale d'un exemplaire de très petite taille à deux rangées de canaux périphériques; l'appartenance à *Coptocampylodon fontis* est douteuse.

Coptocampylodon fontis n. sp. Patruliș

Pl. I-III

Paratipuri: CIG 201-206; Pl. I, fig. 1-6.

Derivatio nominis: de la localitatea Fântâna.

Locus typicus: Fântâna, în partea de W a munților Perșani.

Stratum typicum: calcare roșii urgo-apărătene.

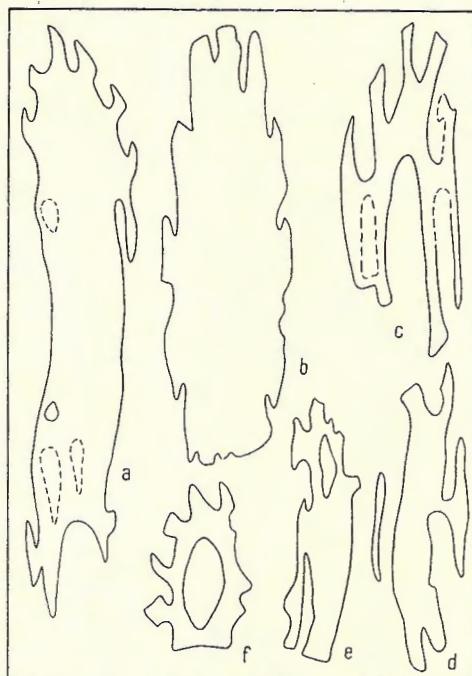


Fig. 2. — *Coptocampylodon fontis* n. sp.; $\times 90$.

a-e, secțiuni longitudinale, axiale și tangențiale;
f, secțiune oblică.

a-e, sections longitudinales, axiales et tangentielles;
f, section oblique.

Descriere: corpusculi cilindrici plini sau cu un canal central, cu canale periferice longitudinale în număr de 9-15 mm, deschise la exterior sau parțial acoperite; lungime pînă la 1,7 mm, diametru exterior de 0,20-0,42 mm; diametrul canalului central de 0,04-0,15 mm, diametrul canalelor periferice de 0,03-0,08 mm, de obicei 0,04-0,05 mm. Se distinge de *C. lineolatus* prin prezența frecventă a unui canal central și prin canalele periferice mai numeroase.

După F. G. Elliott corpuseului descriși sub numele de *Coptocampylodon lineolatus* ar putea să reprezinte resturile scheletice a unui mic octoral, comparabile în anumită măsură cu segmentele calcaroase ai anumitor reprezentanți ai familiei Isididae, ca *Moltkia*, gen cunoscut din Cretacicul superior.

Cu toată asemănarea pe care o prezintă în secțiune transversală cu *Acicularia*, genul *Coptocampylodon* — aşa cum remarcă F. G. Elliott — se distinge de alge, în general, prin prezența canalelor periferice longitudinale.

Pe de altă parte însă prezența unui canal central la *C. fontis* n. sp. ca și faptul că la această specie canalele periferice sunt în parte acoperite, fac destul de incertă apartenența genului *Coptocampylodon* la Octocoralieri.

BIBLIOGRAFIE

- Elliott F. G. (1963) Problematical microfossils from the Cretaceous and Paleocene of the Middle East. *Paleontology*, vol. 6/2 (Mai).

COPTOCAMPYLODON FONTIS N. SP. MICROFOSSILE PROBLÉMATIQUE DES CALCAIRES URGONIENS DES MONTS PERŞANI

PAR

D. PATRULIU

(Résumé)

Coptocampylodon fontis n. sp. identifié dans les calcaires urgoniens gris, rouges et rougeâtres à *Orbitolina conoidea* et à *O. discoidea* des environs de Fîntina et Comana présente les caractères suivants : la longueur des corpuscules cylindriques atteint 1,7 mm ; le diamètre externe est de 0,20—0,42 mm ; ils présentent souvent un canal central large de 0,04—0,12 mm et des canaux périphériques longitudinaux ouverts vers l'extérieur ou partiellement recouverts, en nombre de 9 à 15 et dont le diamètre varie entre 0,03 et 0,08 mm (habituellement 0,04—0,06 mm). Cette nouvelle espèce se distingue de *Coptocampylodon lineolatus* par la présence fréquente d'un canal central et par ses canaux périphériques plus nombreux.

EXPLICATIA PLANSEI

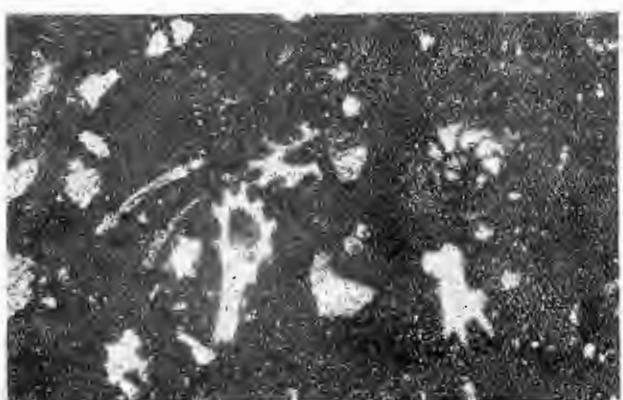
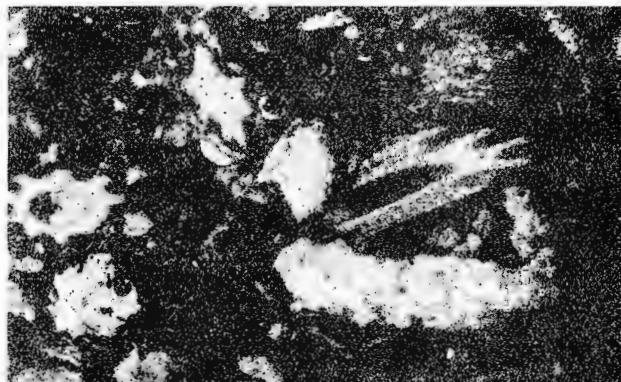
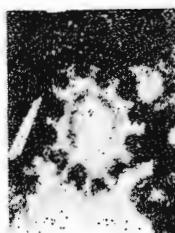
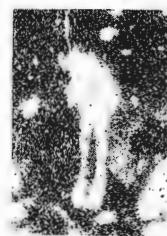
EXPLICATIA PLANSEI

Complocampyldon fontis n. sp. (paratipuri); X 30:

a, secțiune longitudinală paraxială, în stînga ; secțiune transversală, în dreapta, printr-un segment cilindric plin, cu 11 canale longitudinale ; *b*, secțiune în formă de rachetă a unui exemplar cu axul cotit ; *c*, secțiune puțin oblică a unui exemplar cu canal central obturat prin calcit larg cristalizat (? depozit secundar) și cu 12 canale periferice ; *d*, secțiune longitudinală axială, în dreapta ; secțiune oblică transversală, în stînga ; *e*, secțiune în formă de rachetă a unui exemplar cu axul cotit ; *f*, secțiune oblică a unui exemplar cu canal central și canale periferice relativ înguste.

a, section longitudinale paraxiale, à gauche ; section transversale, à droite, par un segment cylindrique plein à 11 canaux longitudinaux ; *b*, section en forme de raquette d'un exemplaire à axe courbe ; *c*, section un peu oblique d'un exemplaire à canal central obturé par du calcite largement cristallisé (? dépôt secondaire) et à 12 canaux périphériques ; *d*, section longitudinale axiale, à droite ; section oblique transversale, à gauche ; *e*, section en forme de raquette d'un exemplaire à axe courbe ; *f*, section oblique d'un exemplaire à canal central et à canaux périphériques relativement étroits.

D. PATRULIUS. *Coptocampylodon fontis* n. sp.



OBSERVAȚII ASUPRA UNOR FENOMENE FIZICO-
GEOLOGICE ÎN ZONA ȘISTURILOR NEGRE
DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII MOLDOVA
[(NW DE CÎMPULUNG MOLDOVENESEC)¹⁾]

DE

D. GEORGESCU, LENUȚA GEORGESCU²⁾

Abstract

Observations on some Physico-Geological Phenomena in the Zone of Black-Schists from the Upper Basin of the Moldova Valley (NW to Cîmpulung Moldovenesc). A number of landslides were found in the zone of Black Schists in the Eastern Carpathians. These phenomena, which in some cases formed small barrage mountain lakes, are due to the lithological-structural conditions of this zone and must be considered in future geological researches or when planing constructions in this region.

Introducere. Cu ocazia lucrărilor de teren, în campaniile anilor 1961—1963, am putut face unele observații asupra unor fenomene fizico-geologice caracteristice în regiune pe care am căutat să le explicăm analizând condițiile geologice.

Fenomenele și formele de relief care au luat naștere și de care ne vom ocupa, se situează în zona Șisturilor negre din flișul Carpaților orientali, într-un sector cuprins între comunele Moldova—Sulița la N și Sadova la S, sector care corespunde geografic Obcinei Feredeului.

Regiunea are altitudini cuprinse între 700—1 494 m avînd un relief accidentat, la alcătuirea căruia își dau concursul culmi paralele orientate NW—SE, separate de văi adânci cu ape repezi, tributare rîului Moldova.

¹⁾ Comunicare în ședința din 29 ianuarie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecționi și Laboratoare, Șos. Kiseleff, nr. 2. București,

Geologia regiunii. Regiunea de care ne ocupăm se află situată în depozitele de fliș ale Carpaților orientali, în zona Șisturilor negre. La alcătuirea geologică a acestora iau parte în cea mai mare măsură roci argilo-marnoase cu intercalații grezoase mai mult sau mai puțin dezvoltate. În această zonă am putut separa mai multe complexe litologice:

Complexul sferosideritic (Valanginian? — Hauterivian — Barremian) reprezintă cele mai vechi depozite ale Șisturilor negre și în compoziție să întâlnim șisturi argilo-marnoase negre cu intercalații de gresii calcaroase și marnocalcare sideritice, caracteristice pentru partea bazală a Șisturilor negre.

Complexul șistos (Aptian—Albian inferior) este reprezentat prin pachete de șisturi argiloase negre, uneori silicificate, cu intercalații de marne argiloase, gresii silicioase și rare sferosiderite. El reprezintă o trecere gradată de la complexul sferosideritic la cel al gresiilor glauconitice silicioase de deasupra.

Complexul gresiilor glauconitice silicioase (Albian mediu) situat înspre partea superioară a seriei Șisturilor negre, este alcătuit în cea mai mare parte din gresii glauconitice silicioase cu intercalații reduse de șisturi argiloase.

Orizontul argilelor roșii și verzi (Albian superior — Cenomanian) urmează peste gresia glauconitică silicifiată, fiind alcătuit din șisturi argiloase slab marnoase, de culoare roșcată cu reduse intercalații verzi. Grosimea lor stratigrafică luată în comparație cu cea a celorlalte complexe este foarte redusă.

Toate formațiunile enumerate mai sus, sunt puternic tectonizate având o structură în cute-solzi, cu strate răsturnate orientate NW—SE, care la prima vedere apar ca un imens monoclin cu înclinări ce variază între 30—90° și în care complexele litologice mai sus amintite se repetă de mai multe ori pe câțiva kilometri.

Geomorfologic, structura geologică este foarte bine oglindită. Astfel culmile principale, cum ar fi vîrful Pașcanu (1 480 m), vîrful Feredeu (1 478 m) și vîrful Vejul Mare (1 494 m), se plasează pe gresia glauconitică silicioasă, dominând asupra văilor săpate în complexele sferosideritic și șistos.

În acest ansamblu muntos am remarcat pe câteva din văile principale, numeroase deplasări de teren precum și câteva mici lacuri montane de baraj situate la altitudini în jur de 1 000 m (fig. 1).

În cele ce urmează vom căuta să explicăm fenomenele fizico-geologice care au dus la geneza acestor forme de relief.

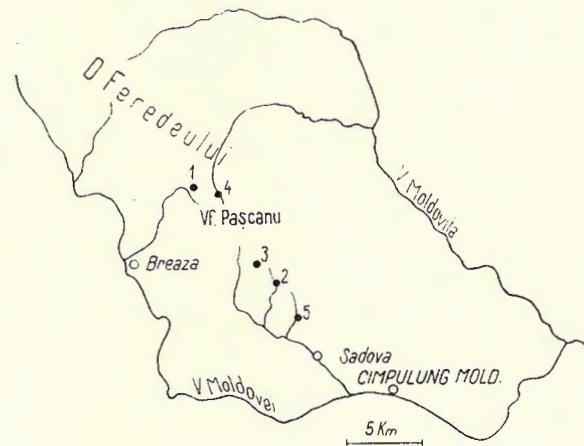
Alunecarea de teren de pe valea Breaza. Această alunecare se situează pe versantul drept al văii Breaza la 8 km amonte de confluența acesteia cu valea Moldovei, într-un punct numit de localnici „La Dărîmătură” (fig. 2).

Fig. 1. — Schița amplasării fenomenelor fizico-geologice descrise în text.

1, alunecarea de teren de pe valea Breaza; 2, lacul Iezerul; 3, lacul Bolatău 4, alunecarea de teren de pe valea Tomnatecul; 5, alunecările de teren stabilizate din bazinul văii Mutării.

Esquisse de l'emplacement des phénomènes physico-géologiques décrits dans le texte.

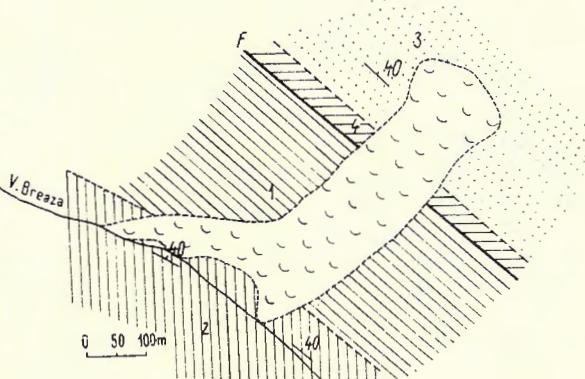
1, glissement de terrain de Valea Breaza; 2, lac du Iezer; 3, lac de Bolatău 4, glissement de terrain de Valea Tomnatecul; 5, glissements de terrain stabilisés du bassin de Valea Mutării.



Fruntea acestei alunecări a ajuns în firul văii Breaza pe care a barat-o formând în amonte un mic lac de baraj.

Fig. 2. — Schița alunecării de teren de pe Valea Breaza.
1, complexul sferosideritic; 2, complexul găsiștos; 3, complexul gresiei glauconitice silicioase; 4, orizontul argilelor roșii și verzi; F, failă.

Esquisse du glissement de terrain de Valea Breaza.
1, complexe sphérosidéritique; 2, complexe schisteux; 3, complexe du grès glauconitique siliceux; 4, horizon des argiles rouges et vertes; F, faille.



Alunecarea de teren de pe valea Breaza s-a produs la mijlocul lunii august 1955, după o perioadă ploioasă care a durat aproape două luni. Este semnificativ faptul că tot în această perioadă, datorită timpului ploios, s-au produs alunecări importante de teren pe o suprafață de 75 ha, într-un sector învecinat situat la 20 km SE, în cantonul Dragoșa, comuna Frumosul, raionul Cîmpulung, regiunea Suceava (V. Dragos, 1957).

Reproducem după V. Dragos (1957) tabelul de mai jos din care se poate vedea regimul precipitațiilor, înregistrate de stația pluviometrică nr. 15 102 a Institutului Meteorologic Central situată în regiune, la Vatra Dornei la o distanță de cca 30 km de alunecarea de teren de la Breaza.

TABEL
Luna iulie 1955

Ziua	Cant. mm	Ziua	Cant. mm	Ziua	Cant. mm
1	16,9	11	0,9	21	2,0
2	9,3	12	0,8	22	—
3	—	13	29,8	23	—
4	—	14	2,4	24	—
5	1,6	15	1,4	25	—
6	3,5	16	—	26	1,8
7	5,9	17	1,2	27	—
8	3,2	18	5,1	28	0,1
9	—	19	0,6	29	7,8
10	31,3	20	—	30	33,6
				31	21,0
Total	71,7		42,2		66,3

Total lunar 180,2 mm

Luna august 1955

Ziua	Cant. mm	Ziua	Cant. mm	Ziua	Cant. mm
1	6,7	11	28,8	21	—
2	—	12	32,7	22	—
3	1,7	13	0,7	23	3,3
4	14,5	14	6,0	24	—
5	0,5	15	—	25	8,7
6	6,2	16	—	26	0,3
7	27,9	17	—	27	—
8	18,6	18	—	28	0,3
9	3,6	19	1,6	29	0,1
10	18,8	20	2,7	30	9,8
				31	4,6
Total	98,5		72,5		27,1

Total lunar 198,2 mm

Precipitațiile normale înregistrate la acestă stație, calculate pe o perioadă de 35 de ani — între anii 1896—1915 și 1926—1940 arată următoarele valori :

Luna iulie	107,0 mm
Luna august	94,1 mm

Din compararea acestor date vedem că în lunile iulie și august 1955, regimul precipitațiilor a depășit dublul normalului pe o perioadă de 44 zile.

Cantitatea mare de apă căzută în această perioadă, infiltrându-se în rocile superficiale a fost factorul principal care a determinat deplasarea terenului.

Versantul drept al văii Breaza, în locul unde s-a produs alunecarea este alcătuit din șisturi argilo-marnoase cu rare intercalații de gresii. La partea superioară a versantului în zona de desprindere, întâlnim bancuri masive de gresii silicioase, cu rare intercalații de șisturi argilo-marnoase (fig. 3). Înclinarea stratelor este în jur de 40° spre NE, iar la partea superioară a versantului intervine și o linie tectonică orientată NW—SE care separă doi solzi.

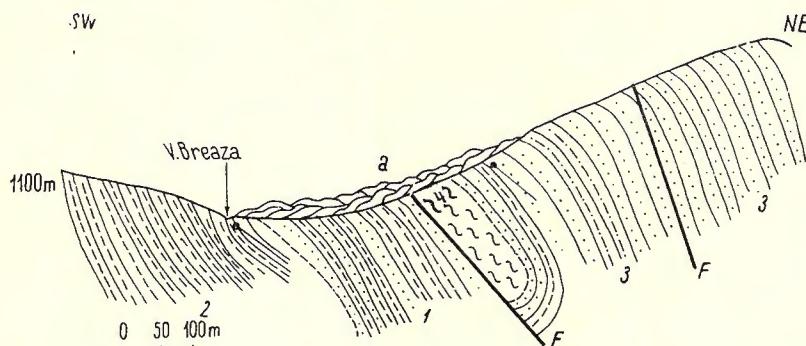


Fig. 3. — Secțiune geologică prin alunecarea de teren de pe valea Breaza.
a) masa alunecată ; 1, complexul sferosideritic ; 2, complexul șistos ; 3, complexul gresiei glauconitice silicioase ; 4, orizontul argilelor roșii și verzi ; F, faile.

Section géologique dans le glissement de terrain de la vallée de Breaza.
a) masse glissée ; 1, complexe sphérosidéritique ; 2, complexe schisteux ; 3, complexe du grès glauconitique siliceux ; 4, horizon des argiles rouges et vertes ; F, faille.

După raportul existent între suprafața de alunecare și poziția stratelor, alunecarea este de tip insecvent (după F. P. Savarenski).

Alunecarea de teren s-a produs de-a lungul unei mici viroage orientată NE—SW (care apare figurată pe hărțile vechi din regiune la scara 1 :20.000) și care avea aproape de gură, o mică zonă cu alunecări vechi

stabilizate și cu bălti de alunecare pe ele, formate într-o fază dinamică anterioară.

Cauza declanșării alunecării după cum am mai arătat anterior au fost precipitațiile abundente din regiune care au precedat fenomenul. Infiltrațiile de apă produse în cursul lunilor iulie și august au produs pe de o parte o puternică umezire a rocilor micșorind astfel stabilitatea lor, iar pe de altă parte le-a mărit greutatea volumetrică.

Factorii principali care au pregătit și au facilitat dezvoltarea fenomenului au fost :

L i t o l o g i a și s t r u c t u r a f o r m a t i u n i l o r d i n f u n d a m e n t. Sisturile argilo-marnoase care predomină în alcătuirea litologică a versantului (pe care a avut loc alunecarea) înmuiate cu apa de infiltratie provenită din ploile ce au precedat fenomenul, reprezintă un material cu coeficient mic de frecare.

La partea superioară a alunecării, în apropierea suprafeței de desprindere unde predomină bancurile de gresii glauconitice silicioase, datorită pantei și a poziției stratelor față de planul de alunecare, cît și a rigidității bancurilor de gresii, s-au putut produce forfecări după planuri perpendiculare pe stratificație, sub efortul greutății proprii. Astfel, au luat naștere o serie de diaclaze și fisuri perpendiculare pe stratificație ajungându-se totodată la fenomenul de încovoiere al capetelor de strat (Hakenwerfen), fenomen des întîlnit de noi în regiune. Un fenomen asemănător s-a produs și în stratele de sisturi argilo-marnoase din complexele sferosideritic și sistos dinspre baza versantului; fenomen favorizat și prin presiunea exercitată de bancurile de gresie silicioasă situate la partea superioară.

De-a lungul acestor fisuri perpendiculare pe fețele de stratificație s-au putut stabili planuri de alunecare, pe care a putut aluneca materialul înmuiat de apă.

P a n t a v e r s a n t u l u i. Alunecarea a fost favorizată de panta mare a versantului al cărui unghi depășește 30° , fiind mai accentuată spre culme unde predomină gresia glauconitică silicioasă. Deși versantul era împădurit, aceasta nu a putut împiedica totuși declanșarea alunecării.

Suprafața de alunecare a putut lua naștere pe planurile de alunecare perpendiculare pe stratificație, fapt care ne face să închidăm fenomenul ca „alunecare structurală” (după clasificarea lui N. V. R o d i o n o v).

Din motivele expuse mai sus, această masă de roci înmuiate și cu o greutate sporită, pierzându-și stabilitatea, s-a angajat gravitațional pe panta versantului.

Suprafața de desprindere a alunecării este situată la altitudinea de 1 240 m sub culmea Obcinei Feredeului. Diferența de altitudine de aci și pînă în firul văii Breaza unde s-a oprit alunecarea (altitudine 1 085 m) este de 155 m.

Masa alunecată apare cu o suprafață neregulată dispusă în trepte și este tulburată fiind alcătuită din fragmente de bancuri de gresie (predominant silicioasă) amestecate haotic într-o masă de fragmente de șisturi argilo-marnoase. În deplasarea sa această masă a antrenat spre vale și pădurea preexistentă, rupînd copaci și amestecîndu-i în masa alunecătoare. Adîncimea alunecării depășește în unele locuri 30 m.

Materialul astfel angajat în deplasare, ajungînd la baza versantului și întîlnind aci o zonă fermă, s-a revîrsat bilateral ajungînd în valea Breaza pe care a barat-o, formînd astfel în amonte un mic lac de baraj de cca 80 m lungime. Ulterior, apa acumulată în lac s-a revîrsat peste buza acestuia, continuîndu-și cursul normal, totuși lacul în curs de colmatare se mai păstrează încă avînd o suprafață redusă. De asemenea, pe masa alunecată în zona bazală, în micile depresiuni, au luat naștere bălți de alunecare în jurul căroror s-a dezvoltat o vegetație caracteristică.

Studiul stereoscopic al aerofotogramelor (ridicate în regiune în anul 1956, adică după aproximativ un an de la declanșarea fenomenului), arată clar alunecarea de teren de pe valea Breaza, care ne apare foarte bine conturată, semănînd cu o excavătic de culoare deschisă pe fondul întunecat al pădurii înconjurătoare¹⁾. Alunecarea de teren de pe valea Breaza a afectat o suprafață de cca 80 000 m² producînd pagube materiale prin degradarea terenului, distrugerea unei cantități apreciabile de material lemnos, precum și prin distrugerea parțială a drumului forestier de pe valea Breaza.

Din măsurătorile pe care le-am efectuat între anii 1962 și 1963 (adică pe o perioadă de un an), rezultă că masa alunecătoare nu este încă complet stabilizată, diferite comportamente ale sale mișcîndu-se încă lent pe distanțe ce nu au depășit însă ordinul zecilor de metri.

Lacul Izzerul. Acest lac montan se află situat la altitudinea de 930 m, pe valea cu același nume, la 3,5 km amonte de confluența acesteia cu valea Sadova (fig. 4).

Lacul este plasat pe depozitele argilo-marnoase ale complexelor sferosideritic și șistos, fiind flancat la N și S de culmi în jur de 1 300 m,

¹⁾ Datorită suprafeței sale considerabile, alunecarea de teren de pe valea Breaza apare figurată și pe harta geologică scara 1:100.000 (foaia Vatra Dornei), editată de M.I.P.Ch., în anul 1959.

alcătuite din complexul gresiei glauconitice silicioase. În jurul lacului s-a dezvoltat o vegetație caracteristică cu stufăriș.

Din informațiile de teren reiese că acest lac este cunoscut din timpuri foarte vechi. Vechimea lacului este dovedită și de faptul că valea își trage denumirea de la acest lac, apărînd cu această denumire pe vechile hărți din regiune.



Fig. 4. — Lacul Iezerul. În dreapta se vede o porțiune din masa alunecată (stabilizată și împădurită) care a barat cursul văii formînd lacul.

Lac du Iezer. À droite on voit une partie de la masse glissée (stabilisée et boisée) qui a barré le cours de la vallée en formant le lac.

Într-un ghid turistic al județului Cîmpulung Moldovenesc editat în anul 1935 (Județul Cîmpulung-turistic, 1935), lacul de pe valea Iezerului este recomandat ca punct de atracție turistic, menționîndu-se că are o suprafață de 2,5 ha.

Observațiile geomorfologice confirmă întinderea mare pe care o avea acest lac în trecut. În prezent lacul este parțial colmatat cu materialul adus de apele văii Iezerul, care îl traversează scurgîndu-se peste buza din aval a lacului.

Fenomenul care a dus la obturarea văii determinînd totodată formarea lacului Iezer, a fost tot o alunecare veche de teren de mari proporții,

care a avut probabil un mecanism de formare similar cu acela care a generat alunecarea de pe valea Breaza din anul 1955. Alunecarea de teren care a dus la formarea lacului Iezer este astăzi complet stabilizată. Pădurea deasă de conifere din jurul lacului și de pe versanții săi nu ne mai permite să facem observații asupra părților componente ale vechii alunecări.

Lacul Bolatău. Lacul se află situat la altitudinea de 1 100 m aproape de izvorul unui mic affluent pe stînga al săi Sadova, la 15 km amonte de confluența acesteia cu rîul Moldova.

Situația geologică de aici este asemănătoare cu aceea din valea Breaza și valea Iezerului, cu singura excepție că aici predomină gresiile silicioase cu intercalări de șisturi argilo-marnoase.

Fenomenul de încovoiere al capetelor de strat și agenții externi au pregătit pe versanții abrupti ai săi un material dezagregat și cu coeziunea slăbită față de roca de bază. Acest material la un moment dat din diferite motive (ploi abundente, cutremure etc.) pierzindu-și stabilitatea, s-a angajat gravitațional pe pantă, și ajungând în vale a barat-o formînd în amonte un mic lac de baraj în care azi se mai pot vedea trunchiuri de copaci, parțial acoperite de apă și mîl. Fenomenul este încă activ; în anul 1961, am constatat pe versantul sudic alunecări de teren și prăbușiri de blocuri de gresie silicioasă care au smuls copaci antrenîndu-i spre lacul format la baza versantului.

Alunecări de teren am mai întîlnit și în multe alte puncte, în cuprinsul șisturilor negre cercetate de noi, însă de o mai mică amploare.

