REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINŢELOR

VOL. LI/1
1963-1964

BUCUREŞTI
1965

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

21.02.1966

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINŢELOR

VOL. LI
(1963 — 1964)

Partea I-a

BUCUREŞTI
1965

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PARTEA ÎNTÎIA

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SUMARUL SEDINȚELOR

Ședința din 29 noiembrie 1963

Prezidează: Prof. M. G. Filipescu.

— V. Mutihac. — **Geologia zonei Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei** [1]).

— Fl. Marinescu. — **Propuneri cu privire la orizontarea Pontianului din partea occidentală a bazinului getic** [2]).

Ședința din 6 decembrie 1963

Prezidează: Prof. M. G. Filipescu.

— V. Manilici, D. Rădulescu, P. Ciornei. — **Raport asupra participării delegației române la simpozionul „Probleme privind originea zăcămîntului de minereuri postmagmatice" desfășurat în R.S.C. în septembrie 1963** [3]).

— H. Savu. — **Structura în virgație a cristalinului munților Semenic** (p. 169).

— Niță Pion Petre, Gh. Vasilescu, Magdalena Vasilescu. — **Contribuții la stratigrafia depozitelor eocene din regiunea Huedin — Călățele — Păniceni (reg. Cluj)** [3]).

Ședința din 13 decembrie 1963

Prezidează: Prof. M. G. Filipescu.

— O. Iliescu. — **Date preliminare asupra vîrstei erupțiunilor de la E de Cristalinul Mezeșului (NW Transilvaniei)** (p. 31).

— V. Iosof. — **Determinarea polarografică a bariului cu aplicații la metoda Mehlich** (partea II-a).

---

[1]) A apărut în *An. Com. Geol.* XXXIV/1.

[2]) A apărut în *St. și Cercet. de Geogr.-Geofiz. și Geol. seria Geol.* Tom. IX, nr. 1, 1964.

[3]) Nu s-a primit la redacție.

Institutul Geologic al României

— R. Giuşcă. — **Microscopul electronic în identificarea mineralelor argiloase** (partea II-a).

— S. Bordea, J. Bordea, R. Puricel. — **Asupra prezenţei Albianului în Munţii Metaliferi** (p. 213).

Şedinţa din 20 decembrie 1963

Prezidează: Prof. M. G. Filipescu.

— M. Săndulescu. — **Structura geologică a masivului Postăvaru — Runcu (Braşov)** [1]).

— B. Georgescu, Cr. Muşeţeanu. — **Cercetări privind prepararea minereului de la Turţi — Tarna Mare** [2]).

— B. Georgescu, A. Oprescu. — **Contribuţii la studiul posibilităţilor de valorificare tehnologică a minereului de Hg de la Sîntimbru — Ciuc** [2]).

Şedinţa din 27 decembrie 1963

Prezidează: N. Florea.

— H. Asvadurov, I. Dragu, P. Vasilescu. — **Cercetări asupra solurilor şi vegetaţiei din sectorul Alba Iulia — Teiuş — Zlatna** (partea II-a).

— H. Asvadurov, C. Chiţu, M. Opriş, P. Vasilescu. — **Contribuţii la studiul reliefului şi repartiţia solurilor din cîmpia Someşului** (partea II-a).

— M. Spirescu. — **Eroziune, sedimentare şi pedogeneză** [3]).

— Al. Dimitriu, Elena Bugeag. — **Metoda de determinare a azotului total din soluri bazată pe distilare (antrenare) cu vapori de apă supraîncălziţi, în regim controlat de debit** (partea II-a).

— Al. Dimitriu, Niculina Bratosin. — **Contribuţii la determinarea capacităţii de schimb cationic a solurilor şi argilelor prin metoda acetat de amoniu** (partea II-a).

Şedinţa din 10 ianuarie 1964

Prezidează: Prof. M. G. Filipescu.

— C. Drăghici, Gh. Hristescu, M. Zbarcea. — **Contribuţii la cunoaşterea mineralizaţiilor de mangan de la Delineşti-Banat** [4]).

---

[1]) A apărut în *An. Com. Geol.* XXXIV/2.

[2]) Va apare în *St. tehn. economice* seria B nr. 44.

[3]) Nu s-a primit la redacţie.

[4]) Va apare în *St. tehn. economice*.

Institutul Geologic al României

— Gh. Mocanu. — **Proiect de legendă și macheta hărții geologice-tehnice generale (de ansamblu) a R.P.R. sc. 1 : 500.000** [1]).

— Gh. Neacșu. — **Contribuții la studiul Tortonianului din regiunea Alba Iulia** (p. 289).

Ședința din 17 ianuarie 1964

Prezidează: Prof. Al. Codarcea.

— M. R. Iașina. — **Rolul rocilor înconjurătoare la procesele de contact în stadiul magmatic al intruziunilor de sienite nefelinice (masivele alcaline din Tuva de SE)** [2]).

Ședința din 24 ianuarie 1964

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu.

— Niță Pion Petre, D. Istocescu. — **Considerații geologice asupra bazinelor sedimentare Borsec și Bilbor, cu privire specială asupra cărbunilor** (p. 341).

— V. Agheorghiesei, D. Cristodulo, L. Micșa, I. Marinescu. — **Cîteva observațiuni geologice asupra flișului de Audia (Cernahora) din Bucovina** (p. 185).

Ședința din 31 ianuarie 1964

Prezidează Conf. D. Rădulescu.