Dintre ele menționăm alunecările de teren de pe complexele sferosideritic și șistos de pe versantul nordic al vîrfului Pașcanu în apropierea izvorului săi Tomnatecul (affluent pe dreapta al săi Moldovița) situate la altitudinea de 1 200 m și care au dat de asemenea naștere unui mic lac de baraj de-a lungul săi.

Mai menționăm alunecările de teren stabilizate din bazinul pîrîului Mutării (affluent pe stînga al săi Sadova) care și-a luat numele tocmai de la aceste terenuri instabile.

Deplasări de teren de o mai mică amploare întîlnim aproape în întreaga zonă cercetată, ele afectînd în general depozitele eluviale formate prin alterarea și dezagregarea rocilor de bază alcătuite în cea mai mare parte din șisturi argilo-marnoase. În locurile în care se dezvoltă gresiile glauconitice silicioase întîlnim la baza versanților sau pe fundul văilor învecinate adevărate perdele de grohotiș.

La N de regiunea cercetată de noi, dincolo de granița României, Z. S u j k o w s k i (1938) observă în seria de Șipote (echivalentul seriei

Şisturilor negre din ţara noastră), numeroase alunecări de teren de toate vîrstele, începînd cu cele foarte vechi care azi sunt greu de descifrat pe teren, pînă la cele formate recent.

La SE, în sectorul Cîmpulung Moldovenesc – Stulpicani – Negrileasa, M. Savul (1948)¹⁾, Gh. Iliescu et al., (1963)²⁾, (1963 a)³⁾ au identificat de asemenea numeroase alunecări de teren în zona Șisturilor negre.

Concluzii. Din cele expuse anterior despre fenomenele fizico-geologice din regiune putem trage următoarele concluzii :

Zona Șisturilor negre din nordul Carpaților orientali, datorită condițiilor litologice-structurale oferă posibilitatea dezvoltării deplasărilor de teren.

Aceste deplasări de teren generate pe versanții abrupti sunt factorii care în ultimă instanță modeleză profilul văilor.

Lacurile montane întlnite pe văile Breaza și Iezer, precum și lacul Bolatău sunt lacuri de baraj formate prin deplasări de teren care au barat cursul văilor respective.

Datorită amploarei mari pe care deplasările de teren o au în regiune este necesar ca ele să fie laute în considerație în cazul cercetărilor geologice de suprafață cît și în lucrări miniere, sau la proiectarea diferitelor construcții.

BIBLIOGRAFIE

- Dragoș V. (1957) Deplasări de teren, Ed. Științ. București.
 Marinescu I. (1956) Fenomene fizico-geologice în bazinul hidrografic al Buzăului. *Com. Geol., Stud. tehn. econ. F₂*, București.
 Marinescu I., Comeagă S t. (1962) Deplasări de teren caracteristice văii Buzăului și locul lor în clasificările existente, *D.S. Com. Geol.*, XLIII (1955–1956). București.
 Mihăilescu N. (1955) Geologie tehnică, vol. I și II, Edit. tehn. București.
 Răileanu Gr. (1959) Geologie generală, Edit. tehn. București.

¹⁾ M. Savul (1948). Raport asupra ocurențelor de sferosiderite în Șisturile negre de vîrstă cretacică din regiunea Cîmpulung – Bucovina. Arh. Com. Geol.

²⁾ Gh. Iliescu, Maria Iliescu, D. Georgescu, Lenuța Georgescu, C. Mihăilescu, Liliana Mihăilescu (1963). Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri de fier din zona Șisturilor negre cu siderită între Negrileasa și Moldova – Sulița. Arh. Com. Geol.

³⁾ Gh. Iliescu, Maria Iliescu, G. Voiculescu, C. Bigu, D. Georgescu, Lenuța Georgescu. Contribuționi la cunoașterea Șisturilor negre din Moldova de Nord, cu privire specială asupra minereului de fier. Sub tipar. Iași 1963.

Sujkowski Z. (1938) Les séries de Szipot dans les Carpates polonaises Orientales, *Trav. du Serv. Géol. de Pologne*, III/2. Varsovie.

* * * (1935) Județul Cîmpulung-turistic, balnear și climatic, *Edit. Ofic. Jud. de Turism. Cîmpulung Moldovenesc.*

REMARQUES SUR CERTAINS PHÉNOMÈNES PHYSICO-GÉOLOGIQUES DANS LA ZONE DES SCHISTES NOIRS DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE MOLDOVA (NW DE CÎMPULUNG MOLDOVENESE)

PAR

D. GEORGESCU, LENUȚA GEORGESCU

(Résumé)

Au N du flysch des Carpates Orientales, à savoir dans la zone des Schistes noirs, nous avons observé nombre de phénomènes de déplacement de terrain dûs aux conditions géologiques existantes. Les schistes noirs sont constitués pour la plupart des schistes argilo-marneux noirs, dans lesquels, vers la partie supérieure de la série, les intercalations de grès siliceux prédominent. La présence des plis-écailles caractérise leur tectonique.

En 1955 à la suite des précipitations abondantes, sur la vallée de Breaza s'est produit un important glissement de terrain qui a formé, en amont, un lac de barrage. C'est un glissement structural (suivant la classification de N. V. R o d i o n o v) et du type inséquent (selon F. P. S a v a r e n s k i).

Il existe sur la vallée de Iezerul un lac montan de barrage également formé par le barrage du cours d'eau à la suite d'un fort ancien glissement de terrain complètement stabilisé depuis. Un autre lac montan est celui de Bolatău, formé, lui-aussi, par suite des déplacements de terrain pas tout à fait stabilisés.

D'autres déplacements de terrain, de moindre ampleur, ont été constatés aux sources de la vallée de Tomnatecul et dans le bassin de la vallée Mutării (ces dernières présentement stabilisées).

Z. S u j k o w s k i (1938) a observé dans la région située au N de celle-ci, au-delà de la frontière de la Roumanie, nombre de déplacements de terrain dans la série de Șipote (équivalent de la série des Schistes noirs de chez nous).

Conclusions. La zone des Schistes noirs du N des Carpates Orientales, grâce aux conditions lithologiques-structurelles, offre la possibilité du développement des déplacements de terrain.

Les lacs montans rencontrés sur les vallées de Breaza, Iezer, Tomnatec, du cours ainsi que le lac Bolatău sont formés par le barrage des eaux respectives à la suite des déplacements de terrain.

La grande ampleur que les déplacements de terrain ont prise dans la région nous oblige à compter avec ces phénomènes dans le cas des recherches géologiques ou lors de la projection des éventuelles constructions.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA SOLURILOR
DIN NORD-ESTUL TRANSILVANIEI¹⁾

DE
GR. ANDREI²⁾

Abstract

Contributions to the Knowledge of Soils in the NE Transylvania. From the pedological prospection it clearly results that the region belongs to the zone with leached brown forest soils and derno-podzolic soils, with slight brown-yellowish features. Owing to the influence of the water-bearing strata and of the lithological and geomorphological factors the interzonal and azonal soils (self hydromorphical, hydromorphical and lithomorphical) have a large spreading.

Regiunea care constituie obiectul studiului de față, este situată la confluența Bistriței și Budacului cu Șieu și face parte dintr-o unitate geomorfologică mai vastă, cunoscută sub denumirea de „Dealurile Bistriței”. Ea este așezată la contactul dintre cîmpia vălurită a Transilvaniei și lanțul vulcanic al Călimanilor, prezentind, prin urmare, caractere diferite față de cele două unități învecinate.

Din punct de vedere bioclimatic, această regiune este situată în zona forestieră de tranziție dintre cîmpia colinară și dealurile subcarpatice — cu influențe central europene — iar din punct de vedere pedologic ea se află în plină zonă a solurilor silvestre podzolite și podzolice.

În trecut, solurile din această parte a țării au fost cercetate, în mod cu totul general, de P. Enculescu și colaboratorii săi (1926). În ultimii ani au fost efectuate prospecțiuni pedologice, de asemenea cu caracter general, de o echipă a Comitetului geologic compusă din A n a

¹⁾ Comunicare în ședință din 12 martie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecțiuni și Laboratoare, Sos. Kiseleff nr. 2. București.

Conea, M. Parichi și Gr. Andrei¹⁾). În cadrul echipei mai sus menționate s-au întreprins cercetările de față (pe un sector cheie astfel ales încit să reprezinte condiții diferite de relief, rocă și vegetație), cu scopul de a lămuri această mare diversitate de soluri, cu caracter atât de diferite.

Condiții naturale

Relief, geologie și rocă. Regiunea, formată din sectoarele sudice ale interfluiilor Măgheruș—Bistrița; Bistrița—Budac și Budac—Șieu, prezintă un relief fragmentat, supus încă unui activ proces de modelare, proces ce este accentuat și prin înlăturarea unei părți însemnate a pădurilor ce o acopereau în trecut. Altitudinea ei scăzută (cuprinsă între 315—638 m alt. abs.), încadrată la vest de culmea Șieului (692 m alt. abs.), bine împădurită și cu versanți puternic înclinați și la est de piemontul Călimanilor, cu înălțimi absolute de peste 700—800 m, conferă regiunii un pronunțat caracter depresionar.

În unitatea geografică, astfel delimitată, se desprind următoarele forme de relief: lunci, terase, dealuri.

Luncile. Numeroase cursuri de apă străbat regiunea. Cel mai important râu colector este Șieul cu afluenții săi principali, Bistrița și Budacul, care izvorăsc din munții vulcanici ai Călimanilor. În general aceste râuri prezintă, în zona cercetată, un vădit caracter de îmbătrânire. Ele și-au dezvoltat lunci relativ largi (1—1,5 km), pe alocuri bine drenate și acoperite cu depozite aluviale, ce au o compoziție granulometrică destul de variată, în care predomină luturile și argilele. Materialul grosier, alcătuit din nisipuri și pietrișuri (frecvent andezitice), ocupă o fâșie relativ îngustă în lungul principalelor râuri.

Terasele. În lungul Bistriței, terasele (păstrate cu deosebire pe dreapta râului) sunt etajate în patru nivele: terasa de luncă de 2—3 m, terasa de 7—10 m, terasa de 15—17 m și de 30—35 m, altitudine relativă (V. Gîrbacea, 1960).

La sud de Domnești, în stînga Șieului, s-au identificat cinci nivele de terasă (2—3 m, terasa de luncă; 7—10 m, 15—17 m, 30—35 m și 51—60 m, altitudine relativă) iar pe cursul mijlociu și inferior al Budacului un număr de patru nivele (2—3 m; 17—20 m; 30—35 m și 80—

¹⁾ Ana Conea, M. Parichi, Gr. Andrei (1962). Raport asupra prospecțiunilor pedologice la scară 1:100.000 din Cîmpia Transilvaniei și dealurile Bistriței. Comit. Geol., București.

90 m). Terasele Budacului sunt bine dezvoltate și cunoscute sub denumirea de depresiunea Budacului.

Materialele din care sunt constituite suprafețele acestor terase cuprind depozite cuaternare argiloase, care acoperă, la adâncimi nu prea mari (1,5—2 m), pietrișuri rulate, în cea mai mare parte andezitice (pe terasele Bistriței s-au semnalat, în afara pietrișurilor andezitice și pietrișuri cristaline, aduse de afluenții săi, care izvorăsc din munții Bîrgăului). Datorită argilozitatii depozitelor precum și suprafețelor plane, drenajul intern și extern al acestor terase este foarte slab, aceasta, ducând la stag-narea îndelungată a apei provenită din precipitații.

Dealurile au în general altitudini absolute cuprinse între 400—650 m — frecvent altitudinile lor nu depășesc 500 m. Ele sunt puternic fragmentate și afectate de eroziunea diferențială. Acest proces a dus la îngustarea culmilor, la numeroase înșeuări și la înlăturarea unei însemnate părți a depozitelor de cuvertură (pleistocene).

Geologic, majoritatea acestor dealuri aparțin depozitelor buglo-viene, formate din: alternanțe de marne, marne cenușii stratificate, marne de culoare galbenă, gresii și argile marnoase¹⁾). Suprafețele sunt acoperite cu depozite pleistocene argiloase eluvial-deluviale provenite din alterarea formațiunilor geologice amintite. Aceste dealuri sunt afectate, pe alocuri, de numeroase alunecări de teren, în parte stabilizate.

Porțiuni din suprafețele sudice ale celor trei interfluvii, menționate la începutul capitolului, sunt alcătuite din dealuri cu altitudinile cele mai ridicate din sector (500—650 m alt. abs.: dealul Gropii, dealul Pietrii, dealul Chilă și vîrful Măgura). Aceste dealuri sunt caracterizate prin creste înguste, pante puternic înclinate și în general bine împădurite. Geologic ele aparțin formațiunilor sarmațiene, formate din gresii, gresii cuarțitice și calcaroase cu intercalații de gresii nisipoase și lentile de argilă marnoasă. Conglomeratele sarmațiene prezintă deschideri în valea Măgheruș unde se observă discordanța dintre ele și pachetul de marne pe care stau¹⁾.

Suprafețele acestor dealuri sunt acoperite de depozite pleistocene, deluvial-proluviale, reprezentate prin pietrișuri rulate piemontane.

La Sărata, sud Monariu și sud-est Sărățel au fost identificate cîteva izvoare sărate, care își au obîrșia în depozitele tortoniene de aici. Unul

¹⁾ Sofia Luță, A. Mihai (1956). Raport de prospecțiuni pentru sare în regiunea Bistrița — Năsăud. Comit. Geol., București.

dintre aceste izvoare alimentează un mic lac, foarte căutat de localnici pentru tratamentul afecțiunilor reumatice. Tot aici, au fost semnalate vechi exploatari părăsite de sare.

În concluzie, aspectul reliefului este determinat, în primul rînd, de rocă. Depozitele bugloviene, formate din marne, cu produsele lor de alterare, dau un relief ondulat, cu numeroase alunecări de teren în valuri și trepte, cu altitudini ce cobor adesea sub 400 m; dimpotrivă depozitele sarmatiene, în care predomină conglomeratele, mai rezistente la eroziune, formează un relief mai înalt, cu creste înguste și pante abrupte.

Clima. După harta zonelor climatice a Transilvaniei, întocmită de N. Cernescu (1934), sectorul se încadrează regiunii climatice Dfbx. Acest climat se caracterizează (după datele stațiunii Bistrița) prin temperaturi medii anuale de 8,2 °C, ierni nu prea blinde (temperatura medie a lunii celei mai reci, ianuarie, de -4,4 °C) și veri moderate (temperatura medie a lunii celei mai calde, iulie, este de 19,1 °C). Amplitudinea anuală a temperaturii este de 23,5 °C. (Clima R.P.R., 1961).

Cantitatea medie anuală de precipitații variază în jur de 700 mm, cu un singur maxim în luna iunie. Peste 50% din această cantitate (435,0 mm) cade în perioada de vegetație (lunile IV–IX). Atât temperatura cât și repartitia precipitațiilor oglindesc caracterele climatului continental central european.

Vegetația regiunii este cea caracteristică zonei forestiere cu păduri de quercine, reprezentată prin *Quercus petraea*, uneori în amestec cu *Fagus silvatica*, *Q. cerris* și *Carpinus betulus*. Pe alocuri apar petece izolate numai cu *Fagus silvatica*. Pe formele de relief cu drenaj imperfect, sau cu pînza de apă freatică situată la mică adâncime (terase, suprafete plane de culmi, treimele inferioare ale pantelor) și peste tot unde apar izvoare de coastă, predomină *Quercus robur* și alte esențe iubitoare de umezeală accentuată.

Vegetația de sub pădure este reprezentată de plante, ca: *Poa nemoralis*, *Dactylis glomerata*, *Latyrus niger*, *Galium schultesii*, *G. vernum*, *Stellaria holostea*, *Melica uniflora* etc., iar pe suprafetele plane sau slab inclinate și pe treimele inferioare ale pantelor, mai puțin drenate, apar și plante iubitoare de umiditate pronunțată, ca: *Asarum europaeum*, *Carex silvatica*, *C. pilosa*, *Hepatica triloba* etc.

Vegetația ierboasă din pajiștile secundare este alcătuită din asociații de: *Agrostis tenuis*, *Festuca rubra*, pe alocuri *Genista tinctoria* și *Nardus stricta*. Pe pantele însozite, erodate și cu carbonați reziduali, apar și aso-

ciații de *Festuca pseudovina*, *F. stupina* în amestec cu mult *Agropyron repens*, multe specii de *Trifolium*, *Poa pratensis*, *Hieracium pilosaela* etc.

Pe terase, suprafețe plane sau slab înclinate, cu drenaj defectuos și cu apă stagnantă, pajiștile au în compoziția lor și plante hidrofile, ca : *Juncus effusus*, *J. tenuis*, *J. buffonius*, *Poa compressa*, *Carex tomentosa*, *C. leporina* etc.

În lunci (inclusiv terasele aluviale), compoziția vegetației arată un exces de umiditate. Puținele pălării de păduri și zăvoaie sunt compuse din *Quercus robur*, *Salix alba*, *Populus nigra*, *Ulmus foliacea* etc. Vegetația ierboasă din lunci este constituită din asociații mezofile, ca : *Festuca pratensis*, *Poa trivialis*, *Deschampsia caespitosa*, *Agrostis alba*, *A. canina*, *Lotus tenuis* etc. iar pe suprafețele cu mare exces de umiditate se întâlnesc aceleași asociații hidrofile menționate la terase.

În jurul celor cîtorva izvoare sărate s-a semnalat și o vegetație halofilă reprezentată prin *Salicornia herbacea*, *Puccinella distans*, *Plantago maritima* etc.

Solurile

În urma cercetărilor efectuate și ținind seama de factorii fizico-geografici de aici, vom încerca să scoatem în evidență caracterele principale ale învelișului de soluri precum și condițiile lor de formare. De la bun început trebuie să menționăm că, în general, acest înveliș aparține solurilor silvestre podzolite și podzolice, cu slabe caractere ale faciesului brun-gălbui. Aceste soluri însă au o răspîndire relativ redusă, datorită influenței în geneza solului, pe suprafețe întinse, a factorilor geomorfologici, litologici și de strat acvifer, care determină o largă răspîndire a solurilor intrazonale.

În cele ce urmează vom prezenta principalele unități de soluri din sector. Vom începe cu solurile cele mai evolute din această regiune.

Solurile automorfe. *Solurile silvestre dernopodzolice.* Aceste soluri au fost separate la vest de vîrful Măgura și pe un fragment din terasa superioară a Șieuului — la vest de Mărișelu. Pe dealul Măgura și în continuare, spre vest, pe terasa piemontană, cu substrate formate din pietrișuri andezitice și gresii, au fost separate soluri dernopodzolice gălbui, care se deosebesc de primele numai prin faptul că au o culoare gălbuiie pe tot profilul.

Răspîndirea solurilor silvestre dernopodzolice este legată de suprafețele plane, sau slab înclinate, ale dealurilor cu altitudinile cele mai ridicate și ale teraselor superioare.

În unele stațiuni nedrenate, sub pădure sau pajiste, se găsesc podzoluri pseudogleizate sau chiar pseudogleice.

Solurile silvestre dernopodzolice întâlnite se caracterizează prin : diferențieri texturale însemnante între orizontul A și B, treceri clare sau nete între suborizonturi, cu separațiuni ferimanganice începînd chiar din suborizontul A₁. Suborizonturile podzolice (A₁ și A₂) distințe și bine dezvoltate (15—25 și respectiv 15—20 cm), cu structură lamelară sau șistoasă, sunt în general cenușii. Culoarea lor cenușiu deschis bruniu și respectiv cenușiu albicios, au o nuanță castaniu-gălbui.

Orizontul B, de mărimi variabile (cu structură prismatică sau poliedrică), păstrează aceeași nuanță gălbui. Uneori prezintă marmorați de diferite intensități, potrivit gradului lor de pseudogleizare. Demn de remarcat este faptul că acest orizont prezintă frecvente pete lucioase ocre, care pot fi înălțurate ușor cu lama unui cuțit. Aceste pete nu sunt altceva decât pelicule de argilă coloidală (uneori și de humus) de pe suprafețele structurale, ceea ce dovedește o puternică migrare a argilei din orizonturile superioare.

De cele mai multe ori orizontul B se subîmparte : într-un orizont de acumulare a argilei (B₁) și unul de acumulare a numeroase concrețiuni ferimanganice (B₂). S-au întâlnit (la W de vîrful Măgura) și orizonturi B₂ cu concretiunea ferimanganică în masă.

Solurile silvestre podzolite brune, în special cele pseudogleizate, sunt cele mai răspîndite din sector. Aceste soluri s-au format (în condițiile unui relief de dealuri fragmentate, în mare parte împădurite) pe suprafețe plane, pe versanți neafectați de eroziune sau slab erodați și pe unele terase inferioare și medii, cu un drenaj mai bun. Ele apar pe substrate petrografice variate care, împreună cu vîrsta formelor de relief, umiditatea, expoziția și vegetația le determină gradul de podzolire.

Depozitele argiloase, eluvio-deluviale și de terasă, pe care s-au format în general, provenite din alterarea marnelor și a pietrișurilor andezitice, le îngreunează mult drenajul intern determinînd, în cea mai mare parte, pseudogleizarea lor.

Pe depozitele deluvio-proluviale provenite din alterarea gresiilor din conglomerate și a pietrișurilor grezoase piemontane (materiale mai acide) s-au format soluri silvestre podzolite brune-gălbui, care prezintă pe întregul profil o culoare gălbui; în rest aspectul profilului rămîne același. În general aceste soluri nu prezintă un orizont de acumulare a carbonaților.

Dimpotrivă, pe dealurile slab erodate, acoperite cu depozite deluviale subțiri provenite din alterarea marnelor și argilelor marnoase bogate în carbonați, s-au format soluri silvestre podzolite brune cu carbonați reziduali.

Solurile silvestre podzolite din sector sunt caracterizate printr-o umiditate mai mare și temperaturi mai scăzute (decât acele ale solurilor brune), fapt ce favorizează procesul de antrenare al argilei și fierului, proces care este cu atât mai puternic cu cât gradul de podzolire este mai ridicat.

Aceste condiții se traduc, în ultimă instanță, prin apariția în orizontul B, a petelor lucioase ocre de argilă feruginoasă peliculară, din ce în ce mai frecvente cu cât podzolirea este mai accentuată.

Sectorul, deși prezintă condiții prielnice, este mai puțin favorabil unei podzoliri intense, aceasta datorită predominării depozitelor argilo-marnoase bogate în calciu, care duc la o frâncare accentuată a procesului.

Solurile silvestre podzolite brune (respectiv brune-gălbui) au fost separate, după gradul de podzolire, în :

Solurile silvestre slab podzolite brune (brune engălbui), sunt cel mai puțin răspândite. Cele brune au fost întâlnite în trei mici unități situate pe interfluviul Bistrița-Budac. Cele brune-gălbui au fost separate numai într-o mică unitate situată pe același interfluviu.

Morfologic, prezintă un orizont A, de 20—25 cm grosime, în general nedivizat; brun-castaniu, cu pete mai deschise, grăunțos colțurat, destul de stabil, sărac în humus și cu pudrare de silice evidentă pe suprafețele structurale. Suborizontul AB, mai argilos, cu o dezvoltare redusă, este ceva mai deschis la culoare și cu aceeași pudrare evidentă de silice. Orizontul B, de 90—100 cm grosime, este argilos sau lut argilos, de culoare castanie sau castaniu-gălbui, cu pelicule lucioase de argilă și humus, rare, pe suprafețele structurale.

Din cele arătate, la aceste soluri se constată o slabă diferențiere texturală pe profil, precum și o slabă antrenare a argilei.

Solurile silvestre moderat podzolite brune (respectiv brune-gălbui) frecvent pseudogleizante, sunt cele mai răspândite din categoria solurilor brune podzolite. Ele ocupă suprafețe relativ mari pe treimele mijlocii ale pantelor slab și moderat inclinate și porțiuni mai restrânse pe terasele inferioare. Cele brune-gălbui au fost întâlnite pe o mică suprafață situată către treimea inferioară a dealului Gropii — pe materiale provenite din alterarea gresiilor.

Profilul acestor soluri se caracterizează printr-un orizont A (lut, rar lut nisipos) divizat în A_1 de culoare brun-cenușie sau cenușie, de 12–20 cm grosime, structurat în grăunți colțurați și un A_1A_2 , cenușiu-brun sau cenușiu-castaniu, uneori cu nuanță gălbuiie, de 10–15 cm grosime, structurat în alunar sau nuciform ușor friabil. Orizontul de tranziție A_2B (de 10–15 cm) este lut argilos, castaniu sau castaniu-gălbui cu pete mari cenușii deschise de silice scursă din orizontul A. Orizontul B este argilos, de culoare castanie sau castaniu-gălbuiie, cu pelicule de argilă-frecvente, slab marmorat și cu structură columnoid-prismatică. Prezintă pe întregul profil separații punctiforme ferimanganice și bobovine, iar trecerile dintre orizonturi sunt destul de clare. Cele formate pe terase sunt mai profunde, cu orizonturile mai larg dezvoltate și mai puternic marmorate.

Solurile silvestre puternic podzolite brune, pseudogleizate (respectiv brune-gălbui), au fost întâlnite în mod frecvent pe suprafețele plane ale unor culmi, pe treimele superioare și uneori mijlocii ale pantelor neerodate (slab sau moderat inclinate) și pe terasa medie a Șieuului. Cele brune-gălbui sunt formate pe eluviile și proluviile, mai acide, ale dealului Gropii (provenite, acum s-a mai menționat, din alterarea pietrișurilor conglomeratice și piemontane cu ciment silicios).

În general, aceste soluri prezintă un profil cu însemnate diferențieri texturale între orizonturile A și B și cu treceri clare și nete între orizonturi. Orizontul A, mai dezvoltat ca la precedentele, este clar divizat în A_1 și A_2 , iar orizontul B este puternic argilizat și marmorat. Cele brune-gălbui, în afară de culoarea lor specific gălbuiie, sunt mult mai slab pseudogleizate datorită drenajului bun al depozitelor pe care s-au format. Caracterele arătate le apropie foarte mult de solurile dernopodzolice din sector.

Solurile silvestre slab și moderat podzolite brune, cu carbonați reziduali, au fost întâlnite pe interfluviul Bistrița–Budac, pe culmi și pe versanți cu depozite deluviale subțiri. Au un profil asemănător cu cel al solurilor silvestre podzolite brune, însă spre deosebire de acestea au o reacție slab acidă în orizontul A, relativ saturat în baze și fac efervescentă foarte puternică cu HCl în partea inferioară a profilului.

Tot în această categorie am inclus și solurile silvestre brune cu carbonați reziduali, cu orizontul A nediferențiat și cu profile tinere puțin profunde. Ele s-au format pe pantele slab erodate cu depozite bogate

în carbonați reziduali, provenite din alterarea marnelor. Aceste soluri sunt în general argiloase, fără diferențieri texturale, sărace în humus, saturate în baze și bine structurate. În mod frecvent apar în complex cu solurile dernocalcice.

Solurile silvestre brune pseudogleizate, ocupă suprafețe neînsemnate pe terasa inferioară a Bistriței și pe unele boturi de deal, situate la sud și sud-vest de Buduș. Aceste soluri sunt legate de forme mai tinere de relief, cu un drenaj intern insuficient. Au o evoluție mult întinerită datorită și aporturilor deluviale.

Morfogenetic se caracterizează printr-un profil nediferențiat sau foarte slab diferențiat textural și printr-o profundă spălare a carbonaților. Natura argiloasă a materialului parental a favorizat stagnarea apei din precipitațiuni, în profilul de sol, în perioadele cu exces de umiditate. În orizonturile superioare au o culoare brună iar în B sunt marmorate.

Solurile tinere. Aceste soluri sunt răspândite în sectorul cercetat. Apariția lor este legată de suprafețele puternic înclinate și de crestele înguste ale dealurilor, care au fost supuse, în trecut, unui puternic proces de eroziune (în special după înlăturarea pădurilor — regiunea fiind locuită din cele mai vechi timpuri). Acest proces a dus la fragmentarea și întinerirea reliefului, precedat de numeroase alunecări de teren. Pe acest relief întinerit, bogat în carbonați (datorită substratului argilo-marnos), a început un nou ciclu de solificare, aflat în prezent la un stadiu incipient.

Din această categorie fac parte solurile dernocalcice și regosolurile. Ca soluri dernocalcice au fost separate acelea care au un colorit ceva mai închis în orizontul A (brun-castaniu), cu structură grăunțoasă bine precizată, iar carbonații de calciu sunt prezenti în jur de 50 cm adâncime, în timp ce regosolurile, care fac parte din categoria solurilor foarte tinere, sunt mai deschise la culoare în orizontul superior (castaniu-gălbui, uneori cu nuanță castaniu-bruniu și cu pete brune) și fac efervescență cu HCl, în marea lor majoritate încă de la suprafață. Aceste soluri tinere apar de cele mai multe ori în complex, împreună cu solurile silvestre brune cu carbonați reziduali sau cu cele erodate.

Tot în această grupă am inclus și solurile formate pe pietrișuri silicaticice (predominant provenite din conglomerate) sau pe pietrișuri andezitice rulate piemontane și de terasă acoperite de depozite fine subțiri. Aceste soluri, asemănătoare branciogurilor, se caracterizează printr-un profil foarte scurt (15—30 cm) și în unele cazuri sunt podzolite.

Solurile autohidromorfe. În această grupă au fost incluse solurile care au evoluat sub influența unei pînze de apă permanentă, situată între 2,5—5 m, sau cu fluctuații sezoniere ce cobor, în perioadele uscate, sub 5 m.

Solurile silvestre brune freatice umede, s-au întîlnit pe terasa inferioară a Bistriței. Ele prezintă un profil asemănător cu cel al solurilor silvestre brune pseudogleizate, cu deosebirea că petele cenușii de gleizare apar de la baza profilului și descrez ca frecvență și intensitate de jos în sus.

Solurile negre de fineață (periodic freatice umede). Aceste soluri au fost întîlnite, în mod frecvent, pe treimele inferioare ale pantelor și în bazinetele de recepție, unde urcă pînă sub creastă.

Sînt caracterizate printr-o puternică spălare a carbonațiilor și prezintă profile închise la culoare (negricioase), cu o mare profunzime a orizontului cu humus. Linia care le separă pe treimile inferioare ale pantelor, de solurile zonale sau de cele tinere cu carbonați reziduali, este marcată de izvoare, care apar pînă la baza pantei. Unele dintre aceste izvoare sunt în curs de drenare, iar altele au o existență sezonieră. În trecut, izvoarele par să fi fost mult mai frecvente dar, după dispariția pădurilor, numărul lor a scăzut.

Solurile negre de fineață, evolute în condițiile unor depozite deluviale argiloase (provenite prin alterarea unor sedimente bogate în carbonați) și sub prezența unui regim periodic de umiditate excesivă, prezintă un orizont A, de 28—55 cm grosime, frecvent argilos, negricios (la uscare cu nuanță slab cenușie); este frumos structurat în grăunți colțurați. Trecerea spre orizonturile inferioare se face mai mult structural decît coloristic (uneori culoarea negricioasă ajunge pînă la peste 1 m adîncime). Orizontul B, cu structură columnoid-prismatică, este negricios, uneori colorat spre bază în castaniu, prezintă pete cenușii și bobovine frecvente. Începînd de la 1,5 m în jos umiditatea începe să crească simțitor, odată cu frecvența petelor cenușii.

Vegetația lemoasă este reprezentată prin pîlcuri izolate de *Quercus robur*.

În concluzie, putem spune că argilozitatea și un regim de umezire pronunțat, favorizează acumularea humusului și o culoare închisă a profilului pe o mare adîncime.

Solurile hidromorfe pseudogleice și gleice. Din această categorie au fost separate atât solurile evolute sub influența unei pînze de apă

freatică permanentă, cît și cele evolute sub influența unei ape stagnante sezoniere, provenită din precipitații.

Geneza acestor soluri este în primul rînd condiționată de apă: pseudogleiul rezultă dintr-o acumulare temporară de apă în profil, ce alternează cu perioade uscate, datorită unui slab drenaj intern și extern. Aceste două perioade conferă solului anumite caractere pe care le vom vedea la descrierea solurilor respective. Dimpotrivă, gleiul este legat de prezența unei pînze freatice permanente, supusă și ea fluctuațiilor sezoniere.

Solurile silvestre dernopodzolice pseudogleice, s-au întîlnit pe două mici suprafețe. Prima, situată pe terasa medie a Bistriței de la confluența cu Șieu, iar a doua pe terasa piemontană de la NE de Mărișelu.

Formarea acestui sol este favorizată de condițiile care se întâlnesc pe podul terasei, perfect orizontal, care prezintă evidente semne de umezire excesivă în perioadele umede, indicată și de vegetația întîlnită aici: *Juncus tenuis*, *J. bufonius*, *Cynosurus cristatus*, *Lotus corniculatus* etc. Acestea dovedesc un drenaj intern și extern defectuos datorită, mai ales, unei impermeabilizări a stratelor ce acoperă pietrișurile din bază, prin procesele de antrenare ale argilei.

În cazul solului de mai sus, pînza de apă sezonieră, provenită din precipitații, se găsește (în perioada cu exces de umiditate) la un nivel suficient de profund, pentru a permite levigarea coloizilor din orizonturile superioare, singurile bine drenate.

Solurile formate în condițiunile descrise mai sus se caracterizează printr-un profil de tip A_1 , $A_2\gamma$, $B\Gamma$ și Γ . Suborizonturile podzolice A_1 și A_2 sunt lut nisipoase, de culoare gălbui-castaniu-cenușiu și respectiv cenușiu deschis gălbui, cu semne de pseudogleizare ce apar chiar din suborizontul A_2 (pete cenușii și rugini). Orizontul $B\Gamma$, argilos, este cenușiu; cu pete cenușii, vineții și rugini. Încă de la suprafață apar bobovine mari ferimanganice, frecvente, caracteristice solurilor pseudogleice.

Solul descris mai sus provine din degradarea unui sol silvestru podzolit. Pseudogleiul provine, în cazul de față, prin argilizare și impermeabilizarea orizontului B care se produce în mod progresiv și nu dintr-un strat argilos aflat inițial pe depozitul de terasă.

Solurile pseudogleice podzolite, separate pe diferite nivele de terasă, acoperă o suprafață relativ mare. S-au format în aceleași condiții ca și solurile silvestre dernopodzolice pseudogleice cu deosebirea că, în perio-

dele umede ale anului, apa se infiltrează și ajunge să imbibe întregul profil, pînă la suprafață, provocînd înmlăștinirea solului. De aici decurg o serie de procese fizico-chimice care-l deosebesc de precedentul (faze succesive de oxidare și reducție). Sînt puternic podzolite în orizontul A.

Solurile humico-gleice și humico-semigleice, au fost frecvent întîlnite pe terasele de luncă, în lunci și în regiunea izvoarelor de pantă. De asemenea sînt caracteristice și bazinetelor de la obîrșia văilor secundare. Aici, nu este vorba numai de un tip de sol, ci de o gamă întreagă începînd cu solurile hidromorfe pînă la cele autohidromorfe. Deosebirea dintre ele este determinată de adîncimea la care se află nivelul acvifer. În rest prezintă caractere și condiții de formare comune (solurile humico-semigleice provin și din solurile humico-gleice prin adîncirea nivelului freatic).

Aceste soluri se caracterizează printr-o culoare negricioasă profundă a profilului (50–70 cm, uneori s-au întîlnit profile în care culoarea închisă coboară chiar pînă la 140 cm). Par să fie bogate în humus. Nivelul apei în profil variază de la 50–300 cm. Depozitele de solificare sînt fine. În general sînt spălate de carbonați.

Solurile gleice și semigleice podzolite (uneori nepodzolite). Cele podzolite au fost separate pe una din terasele superioare ale Budacului și pe un fragment al terasei inferioare a Șieului. Cele nepodzolite s-au întîlnit pe unele văi secundare.

Aceste soluri se caracterizează printr-o umezire a profilului de către o sursă permanentă de apă (care variază între 0,5–3 m adîncime). Cele podzolite au o culoare cenușiu deschisă în orizontul A, iar în rest se manifestă caracterele tipice ale gleiului.

Solurile saline sînt reprezentate în sector de o mică suprafață situată în lunca Bistriței, la contactul cu terasa (Vest Sărata). Apariția lor aici este determinată de izvoarele sărate, care își au originea în cutile diapire ale Tortonianului. Vegetația este cea caracteristică unei puternice sărături (solonțeac).

Solurile aluviale. Excluzînd solurile hidromorfe de luncă, închise la culoare, care au fost descrise la capitolul respectiv, putem afirma că solurile aluviale propriu-zise ocupă suprafețe relativ restrînse. Cea mai mare extensiune o au în lunca Bistriței și Șieului și ocupă numai o fîșie îngustă în lungul Budacului.

După gradul de evoluție, aceste soluri, au fost subîmpărțite în : soluri brune aluviale gleizate, ca cele mai evolute din această categorie.

Acestea au fost întâlnite pe terasele de luncă și numai pe depozite necarbonatice. Se caracterizează prin orizonturi bine diferențiate și cu variații texturale pe profil.

Solurile aluviale (slab și mediu evolute), uneori gleizate, s-au format tot numai pe aluviuni necarbonatice, iar aluviunile stratificate și cele recente s-au întâlnit pe o fâșie îngustă în lungul râurilor și în albiile lor majore și numai pe aluviuni carbonatice.

Din cele prezentate, cu privire la acest sector, rezultă următoarea raionare agro-pedoameliorativă care, în mare, se suprapune peste cea geomorfologică.

Sectorul de lunci și terase aluviale. Văile Șieuului, Bistriței și Budacului, cu lunci relativ bine dezvoltate, au caracter diferențiat: luncile Bistriței și Șieuului sunt în general bine drenate, dar supuse pe alocuri inundațiilor temporare. Solurile sunt tinere, cu texturi variate, cu exces periodic de umedeală și pe mici suprafețe chiar semi-mlăștinoase (humico-gleice); dimpotrivă, luna Budacului prezintă caracter vădit de îmbătrânire, cu numeroase meandre. Solurile de aici au o textură mai fină, cu exces de umiditate în cea mai mare parte a anului și în mod frecvent sunt mlăștinoase (aici predomină solurile humico-gleice și humico-semigleice).

Caracterele amintite se reflectă și în modul de folosință a celor trei lunci. În timp ce luncile Șieuului și Bistriței sunt în cea mai mare parte cultivate, luna Budacului, din cauza înmlăștinirii periodice, este folosită pentru finețe.

În această regiune se pune mare preț pe suprafețele cultivabile. Prin urmare se recomandă aplicarea măsurilor de drenare și distribuire a îngrășămintelor adecvate, acolo unde este cazul, pentru a fi redată în circuitul agricol întreaga suprafață de lunci.

Sectorul de terase, cuprinde nivelele inferioare, medii și superioare ale râurilor menționate mai sus. În cea mai mare parte suprafețele acestor terase au un slab drenaj intern și extern, ceea ce permite stagnarea apoi în profilul de sol. De aici și marea răspândire a solurilor hidromorfe podzolite.

Suprafețe restrânse de pe terasele inferioare au fost separate cu: soluri silvestre brune freatici umede, soluri silvestre brune pseudogleizate, soluri formate pe pietrișuri rulate (asemănătoare branciogurilor), iar pe restul suprafețelor predomină solurile silvestre moderat podzolite brune, pseudogleizate. Pe porțiunile cele mai puțin drenate, ale acestor nivale, s-au întâlnit și soluri pseudogleice podzolite. Culturile agricole

ocupă aproape în întregime suprafețele acestor terase joase (inferioare și de luncă).

Pe terasele medii și superioare, din cauza drenajului aproape inexistent, cu pînze de apă suspendate la mică adîncime (permanente sau temporare), predomină solurile pseudogleice și gleice podzolite. Pe suprafețe restrînse au fost întîlnite și soluri silvestre dernopodzolice pseudogleice, iar pe suprafețele drenate ale terasei superioare se întîlnesc soluri silvestre puternic podzolite brune, pseudogleizate și chiar soluri silvestre dernopodzolice. Pe terasele piemontane predomină solurile silvestre dernopodzolice gălbui, iar pe alocuri cele dernopodzolice. Aceste nivele sunt ocupate aproape exclusiv de finețe.

Sectorul de dealuri este puternic fragmentat și se caracterizează astfel : în treimile medii și superioare ale pantelor, pe suprafețe plane sau slab inclinate (neerodate sau slab erodate), predomină solurile silvestre brune în diferite stadii de podzolire (din ce în ce mai puternică cu cît sunt situate mai spre culme). Pe aceleași suprafețe, însă cu substrate formate din pietrișuri rulate cu ciment silicios (predominant provenite din gresii și conglomerate) au fost întîlnite soluri silvestre podzolite brune-gălbui, iar pe alocuri s-au separat chiar soluri silvestre dernopodzolice gălbui. Aceste pante sunt acoperite cu păduri sau pășuni.

Treimile inferioare ale pantelor, slab și moderat inclinate (neerodate sau slab erodate), precum și bazinetele de la obîrșia văilor secundare, marcate uneori și prin izvoare, sunt caracterizate prin predominarea solurilor negre de fineată în complex cu solurile humico-gleice. Porțiuni însemnate din aceste pante sunt cultivate.

Pe pantele erodate sau puternic inclinate (care ocupă suprafețe importante în acest sector) și pe crestele înguste, predomină solurile silvestre brune cu carbonați reziduali (podzolite sau nu), solurile tinere (dernocalcice, regosolurile și solurile formate pe pietrișuri rulate) și solurile brune (podzolite sau nu) în diferite grade de eroziune. Solurile enumerate apar de cele mai multe ori în complex. Aceste pante sunt acoperite cu livezi de pomi fructiferi, (predominant meri, a căror fructe sunt renumite în țara noastră), pășuni degradate și pe alocuri cu păduri.

Pe anumite suprafețe din sectorul de dealuri se impun măsuri de combaterea eroziunilor și alunecărilor de teren, prin refățări. De asemenea se recomandă păstrarea sectoarelor împădurite de pe pantele puternic inclinate precum și redarea în circuitul pomicol (în special cu meri care dau producții mari și de bună calitate) a tuturor pantelor erodate.

GRIGORE ANDREI

SECTORUL SĂRATA

(DEALURILE BISTRITÉI)

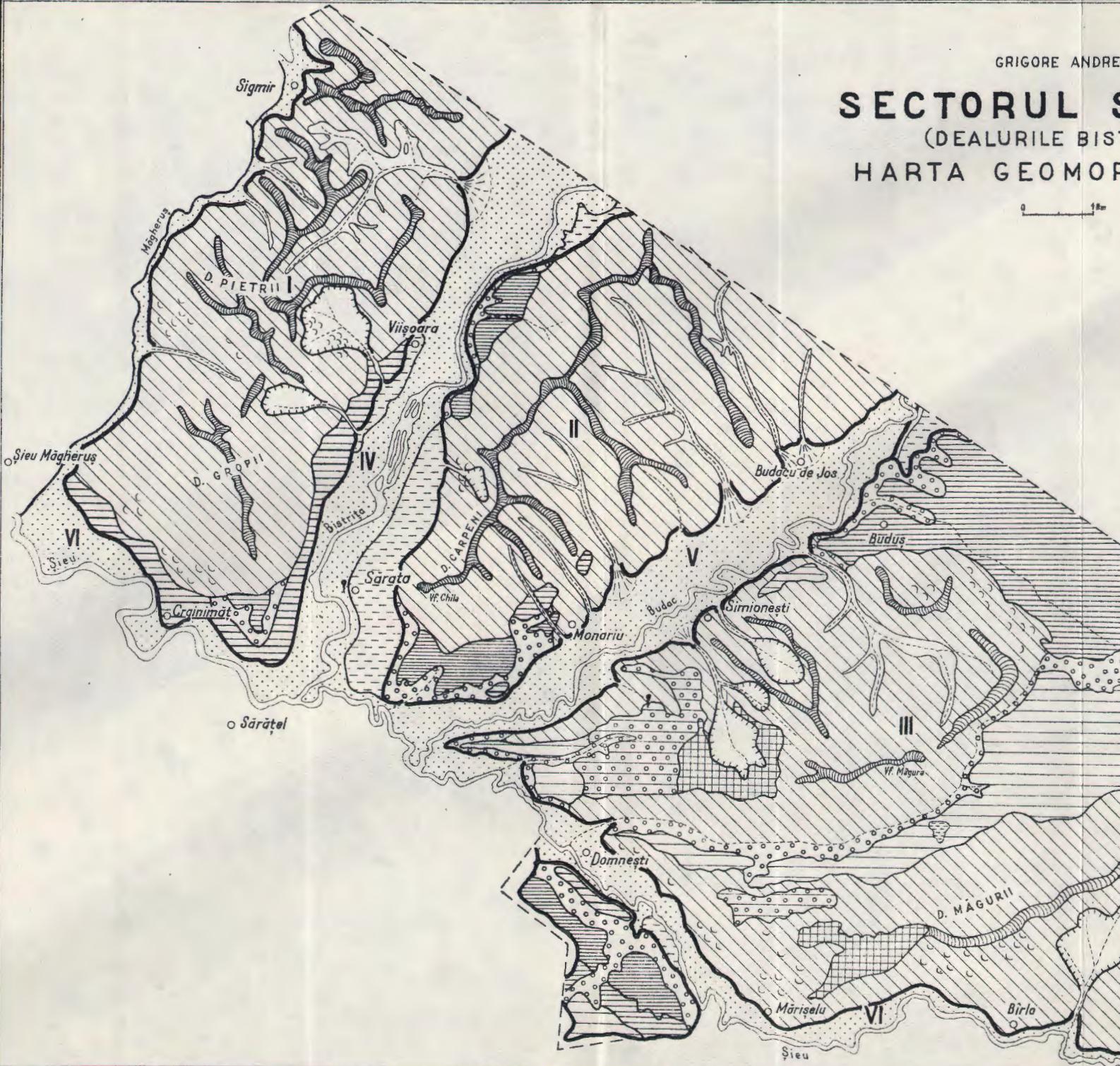
HARTA GEOMORFOLOGICĂ

0 1km

LEGENDĂ

- I Interfluviul Măgheruș-Bistriță
- II Interfluviul Bistriță-Budac
- III Interfluviul Budac-Sieu
- IV Valea Bistritei
- V Valea Budacului
- VI Valea Sieu

1. - - - Terasă aluvială (2-3m)
2. - - - Terasă inferioară (7-10m)
3. - - - Terasă inferioară (15-17m)
4. - - - Terasă medie (30-35m)
5. - - - Terasă superioară (51-60m)
6. ○○○ Terasă superioară (80-90m)
7. - - - Terasă piemontană (peste 100m)
8. ○○○ Frunți de terasă
9. - - - Limită de mari unități naturale
10. - - - Caame de deal
11. - - - Pante de dealuri
12. - - - Lunci
13. - - - Bazinete de eroziune
14. - - - Văi secundare
15. - - - Conuri proluviale
16. - - - Izvoare sărate
17. - - - Alunecări de teren
18. - - - Mlaștini



GRIGORE ANDREI

SECTORUL SÂRATA

(DEALURILE BISTRITÉI)

HARTA SOLURILOR

0 1 Km

LEGENDĂ

1. PD Soluri silvestre dernopodzolice
2. PDJ Soluri silvestre dernopodzolice gălbuie
3. PDT Soluri silvestre dernopodzolice pseudogleice
4. BPJ^P Soluri silvestre puternic podzalite brune gălbuie
5. BPJ^M Soluri silvestre moderat podzalite brune gălburite
6. BPJ^S Soluri silvestre slab podzalite brune gălburite
7. BPP Soluri silvestre puternic podzalite brune
8. BPM Soluri silvestre moderat podzalite brune
9. BP^S Soluri silvestre slab podzalite brune
10. BP^P^M Soluri silvestre puternic podzalite brune, pseudogleizate
11. BP^M^M Soluri silvestre moderat podzalite brune, pseudogleizate
12. BP^S^M Soluri silvestre slab podzalite brune, pseudogleizate
13. BG Soluri silvestre brune pseudogleizate
14. BP DK^M Soluri silvestre slab și moderat podzalite brune cu carbonați reziduali
15. BOK Soluri silvestre brune cu carbonați reziduali
16. BF Soluri silvestre brune freatice umede
17. F_p Soluri pseudogleice podzalite
18. GP Soluri gleice și semigleice podzalite
19. G Soluri gleice și semigleice
20. HG Soluri humicogleice
21. BG Soluri formate pe pietrișuri rulate silicaticice și andezitice
22. AS Regosoluri
23. BE Soluri silvestre brune moderat și puternic erodate
24. DK BOK Soluri dernoalcicice și soluri silvestre cu carbonați reziduali
25. DK AS Soluri dernoalcicice și regosoluri
26. AS BPE Regosoluri și soluri silvestre podzalite brune erodate
27. AS BE Regosoluri și soluri silvestre brune erodate
28. HG HSG Soluri humică-gleice și humică-semigleice
29. FG HG Soluri negre de fineță (periodic freatice umede) și soluri humică-gleice.
30. A Aluvioni incipient solificate, carbonatice
31. Ag Aluvioni incipient solificate, gleizate
32. SA Soluri aluviale slab și moderat evaluate
33. BAG Soluri brune aluviale gleizate
34. Sc Solonțeacuri reziduale
35. MI Mlastini

TEXTURA SOLURILOR ÎN ORIZONTUL SUPERIOR

- n-nl nisip, nisip lutos
- nl nisip lutos
- nl-nl nisip lutos, lut nisipos
- ln lut nisipos
- ln-l lut nisipos, lut
- l lut
- l-l lut-lut argilos
- la lut argilos
- la-a lut argilos-argilă
- a argilă

- 36. Pietriș rulat
- 37. Alunecări
- 38. Calmatări (aporturi noi de materiale)



BIBLIOGRAFIA

- Cernescu N. (1934) Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *Inst. Geol. Rom., Stud. tehn. și econ., seria C*, nr. 2. București.
- Cernescu N. (1958) Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Cercetări de Pedologie*, Edit. Acad. R.P.R. București.
- Chirita C., Păunescu C. (1958) Solurile brune și podzolice din R.P.R. *Cercetări de Pedologie*, Edit. Acad. R.P.R. București.
- Conea Ana, Parichi M., Andrei Gr. (1964) Harta solurilor Cîmpiei Transilvaniei și Dealurilor Bistriței. *D.S. Com. Geol.*, vol. XLIX. București.
- Duchaufour Ph. (1960) Précis de Pédologie. Edit. Masson. Paris.
- Enculescu P., Suidel Th., Protopopescu-Pake Em. I. (1926) Privire generală asupra solurilor din Ardeal, Bucovina și Basarabia. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XI. București.
- Florea N., Munteanu I. (1963) Particularitățile cercetării și cartării solurilor în regiunile de munte. *Inst. Geol., Stud. Tehn. și Econ., Seria C*, nr. 11, vol. II. București.
- Gîrbacea V. (1960) Observații morfologice în partea de nord-est a Podișului Transilvaniei. *Probleme de geografie, Inst. de Geol. și Geogr.*, vol. VII. București.
- Ilie M. (1958) Podișul Transilvaniei. Edit. științ. București.
- Preda M., Crișan I. (1958) Solurile negre de finează umedă și cu exces de umiditate din Transilvania și folosirea lor rațională în agricultură. *Stud. și Cercet. de Agron.*, T. IX. Cluj.
- * * * (1961) Clima R.P.R., vol. II. Inst. Meteorologic. București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES SOLS DU NE DE TRANSYLVANIE

PAR

GR. ANDREI

(Résumé)

Le secteur étudié se situe dans la zone de contact entre la plaine ondulée de Transylvanie et la chaîne volcanique des Călimani (connue sous le nom de collines de la Bistrița). Le relief, formé des collines, terrasses et luncas, est soumis à un processus actif de modelage. La région présente une altitude réduite (300—600 m) par rapport aux unités voisines de l'W et de l'E (plus de 700 m), à laquelle elle doit un caractère dépressionnaire prononcé, que le système de terrasses en étages, très étendues par endroits, accentue encore (Dépression Budacului).

Le matériel parental des sols est constitué pour la plupart, des dépôts à texture fine; éluvial-déluviaux et déluvial-proluviaux: les



premiers provenus de l'altération des grès et des graviers de piémont — fréquemment andésitiques (par endroits ces graviers apparaissent à jour, recouvrant des surfaces notables). Les dépôts de terrasses, formés de graviers roulés (andésitiques), sont recouverts par des matériaux fins (argileux) et les dépôts alluviaux ont une composition granulométrique variée, dans laquelle prédominent les glaises et les argiles.

Au point de vue climatique le secteur se caractérise par des températures moyennes annuelles de 8,2°C et par des précipitations d'environ 700 mm. Des forêts de quercinées dans lesquelles prédominent *Q. cerris* et *Fagus silvatica*, à éléments de dégradation (*Carpinus betulus*) représentent la végétation.

Au point de vue pédologique le secteur appartient à la zone des sols sylvestres podzolisés (sols de forêt lessivés) et podzoliques (sols lessivés) à faibles caractères du faciès brun-jaunâtre. Ces sols ont pourtant une fréquence relativement réduite à cause de la genèse du sol qui, sur de grandes étendues, est influencée par des facteurs géomorphologiques, lithologiques et de couche aquifère, qui déterminent une large distribution des sols intrazonaux.

Vu ces conditions le secteur étudié présente une couverture de sols très variée.

Les sols sylvestres dernopodzoliques sont faiblement représentés dans le secteur. On les a rencontrés sur de petites étendues des terrasses supérieures et de piémont. Sur les matériaux plus acides (graviers congolomératiques et de piémont à ciment siliceux) se sont formés des sols sylvestres dernopodzoliques jaunâtres. Ces sols présentent de notables différenciations texturales en profil, à passages clairs ou nets entre horizons. Les sous-horizons podzoliques (A_1 et A_2) bien développés, à structure lamellaire ou schisteuse, ont généralement l'aspect des cendres. Les fréquentes pellicules luisantes ocres de l'horizon B dénotent une forte migration et accumulation d'argile. Cet horizon présente parfois un sous-horizon d'accumulation ferromanganique à concrétions en masse (alios). Les horizons à pseudogley sont fortement marmorisés.

Les sols sylvestres podzolisés (lessivés) bruns sont les sols zonaux les plus répandus dans le secteur. Ils se sont développés sur des substrats géologiques et formes de relief variées (faîte, pentes, terrasses inférieures, moyennes et supérieures, à meilleur drainage etc.).

Grâce à l'imperméabilité des dépôts argileux sur lesquels ils se sont formés ces sols sont pour la plupart pseudo-gleyifiés.

Sur les dépôts déluvial-proluviaux provenus de l'altération des grès des conglomérats et des graviers piémontans à ciment siliceux, se sont formés des sols sylvestres brun-jaunâtre en divers stades de podzolisation.

Les sols sylvestres lessivés bruns se caractérisent par l'existence des sous-horizons podzoliques (A_1 , A_1A_2 voire A_2) plus nettement ou plus faiblement exprimés selon le stade de podzolisation. Ils n'ont pas un horizon d'accumulation des carbonates et présentent en B nombre de pellicules d'argile colloïdale.

Sur certaines collines érodées, recouvertes de minces dépôts déluviaux, provenus de l'altération des marnes et des argiles marneuses, riches en carbonates, se sont formés des sols sylvestres podzolisés (lessivés) bruns (non podzolisés parfois) à carbonates résiduels.

Sur les collines à relief rajeuni (grâce à l'érosion qui a fait ressortir des dépôts riches en carbonates) un nouveau cycle de solification a commencé, qui se trouve maintenant à un stade incipient. Sur ce relief on a rencontré des sols récents. Dans cette catégorie on a séparé les sols dernocalciques et les régosols. Toujours dans ce groupe ont été inclus les sols formés de graviers de piémont et de terrasses (andésitiques ou provenues de conglomérats) non couvertes, podzolisées parfois.

Sur certaines terrasses basses (à l'eau phréatique située entre 3 — 5 m) et sur les tiers inférieurs de la plupart des pentes, des sols hydro-automorphes se sont développés. Sur de petites étendues des terrasses inférieures on a rencontré des sols sylvestres bruns phréatiques humides, et sur les tiers inférieurs des pentes on a séparé de grandes surfaces à sols noirs de prairie (périodiquement phréatiques humides). Ces sols sont fortement lessivés par des carbonates. Les sols noirs de prairie ont une couleur foncée (noirâtre) à une grande profondeur (parfois même plus d'un mètre).

Sur d'importantes surfaces des terrasses inférieures moyennes, supérieures et luncas (plaines alluviales), les sols hydromorphes à pseudogley et à gley sont fortement développés, formés sur de fins dépôts qui recouvrent à des profondeurs pas trop grandes (1,5—2 m) des graviers roulés andésitiques. Ces sols se sont formés, au cas des terrasses, grâce à l'imperméabilité des couches argileuses, et à un excès d'humidité provenu soit des précipitations, soit d'une nappe d'eau suspendue (temporaire ou permanente). Dans cette catégorie on a séparé : des sols sylvestres dernopodzoliques à pseudogley ; des sols à pseudogley lessivés, des

sols à gley et à semigley lessivés de terrasse; des sols humiques à gley et humiques à semigley de lunca et pente et des sols à gley de lunca.

A proximité des sources salées se sont formés des solonchaks.

Dans les luncas (outre les sols hydromorphes mentionnés) on a rencontré des sols alluviaux en divers stades d'évolution formés, pour la plupart, sur des alluvions non carbonatées (moins fréquemment les sols alluviaux stratifiés et les alluvions récentes, qui sont carbonatiques). Ces sols ont été subdivisés en sols bruns alluviaux gleyifiés (rencontrés sur les terrasses de lunca) — tels ceux évolués de cette catégorie; sols alluviaux (faiblement et moyennement évolués) et alluvions stratifiées et récentes, gleyifiées parfois.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Secteur de Sărata — collines de Bistrița (esquisse géomorphologique).

I, aire interfluviale Măgheruș-Bistrița; II, aire interfluviale Bistrița-Budac; III, aire interfluviale Budac-Sieu; IV, Valea Bistriței; V, Valea Budacului; VI, Valea Sieului. 1, terrasse alluviale (2–3 m); 2, terrasse inférieure (7–10 m); 3, terrasse inférieure (15–17 m); 4, terrasse moyenne (30–35 m); 5, terrasse supérieure (51–60 m); 6, terrasse supérieure (80–90 m); 7, terrasse de piémont (plus de 100 m); 8, fronts de terrasse; 9, limite de grandes unités naturelles; 10, crête de colline; 11, pentes de collines; 12, luncas (plaines alluviales); 13, bassinets d'érosion; 14, vallées secondaires; 15, cônes proluviaux; 16, sources salées; 17, glissements de terrain; 18, marécages.

Planche II

Secteur de Sărata — collines de Bistrița (carte des sols).

1, PD — sols sylvestres dernopodzoliques; 2, PDJ — sols sylvestres dernopodzoliques jaunâtres; 3, PDI — sols sylvestres dernopodzoliques à pseudogley; 4, BP^D — sols sylvestres fortement podzolisés, brun-jaunâtre; 5, BP^M — sols sylvestres modérément podzolisés, brun-jaunâtre; 6, BP^S — sols sylvestres faiblement podzolisés, brun-jaunâtre; 7, BP^D — sols sylvestres fortement podzolisés bruns; 8, BP^M — sols sylvestres modérément podzolisés bruns; 9, BP^S — sols sylvestres faiblement podzolisés bruns; 10, BP^D — sols sylvestres fortement podzolisés bruns, à pseudogley; 11, BP^M — sols sylvestres modérément podzolisés bruns, à pseudogley; 12, BP^S — sols sylvestres faiblement podzolisés bruns, à pseudogley; 13, B_Y — sols sylvestres bruns à pseudogley; 14, BPOK^{M-S} — sols sylvestres faiblement et modérément podzolisés bruns à carbonates résiduels; 15, BOK — sols sylvestres bruns à carbonates résiduels; 16, BF — sols sylvestres bruns à nappe phréatique; 17, Fp — sols à pseudogley podzolisés; 18, GP — sols à gley et à semigley podzolisés; 19, G — sols à gley et semigley; 20, HG — sols humiques à gley; 21, BG — sols formés sur graviers roulés silicatiques et andésitiques (semblables aux „branciole” brun); 22, RS — régosols; 23, BE — sols sylvestres bruns modérément et fortement érodés; 24, DK, BOK — sols dernocalciques et sols sylvestres à carbonates résiduels; 25, DK, RS — sols dernocalciques et régosols; 26, RS, BPe — régosols et sols sylvestres podzolisés bruns, érodés; 27, RS, BE — régosols et sols sylvestres bruns érodés; 28, HG, HISG — sols humiques à gley et humiques à semigley; 29, NF, HG — sols noirs de pré (périodiquement à nappe phréatique) et sols humiques à gley; 30, A — alluvions à peine soliflues, carbonatiques; 31, Ag — alluvions à peine soliflues à gley; 32, SA — sols alluviaux faiblement et modérément évolués; 33, BAg — sols bruns alluviaux à gley; 34, Sc-solonchaks résiduels; 35, MI, marécages. Texture des sols dans l'horizon supérieur; nn1, sable, sable à lehm; n1, sable à lehm; n1-in, sable à lehm — lehm sableux; 1n, lehm sableux; 1n-1, lehm sableux — lehm; 1, lehm; 1-1a, lehm — lehm argileux; la lehm argileux; 1a-a, lehm argileux — argile; a, argile; 36, gravier roulé; 37, glissements; 38, colmatages(nouveaux apports de matériaux).

SOLUL SILVESTRU NISIPOS CU BENZI FERUGINOASE DIN PĂDUREA VALEA LUI MIHAI¹⁾

DE

H. ASVADUROV, ELENA GÂȚĂ²⁾

Abstract

Sandy Soils of the Forest Valea lui Mihai. On the high dunes (non influenced by groundwater), especially in the northwestern part of our country, there are soils and sands with sandy bands cemented with ferric oxide (pl. I, fig. 1). The descriptive and analytical data (Table 1, 2 and 3) show that it is a salt washed soil in which are accumulated, at certain levels, migrated silicoferric fractions. The mentioned bands correspond to an illuvial horizon in which the precipitation of colloids assume a certain rhythmic alternation (in conditions of a proper dynamics specific to the acid sands, especially under forests). The analysed soil may be considered as a brown podzolized forest soil in which banded "Ortsand" is formed. This soil is similar especially to the brown forest soils — *kovarvany* from the Hungarian People's Republic.

Nisipurile și solurile nisipoase cu benzi feruginoase

Prin caracterele morfogenetice specifice și importanța lor practică, solurile și nisipurile cu benzi feruginoase merită o atenție deosebită. Întrucât în țara noastră aceste nisipuri au fost puțin cercetate, în cele ce urmează prezentăm studiul unui sol nisipos cu benzi feruginoase, din nord-vestul țării, sector în care aceste soluri sunt caracteristice.

În general, se știe că există o serie de soluri și nisipuri în care apar benzi nisipoase sau nisipo-lutoase cimentate cu oxizi ferici de un colorit bruniu sau roșcat³⁾. Aceste benzi se găsesc în general sub 50—100 cm

¹⁾ Comunicare în ședință din 20 aprilie 1965.

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

³⁾ În manualele noastre de specialitate, stratele dure cimentate cu oxizi ferici se cunosc sub denumirea de ortstein (ex. C. Chirita, 1955; V. Corvin Papiu, 1960), iar în ultimul

și alternează pînă la adîncimi de 2,5–4 m, cu suborizonturi nisipoase necimentate. De la simple separații filiforme milimetrice aceste cimentări pot ajunge uneori la grosimi de 1–2 cm sau chiar 10–20 cm. Ele sunt relativ paralele cu suprafața pămîntului, însă adeseori urmărîte mai în amânunt formează ramificații, ușoare unduiri sau se întrelătăie. În cadrul unui profil, grosimea unei benzi se menține relativ aceeași; în general, la diferite profile, grosimea lor este mai mică decît a suborizonturilor cuprinse între aceste benzi. Fiecare bandă apare bine conturată atât în partea ei superioară cât și în partea ei inferioară. Uneori, sub influența mișcării animalelor din sol, regularitatea și conturul lor clar este turburat. Local, succesiunea relativ ordonată a benzilor este întreruptă de benzi cu grosimi variate sau ondulații mari, la care se remarcă totuși un paralelism oarecare (ex. nisipuri cu benzi care trădează crioturbații vechi).

Benzile feruginoase conturează adeseori alternanțe texturale mai fine (mai argiloase) în cadrul unor profile cu stratificații evidente. Se consideră însă, că ele se pot forma (prin procese pedogenetice) independent de aceste stratificații (P. Stefanovits, 1960).

Influențe pedogenetice în morfologia anumitor profile și în procesul formării solurilor nisipoase cu benzi sunt sugerate uneori de : existența benzilor texturale feruginoase, care transgresează strate geologice clar exprimate (E. Wurman et al., 1959); adîncimea pînă la prima bandă mai mare în cazul ariilor plane și mai mică la pantele înclinate; compacitatea și o limită mai accentuată la partea superioară (față de cea inferioară) a benzilor (H. Robinson, I. Rich, 1960); existența unor centre de acumulări feruginoase în interbenzi (P. Stefanovits, 1960); lipsa benzilor feruginoase în cazul nisipurilor carbonatice; prezența unui orizont iluvial (cu benzi) în cazul unor soluri nisipoase mai bogate în argilă (nisipuri coesive).

În general, importanța proceselor pedogenetice în mișcarea și depunerea ritmică a coloizilor este mai evidentă în cazul nisipurilor mai bogate în fracțiuni fine (nisipoase coesive).

temp sunt amintite și cimentările sub formă de benzi transversale (ex. N. Florea, 1964); în literatura sovietică : pseudofibre (cele subțiri) și ortsand (cele groase de cîțiva cm; I. Gerasimov și M. Glazovscaia, 1960); în literatura engleză : bands (ex. H. Jenny, 1935), franceză : bandes (ex. De Koninck, 1964), iar în R. P. Ungară se folosește în mod curent termenul popular „Kovárvány” (ex. P. Stefanovits, 1953). În această lucrare, vom folosi termenii de benzi feruginoase, sau cel de soluri cu formare de ortsand în benzi.

Cîteva studii privitoare la solurile și nisipurile cu benzi feruginoase din străinătate

Pentru explicarea formării solurilor sau nisipurilor cu benzi feruginoase, lămurirea originii benzilor multiple este foarte importantă. Din literatura cercetată, se constată că geneza acestor benzi nu este clarificată, totuși în majoritatea cazurilor se acordă o mare importanță proceselor pedogenetice.

În general, se constată că în U.R.S.S. benzile feruginoase sunt caracteristice pentru solurile podzolite (ex. A. A. R o d e, 1955), sau solurilor podzolice (ex. I. P. B u l g a c o v, 1962)¹⁾ formate pe nisipuri.

H. C. F o l k s și F. F. R i e c k e n (1956) consideră formarea benzilor îmbogățite în fier și argilă, la solurile nisipo-lutoase din Iowa (S.U.A.), ca un fapt normal în evoluția acestor soluri. Prin spălarea nisipului și fierului cu soluție de acid oxalic 0,01 n, ei au obținut în cilindri de laborator benzi îmbogățite în fier, în care primul constituent mobilizat a fost fierul. Solubilizarea și precipitarea lui pare să aibă loc în urma unei concentrații critice a fierului față de acid.

E. W u r m a n și colaboratorii săi (1959) au studiat proprietățile fizico-chimice și mineralogice a unor soluri nisipoase din Michigan. Diferențierile texturale și distribuția mineralelor originare, pe profil, par să nu fie necesare pentru formarea orizontului B — textural, concentrațiile de fier și argilă nu se formează *in situ*. Studiul microscopic constată că la unele soluri particulele argiloase se găsesc și între grăunții minerali (nu numai ca pelicule), ceea ce ar indica că depunerea lor ar avea loc și prin evapo-transpirația umidității dintre grăunții minerali. Se menționează de asemenea diferite ipoteze în legătură cu posibilitatea migrării simultane a mai multor compoziții ai suspensiei (argilă, oxizi de fier, materie organică).

G. H. R o b i n s o n și C. I. R i c h (1960) au studiat solurile nisipoase din Carolina. Mișcarea argilei și fierului a fost studiată în cilindri. Nisipurile nu sunt afectate vizibil de spălări cu apă distilată. În schimb, folosind agenți de dispersare (apa cu Na_2CO_3 la pH—10) și de chelatizare (0,01 n acid oxalic) argila și fierul din benzi au fost trecute în suspensie; prin spălare continuă benzile se segmentează și se micșorează. Prin spălare argila, dintr-o bandă superioară, trecută în suspensie a fost transportată în extras, prin benzile inferioare. Autorii consideră benzile

¹⁾ În R.S.S. Bielorusă nisipurile fluvio-glaciare cu benzi feruginoase sunt denumite nisipuri „vărgate” (tigrovia pesckii).

ca stratificații ale unor depuneri deosebite, însă admit modificarea lor prin procese pedogenetice în care coloizii se pot distribui, în general, ca într-un sol obișnuit (cu textură fină).

P. Stefanovits (1960) consideră formarea benzilor feruginoase ca un fenomen Lisegang (A. V. Dumanschi, 1949). Folosind un gel de acid silicic (la pH—5,5) în care au fost dizolvate săruri de fier (0,05 milimoli) s-a constatat, că în urma adăugirii persulfatului de amoniu (2%) și difuziunii acestuia, Fe^{2+} se oxidează și precipită treptat ca Fe^{3+} sub forma unor stratificații repetitive ritmic. De asemenea la nisipurile care au fost supuse influenței oxidante a aerului au format aceleasi stratificații feruginoase, dar într-o perioadă de timp mai îndelungată. În general, într-un mediu slab acid și acid, în condiții favorabile oxidării și în cazul unei bune difuziuni, se constată că precipitarea coloizilor prezintă o anumită ritmicitate (P. Stefanovits, 1964).

Nisipurile și solurile cu benzi feruginoase din țara noastră

În țara noastră benzile amintite se întâlnesc de asemenea local în profilul unor soluri nisipoase dar mai ales pe nisipuri necarbonatice. În cîmpia Tecuciului, N. Florea menționează prezența benzilor cimentate cu oxizi de fier, chiar în cadrul orizonturilor eluviale și argilo-iluviale ale solurilor silvestre cenușii (ex. profil 18)¹⁾. De asemenea în cîmpia Someș-Crasna, benzile feruginoase au fost observate (H. Asvarov) la unele soluri silvestre brune pe depozite nisipoase (ex. la est de comuna Acîș) și pietrișuri (ex. în valea Racta la Medieșul Aurit).

În Oltenia, C. Oancea și colaboratorii, susțin originea pedogenetică a acestor benzi, iar solurile nisipoase respective le încadrează în grupa solurilor „brune-roșcate în formare”²⁾. Aceste benzi se găsesc „la baza unui anumit orizont iluvial coloristic” și reprezintă primele indicii ale unui anumit stadiu de formare al solului brun-roșcat de pădure (C. Oancea, 1964).

În Depresiunea Brașovului, P. Cotet (1960) remarcă nisipurile de la Reci și arată că ele necesită un studiu deosebit; benzile feruginoase din aceste nisipuri sunt considerate ca microstructuri generate de apele fluviale și de infiltratie³⁾. M. Iancu (1964), la rîndul său, consideră

¹⁾ Pag. 250—251. Guides des Excursions. Vol. I. VIIe Congr. Intern. Sci. Sol. 1964.

²⁾ C. Oancea, I. Nițu, M. Parichi. Condiții naturale și solurile din partea de sud-vest a cîmpiei Olteniei. Comunic. prezentată în 1962 la Inst. Geologic.

³⁾ P. Cotet (1960). Curs de geomorfologie. Principii și metode de cercetare. Manuscris.

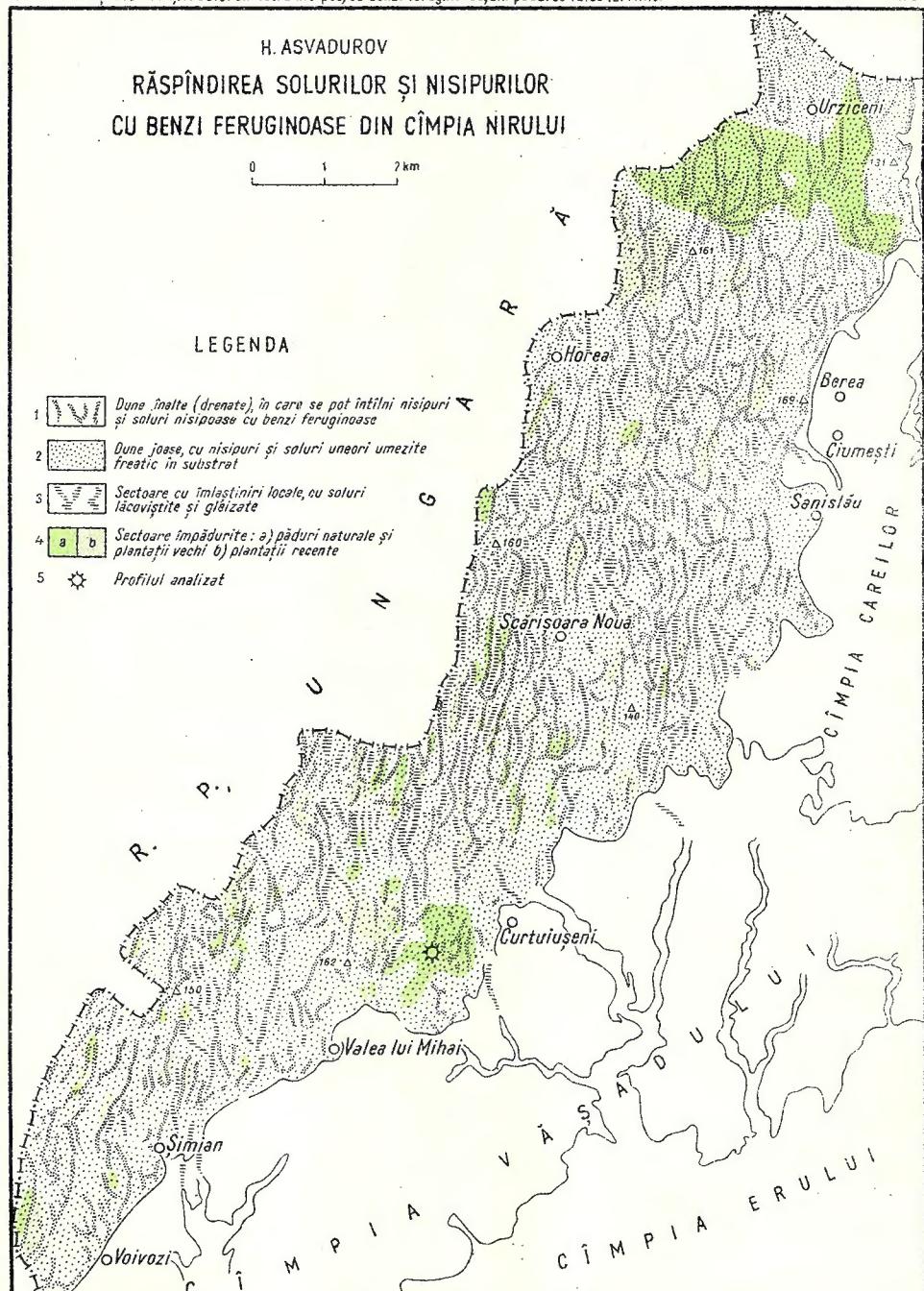
H. ASVADUROV

RÂSPÂNDIREA SOLURILOR ȘI NISIPURILOR CU BENZI FERUGINOASE DIN CÎMPIA NIRULUI

0 1 2 km

LEGENDA

- 1  Dune înalte (drained), în care se pot întâlni nisipuri și soluri nisipoase cu benzi feruginoase
- 2  Dune joase, cu nisipuri și soluri uneori umezite freatic în substrat
- 3  Sectoare cu imblastiniri locale, cu soluri lacoviști și glaciizate
- 4  Sectoare împădurite: a) păduri naturale și plantații vechi b) plantații recente
- 5  Profilul analizat



că benzile acestea ar putea prezenta de fapt deranjamente periglaciare și prin crioturbații de forme simple ar indica procese periglaciare.

În cîmpia nisipoasă din nord-vestul țării, benzi asemănătoare sunt consemnate de C. V. Oprea (1957) ca depuneri de nisipuri feruginoase în alternație cu nisipuri cuarțoase. Z. Spîrchez și colaboratorii (1962) prezintă descrieri de soluri nisipoase acide, formate sub păduri, în care benzile notate cu D₁ și D₂ și denumite „interstrate” sunt considerate ca depuneri eoliene. C. Beneck le consideră ca strate nisipoase „limonitizate” formate cu concursul apelor de infiltrație, în condițiile unor variații texturale a nisipurilor și în urma „uscării soluției oxidului de fier”. ¹⁾

Repartiția solurilor nisipoase din Cîmpia Nirului

Soluri nisipoase cu acumulări feruginoase în benzi sunt foarte răspândite în nord-vestul țării. O limită pedo-geomorfologică separă cîmpia Careilor, cu soluri formate pe depozite loessoide argiloase (local cu nisipuri sau argile roșcate în substrat) de cîmpia Nirului cu soluri nisipoase. În cîmpia nisipoasă, pe relieful înalt, (pl. I) se întâlnesc soluri drenate adeseori evolute, cu un orizont nisipos iluvial brun-gălbui ușor cimentat care trece spre bază fie către nisipuri mai afinate și mai cenușii, fie către nisipuri cu benzi feruginoase ușor cimentate. Între dunele înalte ²⁾ apare un relief vălurit mai coborât cu soluri de mlaștină, soluri și nisipuri gleizate sau semigleizate, sau neinfluențate de apă freatică (planșa III, fig. 2). În funcție de drenajul natural al regiunii și de mineralizarea apelor, solurile influențate freatic prezintă carbonatari, slabe salinizări (și solonețizări) sau orizonturi cu ortstein calcaros sau feruginos. Regosolurile nisipoase și nisipurile mobile sunt foarte răspândite și completează adeseori învelișul solurilor acestui ținut. Privitor la răspîndirea mare a solurilor cu benzi feruginoase menționăm că C. Volovici și M. Baltă indică că nisipurile cu solificare incipientă (foarte comune în sectoarele drenate) au adeseori la baza lor astfel de benzi. ³⁾ Pentru a prezenta caracterele

¹⁾ Z. Beneck. Studii geomorfologice și problema benzilor limonitizate din nisipurile regiunii Carei-Valea lui Mihai. Manuscris depus la redacția revistei „Natura” — 1964.

²⁾ Cîmpia Nirului reprezintă un nivel cuaternar acoperit cu nisipurile Pleistocenului superior (Harta geologică a R. P. Ungarie 1956). După morfologia reliefului, considerăm că dunele înalte reprezintă de fapt grinduri „mărtori” ale vechiului relief pleistocen modelat de apele torrentiale. În Holocen, aceste grinduri au fost erodate sau acoperite de nisipuri mari recente; totodată în microdepresiunile interdunelor s-a putut forma un sistem de dune mai joase și mai tinere.

³⁾ Rapoarte pedologice din 1961 și 1963 (manuscrise la arhiva Comitetului Geologic).

morfologice și fizico-chimice ale acestor soluri a fost cercetat un sol nisipos recoltat dintr-o veche pădure naturală, la nord de Valea lui Mihai. Acest sol este caracteristic în special dunelor înalte consolidate și drenate. Am ales în mod special un loc mai ridicat unde am avut siguranță că solul nu a evoluat sub influența apei freatici.

Caracterizarea profilului studiat

Prezentăm mai jos condițiile naturale și morfologia profilului analizat :

Relieful : complex de grinduri și microdepresiuni delimitate de două depresiuni de vale ; dună, în pantă de 10° cu expoziție spre nord-est.

Materialul parental : depozite nisipoase cuarțoase (fracțiuni ușoare, 96—98% : fracțiuni mineralogice grele sub 2%), remaniate în Holocen.

Drenajul natural : foarte bun ; nivelul hidrostatic al apei freatici, sub 7 m.

Vegetația : plantație de salcimi cu indivizi izolați de *Quercus robur* ; profilul este săpat lingă un stejar vechi de circa 70 ani (într-o veche pădure naturală).

Date climatice : (Inst. Meteorologic, 1961) : stațiunea Valea lui Mihai.

Pm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
mm	32,3	26,6	37,8	44,4	62,6	76,9	68,3	60,5	47,7	55,1	41,9	44,0

Mijlocia anuală a precipitațiilor : 598 mm.

Mijlocia anuală a temperaturii : 9,6 °C (stațiunea Carei).

Descrierea profilului :

- A₀ slab dezvoltat.
- A'₁ 0—8 cm ; nisip, brun-cenușiu foarte închis (10YR3/2, umed), cenușiu închis cu cenușiu-brun deschis și cenușiu deschis în puncte (10YR4/1 cu 6/2 și 7/1, uscat), astructurat, afinat, potrivit umed, numeroase rădăcini subțiri ; tranziție clară.
- A'_{1'} 8—22 cm ; nisip, brun-cenușiu foarte închis cu brun închis (10YR3/2 cu 3/3, umed) și cenușiu-brun (10 YR5/2, uscat) ; astructurat, afinat, potrivit umed, relativ numeroase rădăcini subțiri ; tranziție treptată.
- A''_{1'} 22—40 cm ; nisip, brun-cenușiu închis (10YR4/2 și 3/2,) și brun pal cu cenușiu (10YR6/3 cu 5/1, uscat) ; astructurat, afinat către ușor cimentat, potrivit umed, relativ rare rădăcini, tranziție treptată.
- DBa 40—69 cm ; nisip, brun pudrat ușor cu brun-cenușiu foarte închis (10YR cu 3/2, umed) brun pal (10YR6/3, uscat, astructurat, ușor cimentat, potrivit umed ; tranziție clară.
- DB₁ 60—80 ; cm nisip, brun (10YR4/3, umed), brun pal (10YR6/3 uscat) ; astructurat, ușor cimentat, potrivit de umed ; tranziție treptată.

- DB₂** 80—125 cm ; nisip, brun pal (10YR6/3, umed), brun-gălbui deschis (10R6/4, uscat) ; astructurat, ușor cimentat, vinișoare orizontale (pseudofibre) nisipoase cu oxizi ferici gălbui-bruni (10YR4/4, umed), respectiv la nivelele de 90 cm și 100 cm ; tranzitie netă.
- DBt₁** 125—220 cm ; nisipuri relativ afinate ; brun pal (10YR6/3, umed), sau brun-gălbui deschis, uscate pînă la 15 — cm ; brun-măsliniu deschis (2,5Y 5/4, umed) sau gălbui pal (2,5Y 7/4, uscat) la 150—160 cm, brun (2,5Y, umed) sau gălbui-brun deschis și gălbui pal (2,5Y, uscate) la 225—235 cm ; aceste nisipuri afinate se găsesc în alternanță cu benzii aproape paralele, cimentate cu oxizi ferici și groase de 2—4 cm la nivelele respective de 125—127 cm, 145—149 cm și 165—169 cm, nisipoase (spre nisipos-coesive), brun (10YR4/4 și 7YR4/4, umed), gălbui-brun și brun intens (10YR5/6 și 7YR5/6, uscat) ; între benzile cu oxizi ferici se constată o umiditate mai ridicată față de primele suborizonturi (cele mai fine și mai umede sunt benzile cu oxizi ferici) ; cea mai grosă bandă de circa 10 cm este pe la 200 cm, iar la 220 cm se găsește ultimul nivel al unei benzii mai evidente (groase de 2 cm) ; tranzitie treptată.
- DBt₂** 220—320 cm ; nisipuri asemănătoare celor de la 125—220 cm, dar mai umede și cu acumulări de oxizi ferici sub forma unor vinișoare (lamele) foarte subțiri, abia vizibile, dar la nivele relativ apropriate și paralele între ele.
- Db** 320—400 cm ; nisipuri mai afinate față de restul profilului, nu prezintă concentrări de oxizi ferici, care par să fie aici în cantități mai reduse (tabelul 3).

Pentru a accentua eventualele diferențe texturale ale orizonturilor, separarea probelor în fracțiuni granulometrice s-a făcut prin tratare și percolare cu acid clorhidric 0,2 n, pînă la dispariția ionului fier în filtrat. În cadrul unor nisipuri fine relativ omogen sedimentate (aproape 94% — particole 0,02—2 mm) se remarcă totuși existența unei duble stratificații : una de la suprafață la 77 cm și cealaltă sub 77 cm. Deosebirile texturale sunt mici și se constată că materialul parental al profilului a fost afectat de procese pedogenetice. Din tabelul 1 și 3 se observă că față de orizontul A, orizonturile DB sau DB + Bt₁ prezintă valori apropriate pentru fracțiunea nisip. Conținutul în fracțiunea praf este mai mare în orizontul A (de la 0—40 cm are 2,8%), decit în DB și DB+Bt₁ (respectiv 0,67 și 0,93%), pe cind conținutul în fracție argiloasă (sub 0,002 mm) este mai mic în orizontul A (în medie 2,2%), în comparație cu orizonturile DB și Bt₁ (respectiv 2,50 și 3,24%). Cantitățile mici de argilă și variațiile reduse între orizonturi (tabelele 1 și 3) nu ne permit să considerăm în mod cert, că în acest caz s-ar putea vorbi de un orizont eluvial de sărăcire în argilă (A) și un orizont iluvial mai bogat în argilă (B). Totuși orizonturile respective apar diferențiate coloristic, datorită faptului că orizontul DB este mai bogat în oxizi de fier hidratați, care învelește sub formă de peliculă, particolele minerale mai grosiere. De altfel conținutul procentual de silice și sescvioxizi, dizolvați în HCl—0,2 n folosit la percolare, este mai mare în cazul benzilor colorate (3,10% SiO₂ și 3,97—4,42 R₂O₃), decit pentru interbenzi (1,02—1,31 SiO₂ și 1,33 —

TABELUL 1

Fracțiuni granulometrice și humus, în % față de solul uscat la 15°C ; SiO_4 și R_2O_3 dozați în percotațul de la debazificarea solului

Oriz.	Adințimea cm	Fracțiuni granulometrice și humus, în % față de solul uscat la 15°C										Apă hidratată, %				
		$<0,002$	$0,002-0,02$	$0,02-0,2$	$0,2-0,5$	$0,5-1$	$1-2$	$2-5$	$5-10$	$10-25$	$25-50$					
A ₁	0—8	2,12	3,53	78,04	11,28	0,93	1,30	2,86	100,06	3,88	2,07	1,87	9,42	45,98	31,38	0,88
A' ₁	10—22	2,46	2,41	78,88	14,12	0,42	0,85	0,86	100,00	3,87	2,46	2,77	11,35	45,99	32,40	0,54
A'' ₁	25—40	1,96	2,41	78,56	15,83	0,41	0,81	0,38	100,36	3,06	1,91	3,41	12,42	50,32	27,78	0,45
DB _a	42—57	2,31	1,73	81,15	-13,57	0,41	0,70	0,24	100,11	3,11	2,11	2,93	10,65	48,37	32,21	0,37
DB _a	62—77	2,21	1,40	80,66	12,68	0,96	1,32	0,24	99,47	2,91	2,71	2,67	10,01	47,72	32,58	0,42
DB ₁	90—105	2,81	0,75	82,85	10,67	1,69	1,53	0,14	100,44	3,37	2,66	1,67	9,00	54,71	27,97	0,49
DB ₂	127—140	2,71	0,22	83,86	10,26	1,02	1,41	0,09	99,57	2,66	2,41	1,64	8,62	53,84	29,96	0,50
Bt ₁	146—149	6,05	0,73	71,94	12,75	3,10	3,97	0,09	98,63	6,15	5,74	1,44	11,32	42,77	29,10	1,47
DB ₃	150—160	2,46	0,57	83,57	10,95	1,03	1,33	0,10	99,94	2,36	1,96	2,52	8,44	46,62	36,85	0,44
B ₂	165—169	4,92	0,46	72,81	13,83	3,12	4,42	0,07	99,63	5,12	4,61	2,96	10,88	47,82	24,91	1,36
DB ₄	225—235	2,46	0,25	78,63	15,06	1,31	1,62	0,03	99,36	2,66	2,36	2,92	12,15	57,03	21,56	0,52
<i>Fracțiuni recalculate la partea silicata</i>																
A ₁	0—8	2,18	3,63	80,29	11,60	0,96	1,34			3,99	2,13	1,92	9,69	47,30	32,28	
A' ₁	10—22	2,48	2,43	79,57	14,24	0,42	0,86			3,90	2,48	2,79	11,45	46,39	32,68	
A'' ₁	25—40	1,96	2,41	78,58	15,83	0,41	0,81			3,06	1,91	3,41	12,42	50,43	27,80	
DB _a	42—57	2,31	1,73	81,26	13,59	0,41	0,70			3,11	2,11	2,92	10,66	48,43	32,25	
DB _a	62—77	2,23	1,41	81,28	12,78	0,97	1,33			2,93	2,73	2,69	10,09	48,09	32,84	
DB ₁	90—105	2,80	0,75	82,60	10,64	1,68	1,53			3,36	2,65	1,67	8,97	54,55	27,89	
DB ₂	127—140	2,72	0,22	84,29	10,32	1,03	1,42			2,67	2,42	1,65	8,66	54,12	30,11	
Bt ₁	146—149	6,14	0,74	73,01	12,93	3,15	4,03			6,24	5,83	1,46	11,49	43,40	29,53	
DB ₃	150—160	2,46	0,50	83,71	10,97	1,03	1,33			2,36	1,96	2,52	8,45	46,69	36,91	
B ₂	165—169	4,94	0,46	73,13	13,89	3,14	4,44			5,14	4,63	2,97	10,93	48,03	25,02	
DB ₄	225—235	2,48	0,25	79,16	15,16	1,32	1,63			2,68	2,38	2,94	12,23	57,41	21,70	

TABELUL 2
Analiza sescvioxizilor liberi (% la 100 g sol)

Oriz.	Adîncimea	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO ¹⁾
A'	0— 8	0,70	0,48	0,29
A'' ₁	10— 22	0,55	0,43	0,014
A'' ₁	25— 40	0,53	0,45	0,019
DB _a	42— 57	0,49	0,42	0,016
DB _a	62— 77	0,53	0,47	0,008
DB ₁	90—105	0,58	0,49	0,004
DB ₂	127—140	0,52	0,44	0,008
Bt ₁	146—149	1,53	1,12	0,003
DB ₃	150—160	0,46	0,41	0,006
Bt ₂	165—169	1,34	1,01	0,003
DB ₄	225—235	0,55	0,48	0,0011

Analiza cationilor schimbători — Miliechiv. în 100 g sol uscat la 105°C

Oriz.	Adîncimea	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	S	T
A' ₁	0— 8	2,02	0,73	0,08	0,17	5,82	3,00	8,82
A'' ₁	10— 22	1,10	0,44	0,04	0,13	2,77	1,71	4,48
A'' ₁	25— 40	1,26	0,57	0,04	0,21	1,50	2,07	3,57
DB	42— 57	1,04	0,57	0,04	0,14	1,17	2,80	2,97
DB _a	62— 77	1,20	0,69	0,05	0,16	0,99	2,10	3,09
DB ₁	90—105	1,08	0,70	0,05	0,18	0,92	2,01	2,93
DB ₂	127—140	1,00	0,73	0,04	0,13	0,97	1,90	2,87
Bt ₁	146—149	2,54	2,14	0,13	0,17	2,14	4,98	7,12
DB ₃	150—160	0,88	0,88	0,02	0,13	0,80	1,91	2,71
Bt ₂	165—169	2,27	2,15	0,12	0,18	1,70	4,72	6,42
DB ₄	225—235	0,96	1,09	0,05	0,18	0,71	2,28	2,99

Procente din T.

Oriz.	Adîncimea	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ₊	Na ⁺	H ⁺	V %	pH
A'	0— 8	22,90	8,28	0,91	1,93	65,98	34,02	4,83
A'' ₁	10— 22	24,56	9,82	0,89	2,90	61,83	38,17	5,09
N'' ₁	25— 40	35,29	15,97	0,84	5,88	42,02	47,98	5,64
DB	42— 57	35,02	19,19	1,68	4,72	39,39	60,61	5,94
DB	62— 77	38,83	22,33	1,62	5,18	32,04	67,96	6,01
DB ₁	90—105	35,86	23,89	1,71	6,14	31,40	68,60	6,01
DB ₂	127—140	34,84	25,44	1,39	4,53	33,80	66,20	5,79
Bt ₁	146—149	35,66	30,06	1,83	2,39	30,06	69,94	5,73
DB ₃	150—160	32,47	32,47	0,74	4,80	29,32	70,48	5,98
Bt ₂	165—169	35,36	33,49	1,87	2,80	26,48	73,52	5,99
DB	225—235	32,11	36,45	1,67	6,02	23,75	76,25	6,30

¹⁾ MnO a fost determinat în percolatul de la analiza granulometrică.

TABELUL 3										
FRACTIUNI GRANULOMETRICE, SiO_2 , R_2O_3 (dozați în percolatul de la debazific solului)										
	Adâncime cm.	Argilă $<0,002\text{mm}$	Praf $<0,001\text{mm}$	Nisip fin $0,002-0,02\text{mm}$	Nisip gros $0,02-0,2\text{mm}$	Nisipul $0,2-2\text{mm}$	R ₂ O ₃	SiO ₂	SESCVIOXIZI LIBERI	
A_1^0										
A_1''										
A_2''										
A_3'''										
$DB_{3,1}$										
$DB_{3,2}$										
$DB_{3,3}$										
DB_4										
DB_5										
DB_6										
DB_7										
Bt_1	0-40	2,20	2,17	2,82	79,48	13,99	93,37	1,00	0,59	0,59
Bt_2	42-140	2,50	2,48	0,67	82,35	11,83	94,18	1,26	1,02	0,53
Bt_3	145-160	6,24	5,83	0,74	78,01	12,93	85,94	4,03	3,15	1,53
Bt_4	150-160	2,46	1,98	0,50	83,71	12,37	59,68	1,33	1,03	0,46
Bt_5	165-180	4,94	4,63	0,46	73,13	13,89	87,02	4,44	3,14	1,34
Bt_6	225-235	2,48	2,38	0,25	79,16	15,76	94,32	1,63	1,32	0,55
Bt_7	225-235	2,48	2,38	0,25	79,16	15,76	94,32	1,63	1,32	0,48
D										
E										
F										
G										
H										
I										
J										
K										
L										
M										
N										
O										
P										
Q										
R										
S										
T										
U										
V										
W										
X										
Y										
Z										
DBt	225-235	2,48	2,38	0,25	79,16	15,76	94,32	1,63	1,32	0,48
Probe analizate										

$1,62 \text{ R}_2\text{O}_3$). Deoarece fracțiunea coloidală crește cu adâncimea și mobilitatea în HCl a silicei și sescvioxizilor variază în același sens, putem considera că orizonturile prezente se datorează unor procese pedogenetice.

Același lucru arată și repartitia ionilor de schimb în complexul adsorbtiv (tabelul 2). Sub pădure, pe nisipuri lipsite de CaCO_3 , se constată un proces de înlocuire a cationilor bivalenti prin hidrogen. Pătrunderea hidrogenului în complexul adsorbtiv are loc pe seama ionilor de Mg și Ca, în orizontul A₁ ionul hidrogen reprezentând pînă la 66% din T. Ca urmare, variația pe profil a pH-ului este destul de accentuată cu valori de la 4,8 la 6,3. Se remarcă de asemenea o debazificare accentuată a profilului, gradul de saturatie în baze (V), variind de la 34—38% la suprafață, pînă la 76% în adâncime (tabelul 2).

Concomitent cu acest proces genetic are loc procesul de formare a benzilor texturale caracterizate printr-un conținut mai mare în fracțiunea argilă, sescvioxizi liberi (metoda Elena Gătă și Gh. Gătă, 1962) și silice mobilizată în HCl 0,2% (în comparație cu interbenzile). Acest proces de formare al benzilor pare să fie datorit migrării coloizilor și coagulării lor la anumite nivele, datorită unor condiții speciale de redox potențial și de pH.

Pentru a vedea proveniența sescvioxizilor de fier a fost necesară cercetarea mineralologică a acestor nisipuri. V. Corvin Papiu a studiat la microscop mineralele grele (sub 2%) a celor 11 probe de sol analizate și a constatat că nisipurile conțin mineralele grele de două origini: eruptivă (mai mult sau mai puțin bazică) și metamorfică (mezo-zonală¹⁾). Mineralele eruptivului sunt reprezentate prin hipersten (70—80% din totalul mineralelor grele), hornblendă (care mai păstrează indiciile corodării magmatice) și sporadic augitul și baritina (hidrotermală-filoniană). Mineralele metamorfice sunt: staurolitul și granații (destul de colțuroși), distenul și sillimanitul (ceva mai puțin alterați la contur). Există de asemenea și minerale mixte ca zircon, rutil, turmalin, biotit și epidot.

Cantitatea mică de minerale grele și starea lor mineralologică (ne-alterate) arată că ele nu au putut furniza solului oxizii de fier. Aportul sescvioxizilor poate fi atribuit formației geologice, probabil ca material coloid sau ca pelicule pe particolele mai grosiere. Procesele de levigare, în special a coloizilor silico-ferici (H. Jenny și G. Schmidt, 1935), s-au putut desfășura cu anumite intermitențe. Migrarea și acumularea coloizilor la anumite nivele este specifică nisipurilor acide și dovedește

¹⁾ V. Corvin Papiu remarcă de asemenea că nisipurile în a căror componentă se constată prezența atât a mineralelor caracteristice eruptiilor bazice neogene cât și celor provenite din cristalinul din nord-vestul țării, pot proveni din depozitele panoniene apropiate (cu minerale grele asemănătoare), care au fost remaniate fluvial și eolian.

o anumită ritmicitate. Această ritmicitate (observată și în geologie de E. d. Li e s e g a n g și M. W a t a n a b e, 1923) este foarte probabil influențată și de condițiile de umiditate specifice oxidării fierului feros și precipitații lui ca oxid fieric. Formarea unei prime benzii coloidale, prin umiditatea pe care o păstrează și în perioadele mai uscate, favorabile proceselor de oxidare va determina la un moment dat apariția unei zone nefavorabile precipitații oxizilor de fier. De aceea o nouă bandă se va putea forma deasupra celei antecedente, doar de la anumită distanță. Formarea succesivă a benzilor este influențată de acumulările de nisipuri ce se încorporează solului în decursul evoluției sale, de condițiile de umiditate, care alternează cu cele de relativă uscăciune, de prezența pădurii (sub care procesele de migrare ale sescvioxizilor sunt mai active) și de cantitatea oxizilor de fier ce se găsesc în nisipurile respective.

Interpretarea proceselor pedogenetice ne ajută să înțelegem și posibilitatea restabilirii benzilor în nisipurile în care aceste benzi au fost uneori distruse.

Astfel, tot pe o dună înaltă (la 500 m de profilul analizat) am găsit benzii feruginoase subțiri, care într-o anumită zonă, asemănătoare unei pene mari (poate chiar pe locul unei vechi pene de ghișă) erau delimitate de benzii mai groase, iar profilul sugera prezența unor procese petrecute în etape deosebite (pl. II, fig. 1). De asemenea arheologul V l a d Z i r r a, ne-a pus la dispoziție mărturii ale unor bordeie și gropi de cimitir ale epocii de bronz de la Ciumești, în care s-a putut constata existența benzilor feruginoase restabilite în vechile gropi umplute cu material nisipos remaniat : ele sunt înconjurate de nisipuri ale căror benzi mai bine conturate n-au fost deranjate (pl. II, fig. 2 și pl. III, fig. 1).

Formarea benzilor feruginoase se poate constata în diferite epoci. Unele erau formate încă înaintea condițiilor climatice specifice tundrei (P. S t e f a n o v i t s, 1963), iar altele se găsesc sub nivelul cu microlite ale unui neolicic vechi (A l. P ă u n e s c u, 1964), în gropile omului preistoric și chiar sub plantațiile actuale de salcimi (în cadrul unor profile de soluri nisipoase mai recente).

Morfologia anumitor profile, experimentările chimiei coloidale, analizele profilului studiat și restabilirea benzilor (în nisipurile unde aceste benzi au fost distruse), indică existența unor procese pedogenetice cu o dinamică deosebită, specifică mai ales solurilor formate pe sedimente nisipoase.

Incadrarea solurilor și nisipurilor cu formarea de ortsand în benzi, în lista sistematică a solurilor țării

Din datele analitice și observațiile noastre rezultă că în cazul unui sol nisipos ca cel prezentat, se poate vorbi de prezența proceselor pedogenetice, care ne obligă să separăm solurile nisipoase similare într-o categorie deosebită de soluri.

În Europa și Statele Unite ale Americii, în regiuni nisipoase, solurile cu benzi feruginoase sunt încadrate, de la caz la caz, fie în grupa solurilor brune podzolite (J. M e r y c k x, 1960; P. S t e f a n o v i t s, 1960) din seria solurilor „lessives” (R. T a v e r n i e r, 1964), fie la grupa solurilor derno-podzolite nisipoase și derno-podzolice nisipoase (P. P. R o - g o v o i, 1960), la grupa solurilor podzolice (F. d e C o n i n c k, 1964) sau sunt considerate ca primele stadii ale unui sol podzolic brun (die podsolige Braunerde als Vorstufe, L a a t s c h W., 1957) etc.

Solul prezentat mai sus face parte dintr-o unitate pedo-geografică ce se desfășoară și în R. P. Ungară. În această țară solurile nisipoase cu benzi feruginoase sunt considerate ca un tip deosebit al solurilor brune de pădure (P. S t e f a n o v i t s, 1960). La rîndul lui acest tip¹⁾ are ca subtipuri: soluri podzolite-ilemerizate, tipice și humifere (imbogătite cu humus).

După morfologia profilului și interpretarea datelor analitice, solul prezentat poate fi considerat ca un sol silvestru²⁾ podzolit brun pe nisipuri cu formare de ortsand în benzi (sau chiar cu benzi ortsand). Sub pădure separarea acestor soluri este mai ușor de făcut; în urma tăierii pădurilor, a folosinței agricole și sub influența modelării eoliene, aceste soluri au suferit modificări importante. De aceea adeseori benzile feruginoase reprezintă materialul parental sau substratul litologic al unor nisipuri sau soluri nisipoase recente, dezvoltate pe un vechi sol cu benzi îngropat sau erodat. Cartările de detaliu vor trebui să separe nisipurile sau regosolurile nisipoase cu benzi feruginoase în substrat, de solurile evolute, în care aceste benzi reprezintă un orizont BD fragmentat.

Importanța practică a cunoașterii acestor nisipuri

În comparație cu celelalte nisipuri sau soluri nisipoase, benzile feruginoase formează un fel de osatură care contribuie la consolidarea

¹⁾ În clasificările noastre tipul corespunde subtipului, iar subtipurile ar corespunde, la noi, genurilor.

²⁾ Prin „silvestru” a fost definit un anumit tip de solificare (N. C e r n e s c u, 1964).

dunelor și le oferă o stabilitate mai mare la eroziune (pl. III, fig. 3). În același timp benzile reprezintă nivele de acumulare a fractiunilor coloidale și o rezervă de elementele nutritive mai mare; analizele acestor benzi arată pentru fosfor, potasiu și uneori chiar humus, procente mai ridicate față de interbenzi (P. S t e f a n o v i t s , 1953, 1956). Regimul hidric al solurilor cu benzi este de asemenea mai favorabil deoarece ele păstrează o umiditate mai ridicată (ex. pl. II, fig. 1); ea este cu atât mai ridicată cu cât benzile sunt mai groase.

Adâncimea și locul unde se găsesc benzile feruginoase dă indicații prețioase cu privire la procesele eroziunii eoliene. De asemenea morfologia benzilor, în cazul unor devieri importante de la sistemul orizontălității și paralelismului lor față de suprafața solului (ex. crioturbațiile „fund de sac”), ajută la interpretarea diferitelor fenomene geologice sau pedoclimatice din trecutul regiunii respective.

P. S t e f a n o v i t s (1953) consideră că fertilitatea nisipurilor și solurilor nisipoase poate fi mărită, dacă s-ar putea realiza pe cale artificială introducerea unor materiale coloidale, care să rețină apă și elementele nutritive în sol după cum o fac și benzile amintite.

Concluzii

Se constată, că în țara noastră și în străinătate, pe nisipuri sau sedimente nisipoase, într-un mediu slab acid și acid, se pot întîlni soluri care prezintă benzi nisipoase cimentate cu oxizi ferici. Mulți cercetători le-au considerat ca o formăție pedogenetică.

În țara noastră, sectorul cel mai caracteristic pentru nisipuri și soluri cu benzi feruginoase este cîmpia Nirului. Ele se întîlnesc pe dune înalte, drenate și trebuie deosebite de stratificațiile geologice și de solurile cu strate feruginoase din sectoarele influențate de apă freatică (bogată în bicarbonat feros).

Nisipurile cu benzi feruginoase, distruse parțial din diferite motive și refăcute ulterior, pledează pentru originea lor pedogenetică.

Profilul descris și datele analitice existente arată că se poate vorbi de un sol debazificat, în care fractiunile coloidale silico-ferice migrează găsesc acumulate la anumite nivele. Benzile amintite reprezintă nivele argilo-silico-ferice, care corespund unui orizont iluvial în care precipitarea coloizilor presupune o anumită ritmicitate (demonstrată prin experiențe de laborator). Formarea benzilor se datorează unor procese complexe de eliberare, migrare și precipitare a sesuviozilor, uneori și ale argilei, în condițiile unei dinamici specifice nisipurilor (pH între 4 și 7)

PLANSĂ II

PLANŞA II

Fig. 1. — Zona mai albă, probabil mai recentă decât nisipurile ce o înconjoară, se usucă mai repede și prezintă benzi feruginoase subțiri.

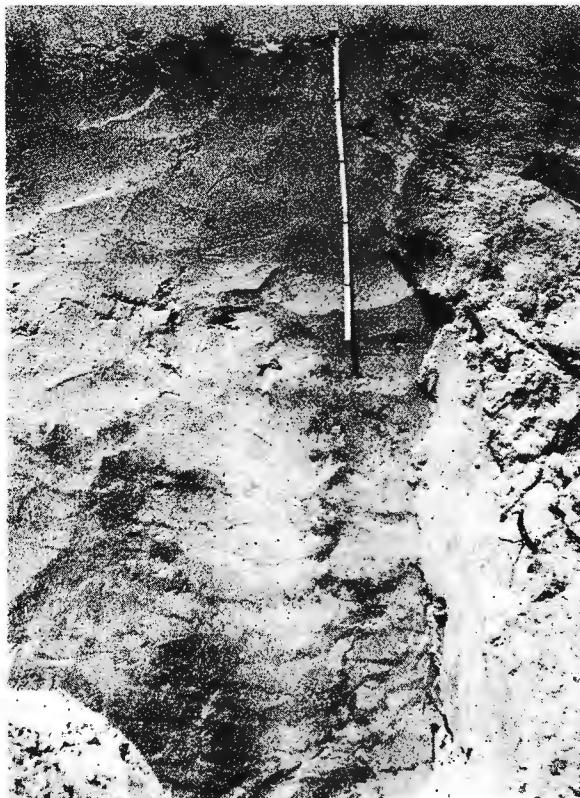
Zone plus blanche, probablement plus récente que les sables qui l'entourent sèche plus rapidement et présente de minces bandes ferrugineuses.

Fig. 2. — Mormânt celtic de incinerare din sec. II î.e.n. la Ciumești, raionul Carei (arheolog Vlăduțirra).

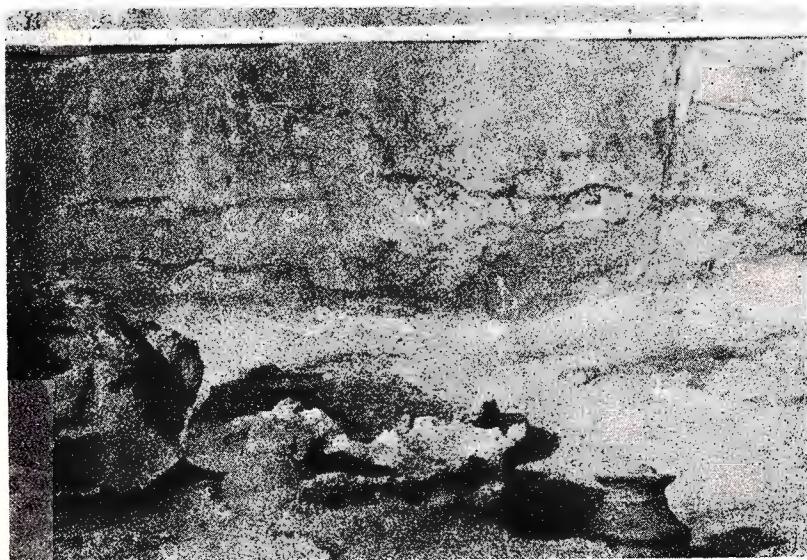
Tombeau celte d'incinération du II-e siècle a.n.è à Ciumești -district de Carei (archéologue Vlăduțirra).

H. ASVADUROV, ELENA GÂTĂ. Solul silvestru nisipos din pădurea Valea lui Mihai.

Pl. II.



1



2

PLANŞA III

PLANŞA III

Fig. 1. — Benzi feruginoase subțiri (a) în materialul remaniat (culoarea închisă) al unui bordei din sec. V (b) limita superioară trăsată artificial ; c, benzile nisipurilor neafectate de vechile săpături (arheolog Vlad Zirra).

Bandes ferrugineuses (a) dans le matériel remanié d'une hutte du V-e siècle (b) limite supérieure tracée artificiellement; c, bandes sableuses non affectées par les anciennes fouilles (archéologue Vlad Zirra).

Fig. 2. — Dune și microdepresiuni la nord de Valea lui Mihai (raionul Marghita).

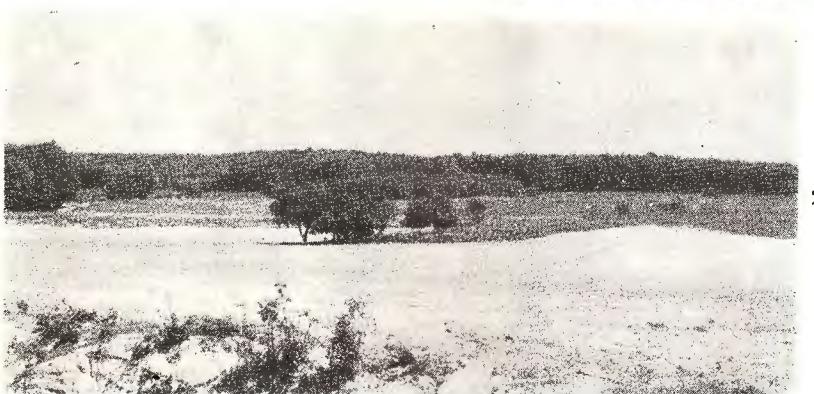
Dunes et microdépressions au N de Valea lui Mihai (district de Marghita).

Fig. 3. — Orizonturile cu ortsand formează uneori osatura rezistentă care contribuie la stabilitatea dunei.

Horizons à „ortsand” qui forment parfois un squelette résistant, qui contribue à la stabilité de la dune.

H. ASVADUROV, ELENA GÂTĂ. Solul silvestru nisipos din pădurea Valea lui Mihai.

Pl III.



aflate mai ales sub păduri. Ansamblul de benzi poate fi considerat fie ca un orizont B (fragmentat), fie ca un vechi orizont iluvial, devenit în prezent substratul litologic pe care s-a format solul actual.

Cele arătate ne determină să considerăm solul analizat ca un sol silvestru podzolit brun cu formare de ortsand în benzi. Acest sol este asemănător mai ales solurilor brune de pădure — kovarvani din R. P. Ungaria.

Cartările de detaliu vor deosebi solurile silvestre podzolite brune (mai ales sub pădure) de nisipurile sau regosolurile nisipoase, care au la baza lor benzi feruginoase ce aparțin unor vechi soluri erodate sau acoperite cu depozite recente.

Importanța solurilor nisipoase cu benzi feruginoase constă mai ales în faptul că, în comparație cu celelalte soluri nisipoase, ele prezintă o stabilitate mai mare la eroziune și un regim hidric și nutritiv mai bun.

BIBLIOGRAFIE

- Americkx J. (1960) La pédogenèse en Flandre sablonneuse. *PédoLOGIE*, X. Bucarest.
- Balogh K., Erdély M., Kretzoi M., Ronai A., Sümegehy I., Szentes F., Stöts E., Urbancsek J. (1956). Magyarország földtani térképe, szerkesztette : A magyar állami földtani intézet, M. 1 : 300.000.
- Bulgakov I. P. (1962) Dernovo-slabopodzolistic pescianile pocivii Bieloruscoi S. S. R. *Agrohimceasca haracteristica pociv SSSR*. Moscova.
- Cernescu N. (1964) Gheographisch-genetische Gliederung der zonalen Waldbodenotypen Rumäniens (Sylvestertyp der Bodenbildung). Sofia.
- Coteș P., Gheorghe V., Bozovici St., Stoeneșcu V. (1960) Aplicațiile practice de la orașul Brașov. *Natura*, Vol. XVI, nr. 2. București.
- Chirita C. D. (1955) Pedologie generală. Ed.-Ag. Silv. de Stat. București
- De Koninck F., Laruelle J. (1964) Pédogenèse dans des sols sableux glauconifères. VIII-ème Congr. Inter. de la Sci. du sol. Résumés des commun., vol. V.
- Dumânschi A. V. (1949) Coloizii (trad.) Ed. de Stat. București.
- Falks C., Riecken T. (1956) Physical and chemical properties of some Jowa soils profiles with clayiron bands. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 20.
- Găță Elena, Găță Gh. (1962) Determinarea sesvioxizilor liberi din soluri și sedimente. *D. S. Com. Geol.* vol. XIV.
- Iancu M. (1964) Formațiuni periglaciale pleistocene în Depresiunea Brașovului. *Natura*, vol. XVI, nr. 2. București.
- Jenny H., Smith G. D. (1935) Colloid chemical aspect of clay pan formation in soil profiles. *Soil Sci.* 39.
- Laatsch W. (1957) Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. Dresden und Leipzig.
- Liesegang Ed. R., Watanabe M. (1923) Kapillarität und Diffusion in der Geologie. *Kolloid Zeitschrift*.

- Oancea C. (1964) Chronoséquence des sols sableux d'Oltenie (partie sud-ouest de la Roumanie). *VIII-ème Congr. Inter. de la Sci. du sol. Résumés des communications.* Vol. V.
- Oprea C. V., Crișan I., Drăgan I., Opris I., Popescu P. (1957) Contribuții la cunoașterea și punerea în valoare a nisipurilor din partea de nord-vest a R.P.R. *Stud. cerc. St. ser. St. Agric.* Tom. IV^e nr. 1–2. Timișoara.
- Papu Corvin V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. St. București.
- Popescu A. L. (1964) Cu privire la perioada de sfîrșit a epipaleoliticului în nord-vestul și nord-estul României și unele persistențe ale lui în neoliticul vechi. *Stud. cercet. Ist. Veche.* 3 Tom. 15 Ed. R.P.R.
- Robinson H. G., Rich C. I. (1960) Characteristics of the multiple yellowish-red bands common to certain soils in the Southeastern United States. *Soils Sci. Am. Proc.* 3. Cincinnati. Ohio.
- Rode A. A. (1951) *Pocivonedenie.* Pag. 345. Moscova-Leningrad.
- Rogovoi P. P. (1960) Clasificarea i haracteristica lechchih pociv Beloruscoi SSR Povišenia plodorodia lelichih pociv. *Materiali naucino-metodiceskovo sovesciania.* Minsk.
- Spirchez Z., Răzmeriță I., Rațiu A. (1962) Împădurirea terenurilor nisipoase din nord-vestul țării. *Min. Agric.* București.
- Stefanovits P. (1953) A Nyírsági kovárványos homok. *Agrártudományok osztályának közleményei.* III. K. 1–2 Számából.
- Stefanovits P. (1956) Magyarország talajai. Akad. Kiado. Budapest.
- Stefanovits P. (1960) Kovarvanii pesoc-samostoiatelinii tip burlh lesnkh pociv. Povišenia plodorodia lechchih pociv. *Materiali naucino-metodiceskovo sovesciania* (Minsk). Moscova (1963) Magyarország talajai. Académ. Kiado. Budapest.
- Stefanovits P. (1964) Die Vorgänge in den braunen Waldboden als Grundlage ihrer Klassification. *Soils of Southeastern Europe.* Sofia.
- Tavernier R. (1964) La génèse des sols de la Belgique. *Pociv iugo-vostocinoi Evropt. Simpoz. pociv.* Sofia.
- Wurman E., Whitedside, Mortland M. M. (1959) Properties and genesis of finer textural Subsoil Bands in some sandy Michigan Soils. *Sci. Sci. Soc. Am. Proc.* 23.
- * * * Institutul Meteorologic (1961). Clima R. P. Române. *Date climatologice,* Vol. II. București.
- * * * Guide des excursions. Vol. I. *VIII-ème Congr. Inter. de la Science du Sol.*

LE SOL SYLVESTRE SABLEUX À BANDES FERRUGINEUSES DU BOIS VALEA LUI MIHAI

PAR

H. ASVADUROV, ELENA GÂTĂ

(Résumé)

En Roumanie, tout comme à l'étranger, on rencontre sur des sables ou sur des dépôts sableux, en milieu faiblement acide et acide, des sols présentant des bandes sableuses cimentées à oxydes ferriques. Dans la

plaine du Nir, au NW du pays, les sables et les sols à bandes ferrugineuses se trouvent sur des dunes hautes, drainées (Pl. I). Ils diffèrent des sols à couches ferrugineuses des secteurs influencés par l'eau phréatique riche en bicarbonate ferreux.

Pour l'origine pédogénétique de ces formations, la genèse des bandes ferrugineuses présente une importance toute spéciale. Les sables dans lesquels, pour des raisons diverses, ces bandes ont été partiellement détruites et refaites ultérieurement, nous font supposer leur origine pédogénétique (pl. II, fig. 1 et 2 ; Pl. III, fig. 1).

Le profil décrit et les données analytiques ci-jointes (tab. 1 et 2 et fig. 1) montrent que, dans l'occurrence, il peut être question d'un sol débasifié, où les fractions silico-ferriques migrées sont accumulées à certains niveaux. Les bandes mentionnées représentent des niveaux argilo-ferriques, correspondant à un horizon illuvial dans lequel la précipitation des colloïdes suppose une certaine rythmicité (démontrée par des expériences de laboratoire par C. F o l k s, T. R i e c k e n, H. R o b i n s o n, P. S t e f a n o v i c i). L'origine des bandes est due à des processus complexes de libération, migration et précipitation de sesquioxydes, de l'argile aussi parfois, dans les conditions d'une dynamique propre spécifique aux sables (pH entre 4 et 7) existant surtout au-dessous des forêts. L'ensemble des bandes peut être considéré comme un horizon B (fragmenté) ou comme un vieux horizon illuvial, à présent le substratum lithologique sur lequel le sol actuel s'est formé.

Le sol analysé peut être regardé comme un sol sylvestre podzolisé brun c'est à y dire : sol brun lessivé à formation d'orstand en bandes. Ce sol ressemble surtout aux sols bruns de forêt «kovarvany» de Hongrie.

L'importance des sols sableux à bandes ferrugineuses vient surtout de ce que, comparés aux autres sols sableux, ils opposent une plus grande stabilité à l'érosion (pl. III, fig. 3) et présentent un meilleur régime hydrique et nutritif.

EXPLICATION DE LA PLANCHE I

Répartition des sols et des sables à bandes ferrugineuses dans la Plaine du Nir.

1, dunes hautes (drainées) dans lesquelles on peut rencontrer des sables et des sols sableux à bandes ferrugineuses ; 2, dunes basses à sables et sols localement à nappe phréatique dans le substratum ; 3, secteurs localement marécageux, à sols et à gley ; 4, secteurs boisés ; a, forêts naturelles et vieilles plantations ; b. — plantations récentes ; 5, le profil analysé.

After the first year of the study, the mean age of the children was 2.5 years. The mean age of the mothers was 29.5 years. The mean age of the fathers was 31.5 years.

CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE
PE BAZA PROFILULUI CUATERNAR
DE LA SEMLAC (CÎMPIA TISEI)¹⁾

DE

N. FLOREA, H. ASVADUROV, GIANINA CIOFLICA²⁾

Abstract

Paleogeographical Considerations Based on the Quaternary Section of Semlac (Cîmpia Tisei). Based on the morphological, granulometric and palynological studies of the soils and loess deposits of a Quaternary section, a series of paleogeographical conclusions are established. The said section shows five reddish bands with the corresponding subjacent deposits, which have been grouped into three soil-subjacent deposit alternations, assigned to three subdivisions of the Würm glaciation. Based both on the features of "fossil soils" and of the subjacent loess-like deposits, completed by palynological data, the variation of the climatic conditions from the beginning of the Würmian up to date is shown.

În una din excursiile științifice organizate cu prilejul „Consfătuirii de Pedologie pe țară”, ținută la Timișoara în toamna anului 1960, am avut ocazia să observăm o deschidere artificială în depozitele cuaternare din malul Mureșului, la stația de pompare a apei de irigație de la Semlac (pe atunci în construcție). Această deschidere ne-a atras atenția în mod deosebit prin succesiunea clară, pe o mare grosime, a depozitelor loess- soide și a benzilor roșcate (considerate în general soluri fosile). Lipsa de date paleogeografice mai amănunțite pentru Cîmpia Tisei și faptul că acest profil de cuaternar urma să fie vizitat de participanții la al VIII-lea Congres Internațional de Știința Solului ne-a îndemnat să cercetăm această deschidere prin metoda pedologică și palinologică. Rezultatul acestui studiu se prezintă în cele ce urmează.

¹⁾ Comunicare în ședință din 20 aprilie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, Sos. Kiseleff 55, București.

Situarea geologică-geografică a profilului cercetat

Profilul studiat se găsește la sud-vest de Semlac, la marginea unui cîmp „martor de eroziune” situat pe partea dreaptă a luncii Mureșului (vezi pl., fig. 1). Acest cîmp se racordează ca altitudine, cu una din cîmpurile etajate ale piemontului Vinga situat pe stînga luncii Mureșului. Deoarece instalarea Mureșului pe direcția de scufundare Lipova—Arad și a platoului Vinga are loc în Holocenul Vechi (I. S ü m e g h y, 1944) este posibil ca o parte din depozitele piemontului Vinga să se păstreze și pe dreapta noului curs. În felul acesta s-ar explica faptul că în sectorul Semlac cîmpia înaltă (de 110—114 m), mărginită de un șes mai coborît (de 102—108 m)¹⁾, domină cîmpurile cu caracter de divagare (de 92—98 m) situate la nord-est, vest și sud-vest de ea.

La vest de Arad, fundamentul mai nou al cîmpiei îl formează pietrișurile (cu intercalări argiloase) levantine și pleistocene vechi ale unui „Mureș-panonian”, acoperite cu depozite de pietrișuri și nisipuri pleistocene vechi și medii ale „Mureșului-ardelean” (I. S ü m e g h y, 1944). Ultimele aluvionări fluviale s-au datorat depunerilor unor cursuri de ape cu caracter de divagare. Peste aceste aluviuni, în sectoarele neafectate de scufundările, pe compartimente, ale Holocenului vechi, ieșite din raza inundărilor fluviatile s-au depus pulberi eoliene. În felul acesta depozitele loessoide și argila roșcată a luat naștere din praful eolian selecționat în mare parte (după cum remarcă și I. S ü m e g h y, 1944) din aluviunile foarte fine ale riurilor de la sfîrșitul Pleistocenului. Aceste depozite eoliene, aflate într-o serie continuă, au putut fi examineate în deschiderea de la sud-vest de Semlac (vezi pl., fig. 2). Ele pot fi considerate ca fiind caracteristice pentru această parte a Cîmpiei Tisei.

Descrierea profilului

Profilul cercetat situat în malul drept al Mureșului la circa 5 km sud-vest de comuna Semlac (raionul Arad) prezintă cinci benzi roșcate separate de depozite loessoide. Aceste depozite, inclusiv loessul și solul actual ating o grosime de aproximativ 16 m (pl. I).

Descrierea morfostratigrafică a profilului este redată pe alternanțe de sol sau argilă roșcată împreună cu depozitul subjacent. Primele două alternanțe sunt monoalternanțe (constituite din sol sau argilă roșcată și depozitul subjacent), iar ultimele sunt polialternanțe (succesiuni de două sau mai multe monoalternanțe).

¹⁾ Profilul studiat se găsește la marginea de sud-vest a acestui șes.

Alternanța I

I S 0–1,50 m : sol cernoziomic, lut greu, cenușiu foarte inchis (10YR 3/1 cu 4/1) în stare uscată, brun foarte inchis (10YR 2/2) în stare umedă, nu face efervescentă.

I L 1,5–27 m : depozit loessoid ; lut mediu, brun foarte pal (10YR 7/4) în stare uscată, brun gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, fin poros, fine și rare vinișoare de CO_3Ca , efervescentă în puncte.

Alternanța II

II S 2,7–3,45 m : partea superioară a depozitului solificat ; argilă ușoară, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată, brun-cenușiu inchis (10YR 4/2) în stare umedă, separații ferimanganice punctiforme rare, mici bobovine, fin poros, compact, nu face efervescentă.

3,45–4,45 m : partea inferioară a depozitului solificat ; argilă ușoară, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată, brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, se desface în aggregate structurale mici cu muchii ascuțite, mici bobovine, nu face efervescentă.

II L 4,45–5 m : lehm cu textura lut-mediu — lut greu, brun (10YR 5/3) în stare uscată, brun-brun inchis (10YR 4/3) în stare umedă, se deslace în aggregate structurale mai mari ca depozitul precedent, rare bobovine mici ; nu face efervescentă.

5–5,9 m ; lehm cu textura lut greu, brun (10YR 5/3) în stare uscată, brun-brun inchis (10YR 4/3) în stare umedă, fin poros, nu face efervescentă.

Alternanța III

III S₁ 5,9–6,5 m ; partea superioară a depozitului solificat ; argilă ușoară, brun foarfe pal (10YR 7/4) în stare uscată, brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, foarte compact, separații de oxizi de Mn sub forma de vinișoare fine, nu face efervescentă.

6,5–7,5 m : argilă ușoară-medie, brun-roșcat (5YR 5/4) în stare uscată, brun-roșcat (5YR 4/4) în stare umedă, foarte compact, se desface în bulgări mari, vinișoare fine de oxizi de Mn, nu face efervescentă.

III L₁ 7,5–8 m ; lehm cu textura lut greu, brun-roșcat (5YR 5/4) în stare uscată, brun-roșcat (5YR 4/4) în stare umedă, foarte compact, bulgăros, separații punctiforme de oxizi de Mn, nu face efervescentă.

III S₂ 8–9,5 m ; argilă ușoară-medie, roșu gălbui (5YR 4/6) în stare uscată, brun-roșcat inchis (5YR 3/4) în stare umedă, foarte compact, pelicule coloidale de argilă, rare și mici pete de oxizi de mangani, nu face efervescentă.

III L₂ 9,15–10,25 : lehm cu textura lut mediu, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată, brun-gălbui (10YR 5/6) în stare umedă, separații punctiforme foarte frecvente de oxizi de Mn, fin poros, nu face efervescentă.

III L₂^k 10,25–11,20 m ; lut mediu, brun foarfe pal (10YR 7/4) în stare uscată, brun-oliv deschis (2,5Y 5/4) în stare umedă ; mai compact ca sedimentul precedent, fără concrețiuni de CO_3Ca , face efervescentă.

11,20–12,10 m ; depozit loessoid ; lut mediu, brun foarfe pal (10YR 7/4) în stare uscată, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare umedă, face efervescentă și are concrețiuni mari de CO_3Ca .

Alternanța IV

IV S₁ 12,10–12,60 m ; partea superioară a depozitului solificat, argilă, gălbui-roșcat (7,5YR 6/6), în stare uscată, brun-roșcat (5YR 4/4) în stare umedă compact, fin poros și poros, nu face efervescentă.

- 12,60—13,40 m : argilă ușoară-medie, brun-roșcat (5YR 5/4) în stare uscată, roșu-gălbui (5YR 4/6) în stare umedă, face efervescentă și are concrețiuni de CO_3Ca ; la bază între 13,30 și 13,40 m apare discontinuu un strat calcaros cimentat, brun foarte pal cu alb (10YR 7/3 cu 8/1) în stare uscată brun-cenușiu roz (7,5YR 5/4 cu 7/2) în stare umedă.
- IVL 1 13,40—13,80 m : depozit loessoid ; lut greu, brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare umedă, ușor cimentat, poros, vinișoare de CO_3Ca .
- IV S₂ 13,80—14,50 m : partea superioară a depozitului solificat invadată secundar de carbonați ; argilă ușoară, brun-gălbui deschis cu cenușiu-roz (10YR 6/4) în stare uscată, brun-gălbui (10YR 5/6) în stare umedă, foarte compact, poros, efervescentă, concrețiuni de CO_3Ca .
- 14,50—15,80 m : argilă ușoară-medie, brun-roșcat cu cenușiu roz și cenușiu deschis (5YR 4/3 cu 7/2 și 5Y 7/2) în stare uscată, brun-roșcat cu brun-roșcat deschis și cenușiu-oliv deschis (5YR 4/4 cu 6/3 și 5Y 6/2) în stare umedă, foarte compact, pete fine cu cu oxizi de Mn, vinișoare și concrețiuni de CO_3Ca , efervescentă slabă în puncte ; la 15,80 m piștiri de apă.
- 15,80—20 m ; argile vinete fără carbonați care trec spre bază în nisipuri amestecate cu prundiș mărunt.

Rezultatele analizelor

Observațiile de teren au fost completate cu analize de laborator ¹⁾ în ceea ce privește alcătuirea granulometrică, conținutul de carbonați și de humus și conținutul palinologic, obținându-se informații suplimentare importante (tabelul 1).

Variatia alcătuirii granulometrice pe verticală scoate clar în evidență succesiunea depozitelor loessoide sau de lehm și a argilelor roșcate (considerate ca soluri fosile) ultimele având întotdeauna o textură mai fină decât primele, ca urmare atât a condițiilor diferite de depunere a materialului, cît și a caracterelor deosebite ale proceselor pedogenetice ce au avut loc în vremea respectivă.

Depozitele loessoide sau de lehm din deschiderea cercetată se caracterizează printr-o compoziție granulometrică considerată în general tipică pentru loessuri, în care predomină fracțiunea praf (2—20 μ) și praf grosier (sau nisip foarte fin, 20—60 μ), fracțiunea nisip întlnindu-se într-o proporție neînsemnată. În medie, aceste depozite conțin 26 (22)—32% argilă (sub 2 μ), 23—33% praf (2—20 μ), 35 (32)—45% praf grosier (20—60 μ), mai puțin de 2—4% nisip fin (de 60—200 μ) și mai puțin de 0,2—0,6% nisip grosier (200—2 000 μ). Excepție face o probă

¹⁾ Analizele chimice au fost efectuate de laboratorul de pedologie din „Intreprinderea de Prospecții și Laboratoare” din Comitetul Geologic, iar analizele sporopollenice în laboratorul Institutului Geologic.

care conține mai multă argilă (43%) și mai puțin praf grosier ($\approx 28\%$) ; această probă (III L₁) constituie un lehm de tranziție spre depozite argiloase. Comparând datele granulometrice ale acestor depozite loessoide cu alte date similare din literatură, se constată o mare asemănare între ele.

Argilele roșcate, ce reprezintă în general soluri fosile formate într-un climat relativ umed, prezintă o textură variată de la lut la argilă, caracterizându-se printr-un procent mai variabil de argilă decât depozitele loessoide ; conțin 38—51% argilă, 24(19)—29% praf, 26(23)—30% praf grosier (nisip foarte fin), sub 1—2% nisip fin (60—200 μ) și sub 0,1—0,5% nisip grosier. Conținutul mai mare de nisip grosier (cca 2%) ce se constată la cîteva probe este numai aparent, deoarece valorile respective au fost determinate de prezența bobovinelor în sol (metoda de analiză utilizată la Comitetul Geologic — decalcarizare și debazificare cu acid acetic — nu duce la distrugerea acestor neoformații pedogenetice).

Comparând compoziția granulometrică a argilei roșcate cu cea a materialului subjacent se constată diferențe foarte importante în conținutul de argilă (10—25%) în cazul alternanțelor mai vechi și ceva mai mici (6—7%) în cazul alternanțelor recente, fapt care ne îndreptățește a presupune existența unor diferențe climatice mult mai mari în trecut între perioada formării loessurilor și cea a formării argilelor roșcate.

Observăm, de asemenea din datele de care dispunem că unele soluri fosile se caracterizează prin migrare de argilă (solurile III S₁ și IV S₁) (amintim că la solul III S₂, din cuprinsul căruia nu dispunem însă decât de o probă, se pot observa morfologic foarte clar pelicule de argilă).

Este de remarcat faptul că cele 3 soluri fosile (argile roșcate) mai vechi (III S₂, IV S₁, IV S₂) sunt asemănătoare în ceea ce privește conținutul de particule fine ; la solurile fosile mai recente se constată o scădere treptată progresivă a procentului de particule fine atât în solurile succeseive, cât și în depozitele de loess (lehm) corespunzătoare. Acest fapt poate fi interpretat ca o scădere continuă a umidității în ultima parte a Cuaternarului.

În ceea ce privește conținutul de humus al solurilor fosile, se știe că acesta este în general puțin concluzionant datorită faptului că materia organică este în cea mai mare parte oxidată. Totuși, deși diferențele sunt foarte mici, constatăm că solurile fosile se caracterizează printr-un conținut mai ridicat de humus (0,4—0,6%) decât depozitele loessoide sau de lehm (0,15—0,4%).

TABELA

Date

Profilul cuaternar de la
Recoltat de N. Florea și
Analizat de
Rezultate sunt exprimate

Stratul și adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %						
	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,06 mm	0,06–0,1 mm	0,1–0,2 mm	0,2–2 mm	> 0,001 mm
I.S 70–85	37,8	28,2	27,9	1,6	0,3	0,4	33,8
I.L. 225–255	31,9	28,7	34,9	2,2	0,8	0,6	27,8
II.S 305–320	38,1	28,6	27,9	1,5	0,8	1,9	34,2
380–395	38,8	25,9	29,8	1,7	0,8	2,0	36,8
II.L 460–475	31,3	23,8	36,6	3,6	1,2	2,6	28,7
535–550	30,9	29,1	35,9	2,8	0,3	0,2	27,6
III.S ₁ 600–615	40,7	27,0	29,7	1,3	0,5	0,3	39,2
660–675	47,7	24,9	25,6	0,4	0,5	0,3	43,3
720–735	49,2	24,3	24,8	0,9	0,3	0,0	37,1
III.L ₁ 770–785	43,1	26,7	27,7	1,5	0,3	0,1	04,7
III.S ₂ 850–870	51,1	18,7	27,9	1,3	0,4	0,6	50,8
III.L ₂ 960–975	26,4	23,3	45,2	4,5	0,4	0,1	25,4
III.L ₂ ^k 1 060–1 075	19,6	25,4	40,0	3,1	0,6	1,0	19,2
1 160–1 175	22,2	26,7	34,1	1,7	0,4	0,5	21,4
IV.S ₁ 1 230–1 245	40,8	26,4	27,9	1,0	0,3	0,1	38,1
1 290–1 310	43,2	23,4	27,3	1,0	0,1	0,3	41,7
IV.L ₁ 1 350–1 360	27,5	28,0	27,3	1,0	0,1	0,2	41,7
IV.S ₂ 1 400–1 420	39,3	27,9	27,1	1,1	0,1	0,1	37,1
1 470–1 490	49,9	24,4	22,9	1,3	0,4	0,1	47,6

Variația conținutului de carbonați în succesiunea de strate cerceata arată în general prezența unor cantități mai mari de CO_3Ca în depozitele situate între solurile fosile. În cele mai vechi depozite de loess conținutul de carbonați variază între 10 și 16%; apar de asemenea și concrețiuni de CO_3Ca . În ultimile trei depozite (I L, II L, III L₁) ca și în partea superioară a depozitului imediat mai vechi (III L₂) (lăsând la o parte loessul actual) constatăm un conținut foarte mic de CO_3Ca (0,2–1,4%) pe care îl considerăm ca secundar, fapt ce este în concordanță cu aspectul morfologic al depozitului. Lipsa carbonaților în depo-

LUL 1

analitice

Semlac raionul Arad)

H. Asvadurov

P. Vasilescu

față de solul uscat la 105°

0,01 mm v	Humus %	CO ₃ Ca %	Fracțiuni granulometrice în % recalculate la partea silicatică							
			0,002 mm v	0,002—0,02 mm	0,02—0,06 mm	0,06—0,1 mm	0,1—0,2 mm	0,2—2 mm v	0,001 mm	0,01 mm v
51,2	2,95	0,27	39,2	29,3	28,9	1,6	0,3	0,4	35,1	53,1
45,1	0,58	0,67	32,1	28,9	35,2	2,2	0,8	0,6	28,9	45,3
53,3	0,57	0,68	38,5	28,9	28,2	1,5	0,8	1,9	34,5	52,8
53,2	0,43	1,13	39,1	26,1	30,1	1,8	0,8	2,0	37,1	53,6
41,6	0,42	1,42	31,5	24,0	36,9	3,6	1,3	2,6	28,9	41,9
43,8	0,32	1,43	31,1	29,3	36,2	2,8	0,3	0,2	27,7	44,1
54,6	0,31	0,42	40,9	27,1	29,8	1,3	0,3	0,3	39,4	43,8
60,4	0,42	1,13	47,9	25,1	25,7	0,4	0,5	0,4	46,5	60,7
60,9	0,42	0,91	49,4	24,4	24,9	0,9	0,3	0,0	47,2	61,1
57,3	0,36	0,86	43,3	26,8	27,9	1,5	0,3	0,1	40,8	57,6
60,7	0,53	0,64	51,1	18,7	27,8	1,3	0,4	0,5	50,8	60,7
36,8	0,30	0,86	26,4	23,3	45,2	4,5	0,4	0,1	25,4	38,8
30,2	0,16	10,80	19,7	28,3	45,5	3,5	0,6	1,1	21,4	33,6
33,6	0,29	4,91	22,2	31,1	39,8	2,0	0,4	0,6	24,9	39,2
54,1	0,31	3,59	40,8	27,3	28,8	1,1	0,3	0,1	39,4	55,9
55,2	0,39	8,36	43,5	25,6	25,6	1,1	0,4	0,3	45,5	60,2
40,7	0,16	16,36	27,5	33,3	32,4	1,2	0,2	0,2	30,5	48,3
53,2	0,20	3,48	39,3	29,1	28,3	1,2	0,2	0,1	30,6	55,4
63,2	0,27	1,39	49,9	24,6	23,1	1,3	0,4	0,1	48,0	63,7

zitul cu aspect loessoid — denumit din această cauză lehm — reflectă, desigur, existența unor condiții climatice relativ umede în timpul depunerii materialului respectiv.

Analizele palinologice efectuate, arată predominarea unor plante caracteristice pentru silvostepă sau pădure; alături de conifere și foioase (la unele nivele foioase termofile) apar diverse ierburi, iar uneori și mușchi sau ferigi. Rezultatele obținute pentru fiecare probă în parte și interpretarea paleoclimatică a acestor date corelată cu datele pedologice sunt redate în tabelul 2.

TABELUL 2

Profilul de Cuaternar de la Semlac (Câmpia Tisei). Interpretarea paleogeografică a ciatelor

Stratul și adâncimea în m	Caracterele importante ale solului sau depozitului dintre soluri	Conținutul palinologic (în general sărac)	Caracteristicile climatice corespunzătoare	Vîrstă probabilă
I S 0–2 m	Solul actual cu caracter de cernoziom (lut greu)	<i>Compositae, Chenopodiaceae, Artemisia; Pinus, Alnus, Quercus, Ulmus; Spori</i>	Climat semiarid	Holocen
I L 2–2,7 m	Depozit loessoid sărac în carbonați (lut greu)	Spori ; <i>Compositae, Ulmus</i>	Climat semi-umed temperat	
II S 2,7–4,45 m	Sol de pădure bine dezvoltat (argilă ușoară)	Spori ; <i>Pinus, Quercus; Compositae, Caryophyllaceae</i>	Climat umed temperat	Würm III
II L 4,45–5,9 m	Lehm (fără carbonați) ; (lut mediu-lut greu)	<i>Tilia, Quercus; Compositae; Spori</i> (spre bază)	Climat semiumed ; temperat-cald	Würm II ₂ -Würm III
III S ₁ 5,9–7,5 m	Sol de pădure (roșcat) bine dezvoltat ; (argilă ușoară)	<i>Pinus, Quercus, Tilia, Pterocarya; Compositae, Gramineae, Chenopodiaceae, Spori,</i>	Climat umed temperat-cald ?	Postwürm II ₂
		Spre bază : <i>Quercus; Chenopodiaceae, Gramineae</i>	Climat umed temperat	Würm II ₂
III L ₁ 7,5–8 m	Lehm (fără carbonați) (argilă ușoară)	<i>Spori ; Tilia, Fagus; Chenopodiaceae</i>	Climat semi-umed temperat (temperat cald)	Würm II ₁ -II ₂
III S ₂ 8–9,15 m	Sol de pădure (intens roșcat) bine dezvoltat ; (argilă ușoară)	<i>Tilia, Ulmus, Quercus, Juglans, Alnus, Acer, Pinus; Gramineae, Chenopodiaceae</i>	Climat umed temperat cald	Postwürm II ₁

(tabelul 2 continuare)

Stratul și adâncimea în m	Caracterele importante ale solului sau depozitului dintre soluri	Conținutul palinologic (în general sărac)	Caracteristicile climatice corespunzătoare	Vîrstă probabilă
III L ₂ 9,15— —10,25	Lehn (fără carbonați) (lut mediu)	<i>Tilia, Quercus; Chenopodiaceae, Polygonaceae</i>	Climat semi-umed temperat	Würm II ₁
III L ₂ 10,25— —12,10	Depozit loessoid (cu carbonați) lut ușor-lut mediu	<i>Pinus, Acer, Alnus, Quercus, Tilia; Compositae</i> <i>Tilia, Pterocarya: Chenopodiaceae, Caryophyllaceae</i>	Climat semi-arid temperat pînă la cald	Würm I ₂ -- Würm II ₁
IV S ₁ 12,30— 13,40	Sol de pădure bine dezvoltat (argilă ușoară)	Spori; <i>Pinus, Quercus, Acer, Tilia; Compositae, Chenopodiaceae; spre bază Betula</i>	Climat umed temperat (ceva mai răcoros)	Würm I ₂
IV L ₁ 13,40— —13,80	Depozit loessoid cu carbonați (lut greu)	<i>Umbelliferae; Gramineae Tilia, Salix</i>	Climat semi-arid temperat	Würm I ₁ Würm I ₂
IV S ₂ 13,80— —15,80	Sol de pădure (roșcat) bine dezvoltat argilă ușoară și medie (spre bază)	<i>Tilia, Quercus, Pinus Compositae, Gramineae</i>	Climat umed temperat	Würm I ₁
15,80— —17,40	Argilă vineție	—		Prewürmian
17,40— —19,50	Nisip cu piatrîs	—		

Discuții generale asupra interpretării datelor

Înainte de a trece la interpretarea observațiilor și datelor de mai sus, considerăm necesar să ne oprim asupra unei probleme mult discutate în literatură, aceea a raportului dintre depozitele de loess și soluri pe de o parte și fazele glaciare sau interglaciare (respectiv stadiale sau interstadiale) pe de altă parte. Nu vom analiza aici literatura din jurul acestei probleme, care de altfel este prezentată în lucrările recente ale lui E. m. Protopopescu - Pake și M. Spirescu (1963) și M. Popovăț și col. (1964). Există în general în această problemă două păreri principale : unii cercetători sunt de părere că loessul se depune în glaciare (sau stadia), iar solul se formează în interglaciare — părere susținută la noi de M. Popovăț, Ana Conea etc.; alții cercetători susțin dimpotrivă că solul se formează în perioadele glaciare (sau stadiale) mai umede, iar loessurile se depun în interglaciare (sau interstadiale) mai uscate. Ultima părere este susținută la noi de E. m. Protopopescu - Pake și în deosebi de M. Spirescu. Aceștia aduc o contribuție originală la această problemă (1963) arătând că de fapt materialul eolian se depune în permanență mai intens în fazele uscate interglaciare (interstadiale) care — în condițiile de stepă — duc la formarea complexelor cernoziomico-loessice și mai puțin intens în perioadele glaciare (stadiale) umede, cind particulele depuse pe suprafața solului — în condițiile zonei silvestre — se integreză în sol care, dezvoltându-se pe verticală, lasă sub el un material lipsit de carbonați și baze și chiar de microstructura caracteristică loessului; în acest ultim caz este posibil, deci, ca între două soluri îngropate să apară un depozit, cu aspect mai mult sau mai puțin loessoid, lipsit sau sărac în carbonați, situație întâlnită de noi în profilul de la Semlac, fapt pentru care am acordat o atenție deosebită părerii emise de E. m. Protopopescu - Pake și M. Spirescu.

Nu vom examina nici variantele argumente pro și contra, aduse în legătură cu susținerea sau combaterea celor două păreri. Considerăm totuși că este cazul să arătăm că N. Floro (1930), unul dintre cei mai buni cunoșcători ai solurilor fosile din sudul U.R.S.S., deși a admis că solul de tipul cernoziomului se formează în timpul întreglaciului cu climat arid, totuși a fost nevoit — pentru a putea explica formarea solurilor cu orizont B — să împingă perioada de formare a solului și în preglaciare și în glaciare, care au climat umed ; loessul se depune după N. Floro în postglaciare, (prin care autorul înțelege faza topirii ghețarilor). De asemenea G. Murgoci, încă din 1910, arată că atât loessul, cât și depozitele roșcate sau brune trebuie considerate soluri vechi, deosebindu-se

numai prin condițiile climatice în care s-au format ; din această cauză, denumirea de soluri îngropate sau fosile „nu mi se pare cu totul potrivită” spune G. M u r g o c i (1910). Tot în aceeași lucrare G. M u r g o c i arată că „stratele de sol, care acoperă în prezent Cîmpia Română, s-au format nu numai prin metamorfoza loessului din subsol, ci și printr-un adaus de materie minerală adusă din alte părți, prin procese eoliene sau proluviale”, ceea ce arată că G. M u r g o c i era de părere că depunerea loessului are loc în permanență în regiunile de cîmpie.

Pentru a încerca să dăm un răspuns la problema perioadei în care s-au format solurile și depozitele loessoide este necesar ca această problemă să fie examinată nu numai în timp, ci concomitent și în spațiu ; analizînd astfel problema vom constata că ea capătă o rezolvare diferită de la caz la caz, în funcție de poziția în timp și în spațiu pe care o are locul examinat față de regiunea ghețarilor.

Pentru a explica mai ușor acest lucru ne servim de schița alăturată (pl. II), în care este redată cu totul schematic, o variație oare care în timp, a înaintării și retragerii ghețarilor, la diferite latitudini (sau altitudini, în cazul masivelor muntoase) ; în exteriorul regiunii ocupate de ghețari sunt conturate 3 zone principale — după modelul celor actuale — deosebite din punct de vedere al condițiilor climatice și al proceselor de depunere a pulberilor. Acestea, redate tot schematizat, sunt următoarele :

a, zona în care precumpănește solificarea de climat umed; nu se depune sau se depune puțin material eolian fin (aleuro-pelitic sau pelitic) ce este înglobat în sol ; la baza solului se întâlnește de obicei lehm (material loessoid fără carbonați) rezultat prin transformarea (în procesul de solificare) a materialului eolian depus ; între această zonă și ghețari se află o zonă de tundră în care se poate depune loess „periglacial”, în deosebi în faza topirii ghețarilor¹⁾.

b, zona în care precumpănește solificarea de climat de semiarid-semi-umed ; are loc depunerea moderată de material eolian aleuritic, ce este incorporat în sol ; la baza solului se acumulează loess cu conținut moderat — ridicat de carbonați (complex „cernoziomicoloessic”).

c, zona în care precumpănește depunerea de material aleuritic mai puțin fin ; se formează loess „continental” cu conținut ridicat de carbonați ; solul, slab dezvoltat, este întîlnit totdeauna la partea superioară a

¹⁾ În ultimele lucrări se face distincție între loessul periglacial și loessul continental (J. K. Charlesworth, 1957) sau „Tundra loess” și „Steppenoess” (P. Woldstedt, 1958), în funcție de regiunile naturale în care s-au depus.

depozitului loessoid, deoarece pe măsură ce se depune material urmele solului respectiv îngropat dispar treptat prin oxidarea materiei organice.

Examinînd acum schema se constată ușor că în unul și același moment, fie că ne aflăm în timpul unei perioade glaciare, fie al uneia interglaciare, putem să avem în diferite puncte de pe suprafața uscatului diferite situații : într-un anumit punct de pe suprafața uscatului depunere de loess, în altul solificare de tipul cernoziomului asociată cu formare de loess, în altul solificare de tipul silvestru etc. Iată deci că problema perioadei în care se formează solul, mult discutată, se rezolvă în mod diferențiat, de la caz la caz în unele condiții loessul formîndu-se în interglacial (interstadial), în alte condiții formîndu-se în glacial (respectiv stadial).

Dacă luăm unul și același punct și urmărim, tot pe schemă, ce se întîmplă în decursul timpului, paralel cu înaintarea și retragerea ghețarilor (istorie care este înregistrată în diferite profile de cuaternar) vom constata, cum este și firesc, situații diferite în puncte geografice diferite. În schemă sint redate, ca exemple, patru profile care corespund la asemenea situații. În cazul primului profil, punctul geografic respectiv a fost ocupat în primul stadial de ghețari, care la retragerea lor au lăsat morenă ce s-a solificat în interstadialul următor ; în următorul stadial s-a depus loess periglaciar care s-a solificat în următorul interstadial. Mai departe, punctul respectiv fiind situat în vecinătatea regiunii glaciare a primit eventual neînsemnate cantități de material eolian înglobate în solul format anterior (sol care prezintă desigur numeroase fenomene criogene), fără ca aceste oscilații să fie vizibil înregistrate în profilul cuaternar ; abia în interglacialul următor în condițiile unui climat mai uscat este posibilă depunerea loessului urmată în perioada glacială următoare de o solificare de regiune umedă (vezi pe schiță profilul A și linia A pe schemă).

În cazul ultimului profil (profilul și linia C) situat în permanentă într-un climat mai mult sau mai puțin uscat se constată numai în timpul primului interglacial formare de cernoziom pe loess (în general foarte greu de decelat), în următoarele interglaciare și glaciare — cînd aci au dominat condiții foarte aride — neînregistrîndu-se decît o continuă depunere de loess, în care practic nu pot fi delimitate glaciațiunile.

În cazul celorlalte două profile (B și C) situate în exemplul luat într-o regiune în care condițiile climatice au oscilat în permanentă de la climat umed (și în general mai rece) în timpul perioadei glaciare la climat mai uscat (și în general mai cald) în timpul fazei interglaciare au putut fi înregistrate toate oscilațiile glaciațiunii în alternanțele succesive de soluri fosile și loessuri, fazele glaciare fiind marcate după caz prin soluri de stepă

(în general slab conturate) sau prin soluri de pădure (la baza cărora apare uneori un sol de stepă), iar fazele interglaciare prin depozite loessoide (vezi profilele).

Tot din schema prezentată se poate observa ușor că începutul unei faze de solificare sau de depunere a loessului nu coincide întotdeauna cu începutul sau sfîrșitul unei faze glaciare sau interglaciare, ci poate exista un decalaj, pozitiv sau negativ, între acestea.

Acest mod de a concepe problema alternanțelor de soluri fosile și loessuri dă de asemenea, o bază pentru a explica apariția polialternanțelor sol-loess („complexelor de soluri”) în cadrul aceluiasi glaciar (stadial) sau interglacial (interstadial) și mai ales pentru a explica de ce într-un loc apar asemenea polialternanțe ce conțin un număr variat de soluri. Într-adevăr, să considerăm linia de oscilație a regiunii glaciare nu ca o linie relativ continuă, ci sinuoasă (vezi pl. II, fragmentul cel mai sinuos al curbei). Aceste mici variații ale regiunii glaciare se transmit cantitativ și în zonele externe (eventual cu o anumită întârziere în timp), însă ele nu se înregistrează calitativ decât la tranzitia dintre zonele respective (cazul liniei B), unde se vor observa variații de scurtă durată, spre exemplu de la un climat mai uscat la unul mai umed sau invers, care se înregistrează în profilul de cuaternar prin alternanța solurilor și depozitelor loessoide corespunzătoare; în interiorul unei zone, miciile variații climatice care desigur se transmit, nu reușesc să modifice calitativ caracterul climei și deci al procesului ce are loc, astfel că în acest caz nu va apărea în profilul de cuaternar o alternanță de sol-loess corespunzătoare.

Cele de mai sus pot fi rezumate în următoarele :

Solurile se pot forma atât în glaciar (stadial) cât și în interglacial (interstadial), ca de altfel și depozitele de loess; dacă se formează sol sau loess, aceasta depinde de condițiile existente în punctul respectiv;

În zona ocupată în glaciar (stadial) de ghețuri solul se formează în interglacial (interstadial), de obicei pe morena lăsată de ghețuri;

În zona caracterizată prin variații de climă de la umed la semiarid (arid) sau de la semiarid la arid în perioada glaciațiilor, solurile fosile îngropate s-au format în timpul glaciarului (stadialului), iar depozitele loessoide sau de lehm în timpul interglacialului;

În zona aridă chiar în perioada glaciară (stadială) are loc formarea continuă de loess, cu slabă solificare la suprafață, fără a se observa clar soluri îngropate;

Nu se înregistrează întotdeauna în profilul de cuaternar (coloana stratigrafică) toate glaciarele (stadiale) și interglaciarele (interstadialele),

astfel că orice paralelizare geocronologică a depozitelor de loess și solurilor fosile trebuie făcută cu rezervă; această situație se referă în deosebi la regiunile ce au avut climat foarte umed sau foarte arid sau la cele de tranziție spre acestea; în regiunile ce au avut variații de climat de la umed (semiumed) la semiarid sunt toate premizele să se fi înregistrat în profilul cuaternar toate oscilațiile glaciațiilor.

În ceea ce privește interpretarea condițiilor climatice pe baza studierii succesiunii alternanțelor de sol și depozit subjacent pot fi presupuse unele criterii expuse pe scurt în cele ce urmează:

Textura materialului eolian depus este cu atât mai grosieră cu cât clima este mai aridă și cu cât sursa de material este mai apropiată;

Conținutul în carbonați al loessurilor este cu atât mai mare cu cât condițiile climatice în care se formează sunt mai aride; lehmurile, care sunt lipsite de carbonați, caracterizează în general climatul semiarid pînă la umed, fapt dovedit de altfel și de prezența frecventă în acestea a unor separații de oxizi de mangan;

Solurile cu caracter cernoziomic reflectă un climat semi-arid;

Solurile cu orizont B argilo-iluvial reflectă un climat umed;

Solurile podzolice și cu fenomene criogene reflectă un climat umed și rece;

Solurile roșii, cu care se încheie de obicei o succesiune de depozit loessoid — (cernoziom) — sol de pădure se pare că corespunde fazei post-stadiale, cind climatul se încălzește rămînind încă suficient de umed.

Interpretarea datelor profilului de la Semlac

Profilul de Cuaternar de la Semlac a fost situat în permanentă într-o zonă cu oscilații climatice care au permis formarea continuă și succesivă a alternanțelor sol — depozit eolian, alternanțe care reflectă concludent oscilațiile glaciațiilor în ultima parte a Cuaternarului.

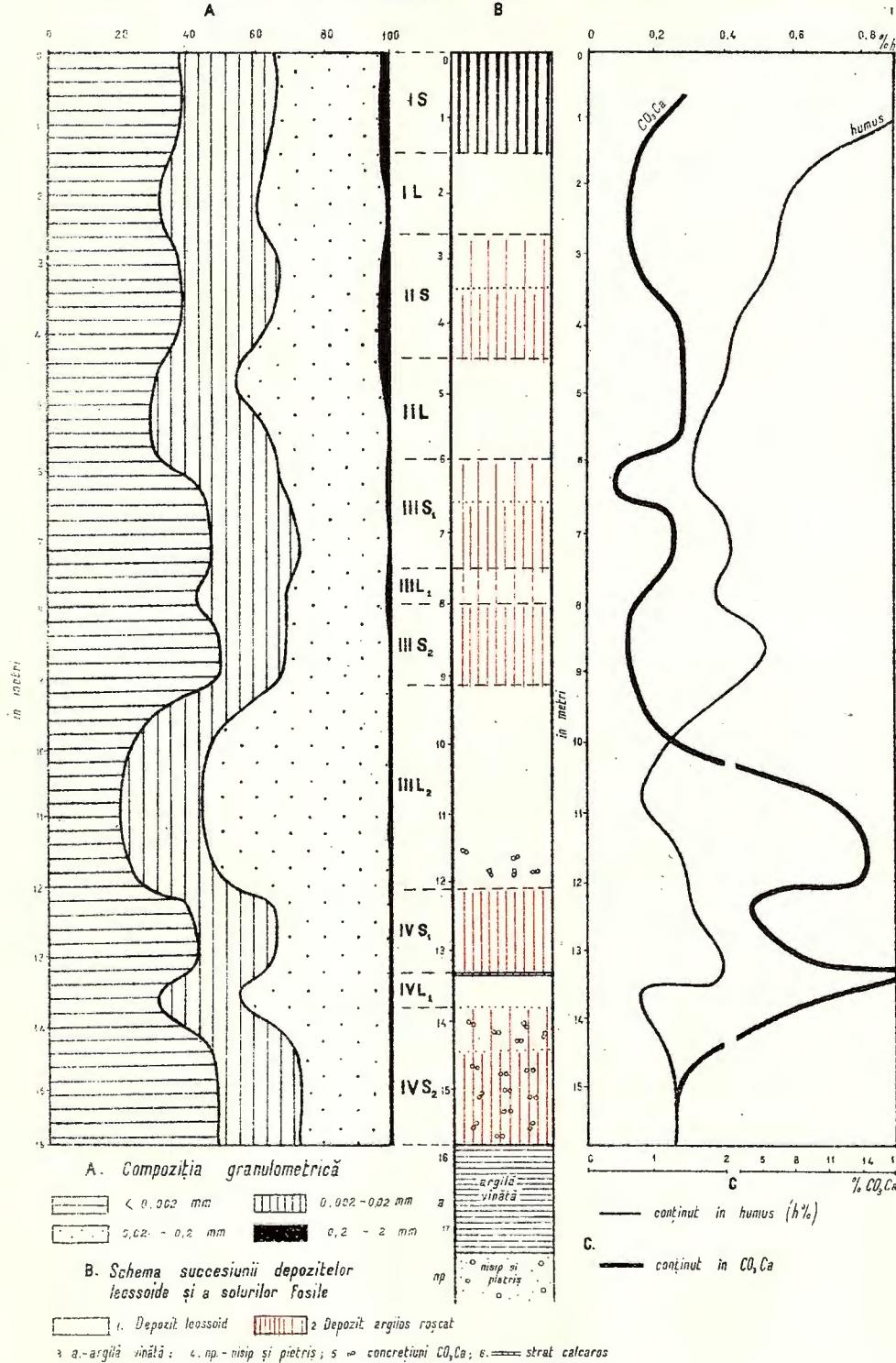
Datele pedologice și palinologice au fost interpretate ținând seama de concepția și criteriile prezentate anterior; rezultatul acestei interpretări se află expus în tabelul 2. Vîrsta atribuită diferitelor formațiuni reprezintă o încercare de a stabili o cronologie bazată pe corelarea interpretării pedo-bioclimatice cu fazele ultimei glaciații.

După cum se observă în tabelul 2 se constată că după faza unor depunerি aluviale corespunzătoare unui Riss-Würm I sau chiar fazei initiale a Würmianului a urmat o perioadă lungă de depunerি eoliene care pot fi atribuite în întregime Würmianului (cu cele 3 stadiale). În decursul

PROFIL SCHEMATIC SI DATE ANALITICE ASUPRA SECTIUNII DE LA SEMLAC

N.FLOREA, H.ASVADUROV, GIANINA CIOFLICA: Observații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac

PI I

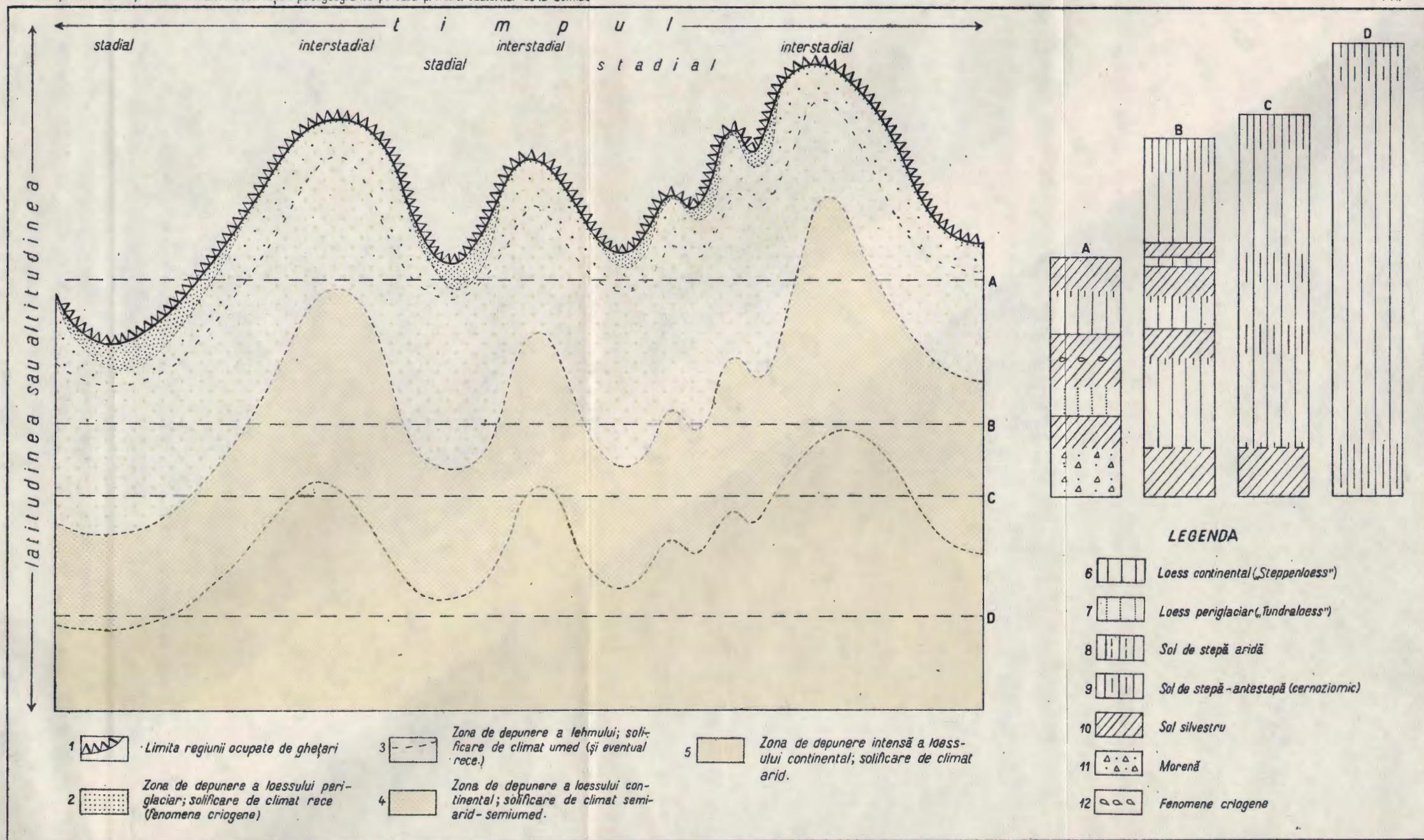


SCHEMA FORMĂRII SOLURIOR ȘI DEPUNERII LOESSURILOR ÎN FUNCȚIE DE ÎNAINTAREA ȘI RETRAGERA GHETĂRILOR

N.FLOREA, H.ASVADUROV, GIANINA CIOFLICĂ: Observații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semiac

După N. FLOREA

P11



EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

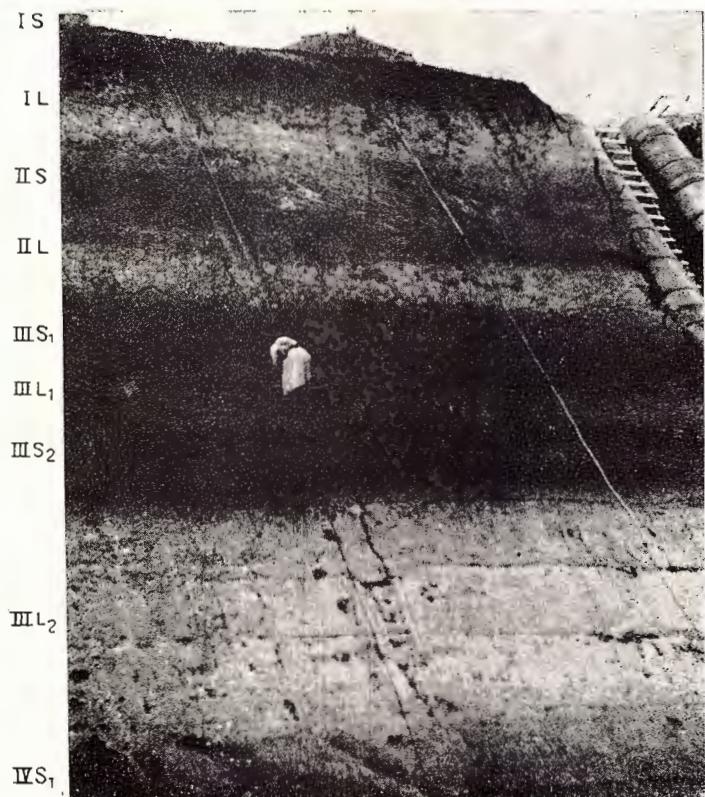
Fig. 1. — Lunca Mureşului la Semlac.

Lunca (plaine alluviale) du Mureş à Semlac.

Fig. 2. — Succesiune de soluri și depozite loessoide în profilul de la Semlac (explicațiile notărilor este dată în text).

Succession de sols et dépôts loessoides dans le profil de Semlac (l'explication des notations se trouve dans le texte).

N. FLOREA, H. ASVADUROV, GIANINA CIOFLICA. Profilul cuaternar de la Semlac.



Würmianului în regiunea respectivă s-au succedat următoarele faze pedo-bioclimatice :

În stadialul Würm I a predominat un climat umed temperat, uneori relativ răcoros întrerupt de o fază semiaridă ; solurile formate în fazele umede sunt soluri de păduri cu argilizare intensă.

În interstadial Würm I — Würm II considerăm că a existat un climat semiarid, temperat pînă la cald, în care s-a depus un loess cu conținut moderat de carbonați.

În stadialul Würm II, care începe cu un climat semiumed temperat, domină un climat umed-temperat pînă la temperat cald întrerupt de o fază semiumedă temperată-temperat caldă, care desparte acest stadial în două substadiale. Fazele umede mai calde corespund la cele două faze postmaximale ale substadiilelor. În timpul substadiilelor s-au dezvoltat soluri de pădure intens argilizate, ultimul cu un pronunțat colorit roșcat (legat probabil de existența unor perioade mai calde în cursul anului).

În interstadialul Würm II — Würm III climatul rămîne temperat cald devenind însă semi-umed ; din acest timp s-a păstrat un depozit loessoid fără carbonați.

În stadialul Würm III climatul devine din nou umed temperat, condiții în care a luat naștere un sol de pădure bine dezvoltat.

În Holocen climatul devine din ce în ce mai puțin umed ajungîndu-se la climatul semiarid temperat de azi caracterizat prin sol de tipul cernoziomului dezvoltat pe un depozit loessoid.

Profilul de la Semlac, pe o adâncime de circa 16 m, cuprinde deci 4 „alternanțe de sol-depozit loessoid” (ultimele două fiind polialternanțe, formate din cîte două soluri cu depozitele corespunzătoare). Aceste alternanțe ar corespunde celor trei stadiale ale glaciarului Würm echivalat cu Pleistocenul superior și Holocenul ; depozitele aluviale din bază ar putea reprezenta începutul Pleistocenului superior sau sfîrșitul Pleistoce-nului mediu.

BIBLIOGRAFIE

- Charlesworth J. K. (1957) *The Quaternary era (in two volumes)*. Edward Arnold London.
- Florov N. (1930) Cuaternarul în Basarabia. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924—1925). București.
- Florov N. (1930) Cuaternarul în stepele Mării Negre și repartizarea humusului și solurilor în stepele din sudul Basarabiei. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XV (1926—1927). București.

- Murgoci G. M. (1910) The climat in Rumania and vicinity in the late quaternary time. Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Stockholm. (Publicată și în românește în „Opere alese” Edit. Acad. R.P.R., București 1957).
- Popovăț M. (1944) Recherches sur le loess : Une coupe à Slobozia Veche (Ialomița) C. R. Inst. Géol. Roum. XXIX, 1940–1944.
- Popovăț M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P., (1964) Loessuri și soluri fosile în podișul Dobrogei sudice. Com. Geol. Studii tehnice și economice, Seria C, nr. 12. București.
- Protopopescu-Pache Em., Spirescu M. (1963) Relații între pedogeneza și litogeneza eoliană. Com. Geol.. Studii tehnice și economice, Seria, C. nr. 11. București.
- Sümeghi I. (1944) Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása. Budapest.
- Woldstedt P. (1958) Das Eiszeitalter. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.

CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES SUGGÉRÉES PAR LE PROFIL QUATERNAIRE DE SEMLAC (PLAINE DE TISA)

PAR

N. FLOREA, H. ASVADUROV, GIANINA CIOFLICĂ

(Résumé)

Le profil quaternaire étudié est situé au bord d'un champ haut, du côté droit de la lunca (plaine alluviale) du Mureș (à l'W d'Arad) ; il présente cinq bandes rousses séparées par des dépôts loessoïdes, qui atteignent, ensemble, environ 16 m d'épaisseur (planche, fig. 1 et 2). Les sols fossiles enfouis (y compris les dépôts sous-jacents) ont été groupés en quatre alternances de sol — dépôt sous-jacent ; le texte en présente la description détaillée.

Les analyses granulométriques (tableau 1) mettent en évidence la succession des dépôts loessoïdes (ou de lehm) et celle des argiles rousses (considérées généralement comme des sols fossiles). Les dépôts loessoïdes ou de lehm se caractérisent par une composition granulométrique typique aux dépôts éoliens où domine la fraction limon ($2-20\mu$) et limon grossier ($20-60\mu$) ; ils contiennent en moyenne 26–32 % argile ; 23–33 % limon ; 35–45 % limon grossier, moins de 2–4 % sable fin et moins de 0,2–0,6 % sable grossier. Les argiles rousses, dont les textures sont toujours plus fines que celles des dépôts sous-jacents, contiennent — en moyenne — 38–58 % argile, 24–29 % limon, 26–30 % limon grossier et sous 1% sable fin et sous 1–0,5% sable grossier.

La teneur en humus quoique petite, présente dans le cas des sols fossiles des valeurs plus élevées (0,4—0,6%) par rapport aux dépôts loessoides ou de lehm (0,15—0,4%).

Le carbonate de calcium, en quantités modérées, 10—16%, n'apparaît que dans le cas des dépôts plus anciens ; dans les dépôts plus récents la teneur en CO_3Ca ne dépasse pas 1—2% (planche I).

Les analyses palinologiques indiquent la prédominance de certaines plantes caractéristiques à la sylvosteppe ou à la forêt ; à côté des conifères et feuillus (à certains niveaux — feuillus thermophyles) apparaissent diverses herbes, parfois aussi de la mousse ou des fougères. Les résultats obtenus pour chaque échantillon ainsi que l'interprétation paléo-climatique de ces données corrélées aux données pédologiques se trouvent dans le tableau 2.

L'ouvrage s'applique également à déterminer la période pendant laquelle se sont formés les sols fossiles et respectivement les loess. On en conclut que les sols peuvent se former tant dans le Glaciaire (stadial) que pendant l'Interglaciaire (interstadial) tout comme, d'ailleurs, les dépôts de loess ; c'est le sol ou le loess qui se forme selon les conditions existentes dans le point respectif en fonction de son éloignement par rapport à la région recouverte par des glaciers (planche II).

On constate qu'à la phase de quelques dépôts alluviaux correspondant à un Riss-Würm II ou même à la phase initiale du Würmien succède une longue période de dépôts éoliens, qui peuvent être tous attribués au Würmien (aux trois stadiaux). Au cours du Würmien dans la région respective se sont succédés les suivantes phases pédo-bioclimatiques :

Un climat humide tempéré relativement frais interrompu par une phase semi-aride prédomine pendant le stadial Würm I ; les sols formés pendant les phases humides sont des sols de forêt à intense néoformation d'argile ;

Pour l'interstadial Würm I — Würm II on suppose l'existence d'un climat semi-aride, tempéré jusqu'à chaud, dans lequel s'est déposé un loess à teneur modérée en carbonates ;

Pendant le stadial Würm II qui commence par un climat semi-humide tempéré, domine un climat humide jusqu'à tempéré chaud, interrompu par une phase semi-humide tempérée — tempérée chaude, qui divise ce stadial en deux substadiaux. Les phases humides plus chaudes correspondent aux deux postsubstadiaux. Pendant les substadiaux se sont développés des sols de forêt intensément argilisés, le dernier fortement roux

en corrélation, probablement, avec l'existence de certaines périodes plus chaudes de l'année);

Pendant l'interstadial Würm II — Würm III le climat demeure tempéré chaud, mais il devient semi-humide; un dépôt loessoïde sans carbonates s'en est conservé;

Pendant le stadial Würm III le climat, redevenu humide tempéré, engendre un sol de forêt bien développé.

Pendant le Holocène le climat, de moins en moins humide, devient ce qu'il est aujourd'hui, un climat semi-aride tempéré caractérisé par des sols du type du chernozem développé sur un dépôt loessoïde.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Profil schématique et données analytiques sur la section de Semlac.

A, composition granulométrique; B, schéma de la succession des dépôts loessoïdes; 1, dépôt loessoïde; 2, dépôt argileux roux; 3, argile violacée; 4, sable et gravier; 5, concrétions de CO_3Ca ; 6, couche calcaire, C. Teneur en humus (h) et teneur en CO_3Ca .

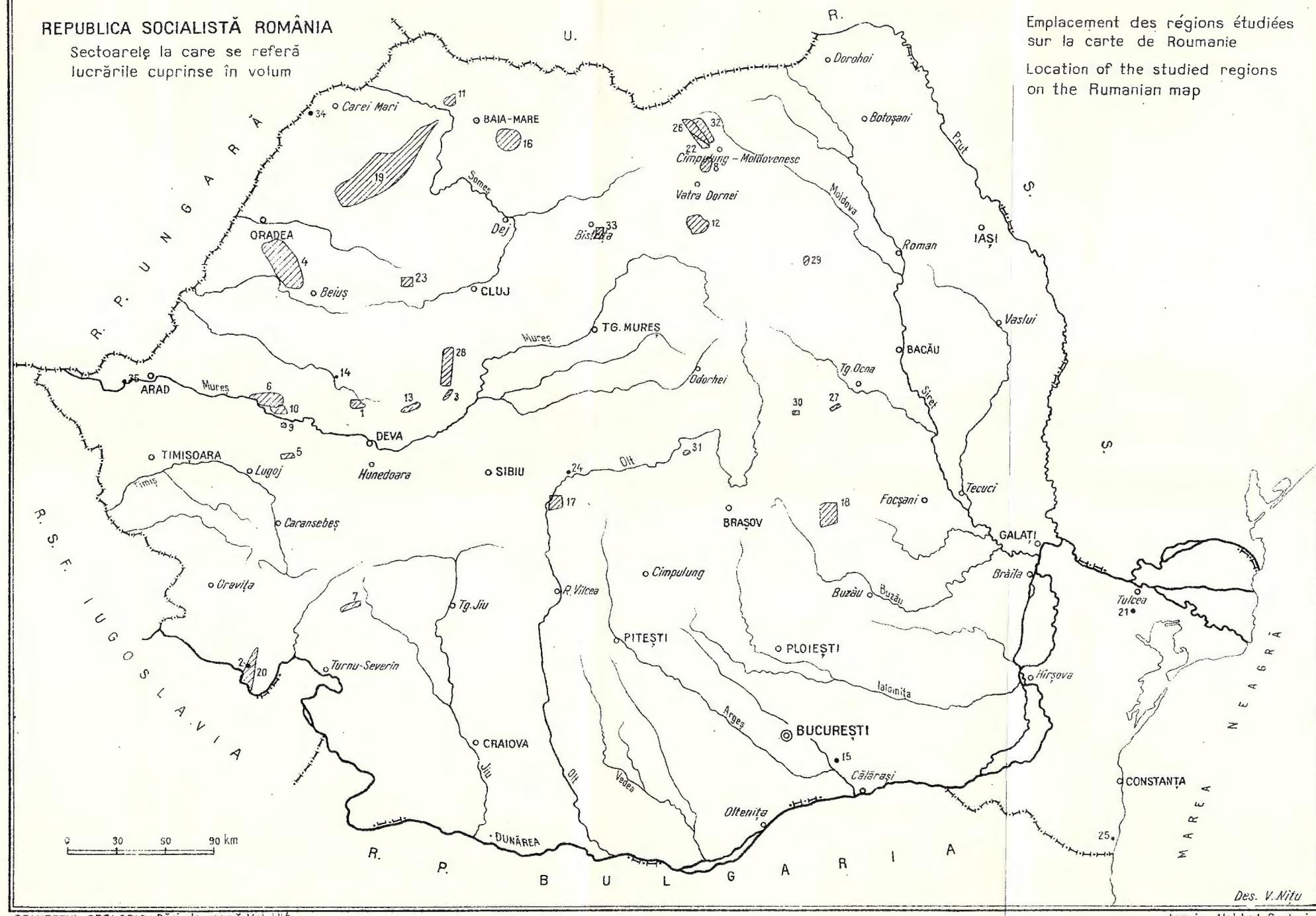
Planche II

Schéma de la formation des sols et du dépôt du loess en fonction de l'avancement et régression des glaciers.

1, limite de la région occupée par les glaciers; 2, zone de dépôt du lehm périglaciaire; solification de climat froid (phénomènes criogènes); 3, zone de dépôt du lehm; solification de climat humide (éventuellement froid aussi); 4, zone de dépôt du loess continental; solification de climat semi-aride — semi-humide; 5, zone de dépôt intense du loess continental; solification de climat aride; 6, loess continental („Steppenloess”); 7, loess périglaciaire („Tundra loess”); 8, sol de steppe aride; 9, sol de steppe — antesteppe (chernozémique); 10, sol sylvestre; 11, morène; 12, phénomènes criogènes.

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

Des. V. Nit

CUPRINS

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

	Pag.
1. Berbeleac I. Considerații privind vîrsta eruptivului terțiar din regiunea Porcurea—Săliște—Hărțagani (Munții Metaliferi)	11
2. Bițoianu Cornelia, Ilie Smărăndița, Pitulea Gh. Considerații stratigrafice și petrografice asupra cărbunilor întlniți în forajul de la Camenița	25
3. Bordea S., Dimitrescu R. Asupra prezenței unor filoane banatitice (andezite amfibolice) în zona dintre valea Iezer și valea Galzii (Munții Metaliferi)	33
4. Manea A.I. Studiul mineralologic a două profile din depozitele pliocene ale bazinului Beiuș	39
5. Mureșan M. Interdependențe stratigrafico-structurale în formațiunile cristaline din partea de NW a masivului Poiana Ruscă	60
6. Papiu Corvin V. Considerații asupra proceselor de litogeneză din formațiunea neocomiană a masivului Drocea	73
7. Pavelescu L., Dimitrescu R. Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana	95
8. Pitulea G. Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofilienc și a mineralizațiilor din regiunea Pojorita—Valea Putnei—Giumalău	105
9. Savu H. Metamorfismul calcarelor la contact cu oxiolitele de la Căpilnaș (valea Mureșului)	123
10. Savu H., Vasiliu Cecilia. Temperatura de formare a granitului de Săvîrșin (munții Drocea)	141
11. Stan N., Birlea V. Notă asupra unor roci andezitice cu hipersten din sectorul Vama—Racșa (Bajă Mare)	159
12. Teodoru I., Teodoru Camelia. Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera muntelilor Călimani	165

STRATIGRAFIE

13. Antonescu E. Asupra vîrstei calcarului de la valea Laștiorului (sud-vest de Zlatna)	181
14. Antonescu Em., Mantea Gh. Asupra vîrstei piroclastitelor din zona Ribița — Valea Bradului (Munții Metaliferi)	185
15. Bandrabur T. Precizări privind poziția stratigrafică și vîrsta nisipurilor de Mostiștea	195
16. Bombiță Gh. Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț—Poiana Botizii .	203

	Pag.
17. Bucur I. Asupra prezenței Burdigalianului în zona Sebeșul de Sus	223
18. Bucur I. Observații geologice asupra flișului din zona Zârna-Penteleu-Slănic.	231
19. Chivu Maria, Dragu Valentinea, Enache Gh., Isac D., Mărăgărit Eugenia. Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Silvaniei	239
20. Iordan Magdalena. Contribuții la orizontarea Doggerului din zona Svinia	255
21. Mirăuță O. Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică	275
22. Mutihac V. Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului.	291
23. Niță Piron P., Vasilescu Gh., Vasilescu Magdalena. Contribuții la stratigrafia depozitelor eocene din regiunea Huedin-Călățele-Păniceni (regiunea Cluj)	302
24. Paucă M., Cehlarov Aura. Asupra prezenței unor blocuri de micașist pe Valea de Mijloc la Săcădate-Sibiu	317
25. Răileanu Gr., Iordan Magdalena, Daneț-Al Mehmed Nurrhan, Beju D. Studiul Devonianului din forajul de la Mangalia	323
26. Stănoiu I. Asupra prezenței unor calcare liasice în succesiunea depozitelor mezozoice din flancul vestic al sinclinalului Rarău (Carpății orientali)	341
TECTONICA	
27. Băncilă I., Cristodulo D., Marinescu I. Prezentarea hărții geologice a regiunii dintre Brețcu și valea Oituzului	353
28. Lupu M. Asupra unor fracturi de vîrstă subhercinică în partea de vest a masivului Trascău	377
PALEONTOLOGIE	
29. Cosmovici N. Notă asupra Gasteropodelor și Lamelibranchiatelor oligocene de la Piatra Neamț	383
30. Nicolaescu V., Gaiță C., Patruilius D. Notă asupra a doi amoniți din flișul eocretacic al Carpaților orientali (valea Cașinului)	385
31. Patruilius D. Coptocampylodon fontis n.sp. microfosil problematic al calcarelor urgoniene din munții Perșani	391
GEOLOGIE TEHNICĂ	
32. Georgescu D., Georgescu Lenuta. Observații asupra unor fenomene fizico-geologice în zona Șisturilor negre din bazinul superior al văii Moldova (NW de Cîmpulung Moldovenesc)	397
PEDOLOGIE	
33. Andrei Gr. Contribuții la cunoașterea solurilor din nord-estul Transilvaniei . .	403
34. Asvadurov H., Găță Elena. Solul silvestru nisipos cu benzi feruginoase din pădurea Valea lui Mihai	427
35. Florea N., Asvadurov H., Cioflica Giannina. Considerații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (Cimpia Tisei)	445

TABLE DE MATIÈRES

(Résumés)

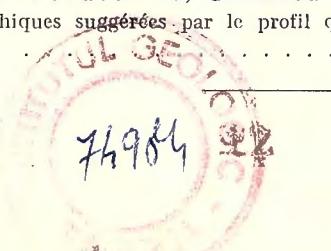
MINÉRALOGIE – PÉTROGRAPHIE

	Page
1. Berbeleac I. Considérations concernant l'âge de l'éruptif tertiaire de la région Porcurea—Săliște—Hărțăgani (Monts Métallifères)	22
2. Bițoianu Cornelia, Ilie Smărăndița, Pitulea G. Considérations stratigraphiques et pétrographiques sur les charbons rencontrés dans le forage de Camenîța	32
3. Bordea S., Dimitrescu R. Sur la présence des filons banatitiques (andésites amphiboliques) dans la zone comprise entre la vallée Iezer et la vallée Galda (Monts Métallifères)	36
4. Manea A.I. Étude minéralogique comparative de deux profils dans les dépôts plio-cènes du bassin de Beiuș	55
5. Mureșan M. Interdépendances stratigraphiques-structurales dans les formations cristallines du NW du massif, de Poiana Rusă	69
6. Papu Corvin V. Considérations sur les processus de lithogenèse de la formation néocomienne du Massif de Drocea	91
7. Pavlescu L., Dimitrescu R. Contributions à l'étude de la structure et de la genèse du massif granitique de Tismana	103
8. Pitulea G. Considérations sur la stratigraphie des formations cristallophylliennes et des minéralisations de la région Pojarita — Valea Putnei — Giomalău . .	119
9. Savu H. Métamorphisme des calcaires au contact avec les ophiolites de Căpălnaș (vallée du Mureș)	139
10. Savu H., Vasiliu Cecilia. La température de formation du granite de Săvîrșin (Monts de Drocea)	155
11. Stan N., Bîrlca V. Note sur certaines roches andésitiques à hypersilène du secteur Vama — Racșa (Baia Mare)	162
12. Teodoru I., Teodoru Camelia. Faciès de métamorphisme hydrothermal dans la Caldera des Monts Călimani	178

STRATIGRAPHIE

13. Antonescu E. Sur l'âge du calcaire de Valea Lastorului (SW de Zlatna) . .	184
14. Antonescu E., Mantea Gh. Sur l'âge des pyroclastites de la zone Ribița — Valea Bradului (Monts Métallifères)	193
15. Bandrabur T. Précisions concernant la position stratigraphique et l'âge des sables de Mostiștea	201
16. Bombiță G. Contributions à l'étude géologique de la région Băiuț—Pojana Botizii	217
17. Bucur I. Sur la présence du Burdigalien dans la zone Sebeșul de Sus	230

	Page
18. Bucur I. Observations géologiques sur le flysch de la zone Zărna — Penteleu — Slănic (Monts Buzău)	237
19. Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isaac D., Mărgărit Eugenia. Contributions à la stratigraphie du Néogène dans le bassin de Silvania	251
20. Iordan Magdalena. Contributions à l'établissement des horizons du Dogger de la zone de Săvinița	272
21. Mirăuță O. Le Paléozoïque de Cataloi et sa couverture triasique	288
22. Mutihac V. Nouveaux points fossilifères triasiques dans le synclinal du Rarău .	297
23. Niță Pion P., Vasilescu Gh., Vasilescu Magdalena. Contributions à la stratigraphie des dépôts éocènes de la région Huedin—Călățele—Pănișeni (région de Cluj)	315
24. Paucă M., Cehlarov Aura. Sur la présence des blocs de micaschiste dans Valea de Mijloc à Săcădate-Sibiu	322
25. Răileanu Gr., Iordan Magdalena, Daneț-Ali Mehmed Nurhan, Beju D. Etude du Dévonien dans le forage de Mangalia .	338
26. Stănoiu I. Sur la présence des calcaires liasiques dans la succession des dépôts mésozoïques dans le flanc occidental du synclinal de Rarău (Carpates Orientales)	351
27. Băncilă I., Cristodulo D., Marinescu I. Présentation de la carte géologique de la région comprise entre Brătu și la vallée d'Oituz	369
28. Lupu M. Sur quelques fractures d'âge subhercynien dans la partie occidentale du massif Trascău	382
 PALÉONTOLOGIE	
29. [Cosmovici N.] Note sur les Gastéropodes et les Lamellibranches oligocènes de Piatra Neamț	384
30. Nicolaescu V., Gaiță C., Patrulius D. Notes sur deux ammonites du flysch éocrétacé des Carpates orientales (Vallée de Cașin)	388
31. Patrulius D. Coptocampylodon fontis n. sp. microfossile problématique des calcaires urgoniens des Monts Perșani	394
 GÉOLOGIE TECHNIQUE	
32. Georgescu D., Georgescu Lenuta. Remarques sur certains phénomènes physico-géologiques dans la zone des Schistes noirs du bassin supérieur de la vallée Moldova (NW de Cimpulung Moldovenesc)	407
 PÉDOLOGIE	
33. Andrei Gr. Contributions à la connaissance des sols du NE de Transylvanie .	423
34. Asvadurov H., Gâtă Elena. Le sol sylvestre sableux, à bandes ferrugineuses du bois Valea lui Mihai	442
35. Florca N., Asvadurov H., Cioflică Gianina. Considérations paléogéographiques suggérées par le profil quaternaire de Semlac (Plaine de Tisa)	460



INSTRUCTIUNI

Referitoare la pregătirea pentru tipar a manuscriselor

- Textul manuscrisului va fi predat în redactare definitivă, nefiind admisă nici o intervenție ulterioară.
- Se va folosi în mod strict ortografia Academiei Republicii Socialiste România.
- Manuscrisul va fi dactilografiat la două rânduri (adică la patru dinți) și se va preda originalul.
- Eventualele corecturi (maxime cinci pe pagină) vor fi făcute la mașină sau cu cerneală, în orice caz nu cu creionul.
- Formulele chimice, fizice sau matematice, să fie scrise cîteș spre a nu se da naștere la confuzii în timpul culeșului.
- Denumirile etajelor, epocilor, perioadelor, se vor scrie cu majuscule.
- Nu sînt admise prescurtări, ca de ex.: V. pentru valea, D. pentru dealul, etc.
- Denumirile fosilelor vor fi subliniate cu o linie ondulată cu creion roșu iar numele autorilor vor fi subliniate cu două linii paralele alăturate. Exemplu: *Cerithium pictum* B a s t e r o t.
- În afară de aceste sublinieri, nu se va face nici o altă subliniere în text sau la titluri.
- Citarea rapoartelor se va face infrapaginal, nu la bibliografie unde se trec numai lucrările tipărite.
- Bibliografia va fi întocmită, conform noilor instrucțiuni, în modul următor:

Numele, inițiala pronumelui punct (la autorii de gen feminin se va scrie pronumele întreg fără punct). Anul de apariție a publicației — în paranteză; titlul lucrării, publicația (ex. pentru publicațiile Comitetului Geologic se va trece Com. Geol., D. S., An. Inst. Geol. Rom., Com. Geol. St. tehn. econ. seria... etc). Volumul se va indica fără a se mai menționa cuvîntul volum sau tom. Pagina punct, localitatea.

Ex.: *Manilici V., Giușcă D., Știopol Victoria (1965). Studiu încămîntului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare). Com. Geol. Memorii*, VII, p. 72—87. București.

- În afară de semnele de punctuație indicate, nu se vor mai utiliza alte semne (ex. liniuțe, virgule etc.).
- Figurile text, planșele, vor fi citate în text.
- Textul va fi însoțit de explicația figurilor text. Explicația planșelor liniare și a hărților va fi scrisă pe o foaie, separat, nu în continuarea explicării figurilor text.

Explicația planșelor autotipie (fotografii), se va scrie separat fiecare planșă, respectîndu-se forma de prezentare a planșelor apărute în Dări de Seamă, Anuar, Memorii sau St. tehnic, econ,

Ex. Planșa I

Planșa I

Fig. 1. Caolin de China. 5 000 x direct. Total 15 000 x.

Fig. 2. Cuarțit blastopsefito-aleuritic. Seria de Răsinari — complexul cuarțitelor blastodetrítice. N+. xl5.

1, granule detritice de cuarț cataclazate; 2, ciment cuarțos.

— Dacă există o singură planșă autotipie în loc de „Planșa I, se va scrie „Explicația planșei“ — tot de două ori.

— Eventualele modificări în timpul tipăririi nu sînt admise de tipografie întrucât atrag întîrzierea apariției și ridică prețul de cost al volumului.

RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE

COMITÉ GÉOLOGIQUE

INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LII/1

1964-1965