— S. Peltz. — **Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva — Stînceni — Călimănel (extremitatea sudică a munților Călimani)** (p. 81).

Ședința din 6 februarie 1964

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu.

— R. Dimitrescu, S. Bordea, R. Puricel. — **Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieșeni (Bihor)** (p. 351).

— S. Peltz, M. Peltz. — **Notă asupra unor iviri de șisturi cristaline în regiunea Tisa — Ioneasca (munții Poiana Ruscă)** (p. 111).

— M. Diaconu, D. Istocescu, F. Popescu. — **Asupra orizontării depozitelor mezozoice dintre V. Loranta și V. Peștiș (Munții Rez)** (p. 217).

---

[1]) Va apare în *St. tehn. econ.* seria E, nr. 8.

[2]) Nu s-a primit la redacție.

Institutul Geologic al României

Ședința din 14 februarie 1964

Prezidează: Conf. D. Rădulescu.

— R. Dimitrescu. — **Notă asupra Cristalinului din regiunea Iacobeni** (p. 15).

Ședința din 21 februarie 1964

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu.

— I. Nedelcu, Elena Mateescu. — **Cercetări geologice în zona „muscelelor" cuprinsă între valea Vîlsanului și valea Oltului (regiunea Argeș)** (p. 295).

— Jana Ionescu, I. Tiepac, C. Udrescu. — **Determinarea vîrstei asbolute prin metoda Pb — L** [1]).

Ședința din 28 februarie 1964

Prezidează: Conf. D. Rădulescu și conf. N. Florea.

— H. Asvadurov, P. Vasilescu, Florica Popescu, Rodica Safta. — **Contribuții la cunoașterea solurilor saturate în baze din raionul Cehu Silvaniei** (partea II-a).

— H. Asvadurov, A. Petrescu. — **Apa freatică și solurile gleizate din Cîmpia Someșului** [2]).

Ședința din 13 martie 1964

Prezidează: Conf. D. Rădulescu.

— G. Pitulea, Al. Mușat. — **Notă asupra unei iviri de roci gabbroice în regiunea Pojorîta — Valea Putnei (Carpații orientali)** (p. 151).

— A. Rosa. — **Conglomerate de Pietricica** (p. 159).

Ședința din 20 martie 1964

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu.

— O. Mirăuță, Elena Mirăuță. — **Prezența Devonianului mediu în zona colinelor Mahmudiei (Dobrogea de N)** (p. 281).

— C. Mihail. — **Studii geoelectrice pentru descoperirea de noi zone mineralizate în Eruptivul neogen Baia Mare** (partea II-a).

---

[1]) Va apare în *St. tehn. econ.* seria B, nr. 44.

[2]) A apărut în *St. tehn. econ.* seria C_{12}.

Institutul Geologic al României

— A. Kizyk. — **Determinarea colorimetrică a arsenului în minereuri** [1]).

— A. Kizyk, M. Merches. — **Determinarea complexometrică a Ca şi Mg în roci şi minereuri** [1]).

Şedinţa din 27 martie 1964

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu.

— G. Pitulea. — **Studiul stratigrafic şi structural al Cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea — Ostra** (p. 117).

— Niţă Pion Petre. — **Notă privind natura şi vîrsta unor erupţiuni din împrejurimile localităţilor Stolna şi Dumbrava (regiunea Cluj)** (p. 71).

— T. Bandrabur, P. Giurgea. — **Contribuţiuni la cunoaşterea Cuaternarului văii Siretului din regiunea Bacău — Roman** (partea II-a).

Şedinţa din 3 aprilie 1964

Prezidează: Conf. D. Rădulescu.

— C. Chiţu, M. Peahă. — **Repartiţia solurilor din regiunea dintre Dunăre şi Bîrzava (regiunea Banat)** (partea II-a).

— C. Chiţu, M. Peahă. — **Repartiţia solurilor din regiunea Platformei Cîndeşti şi a muscelelor dintre Argeş şi Dîmboviţa** (partea II-a).

— Cr. Muşeţeanu. — **Cercetări privind posibilităţile de valorificare a gnaiselor cu baritină de la Ostra** [1]).

Şedinţa din 17 aprilie 1964

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu.

— S. Bordea, J. Bordea, R. Puricel. — **Studiul geologic al regiunii dintre valea Iezerului şi valea Galdei (Munţii Metaliferi)** (p. 201).

— I. Huică, L. Hinculov. — **Asupra prezenţei unui recif sarmaţian în zona Schela-Gorj** (partea II-a).

— D. Istocescu, M. Diaconu, F. Istocescu. — **Contribuţii la cunoaşterea Miocenului superior din marginea NE a bazinului Beiuş** (p. 251).

[1]) Va apare în *St. tehn. econ.* seria B, nr. 44.

Institutul Geologic al României

Ședința din 24 aprilie 1964

Prezidează : prof. Gr. Răileanu.

— D. Patrulius, Elena Popa-Dimian, Ileana Dimitriu-Popescu. — **Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani)** [1]).

— C. Ionescu. — **Cercetări petrografice, stratonomice și structurale în cristalinul munților Bistriței (regiunea Izvoarele Țibăului — Coșna)** [2]).

Ședința din 29 aprilie 1964

Prezidează : Acad. Gh. Macovei, Prof. Gr. Răileanu.

— M. Dessila-Codarcea. — **Problema orizontării și răspîndirea Rifeanului în R.P.R.** [1]).

— Violeta Iliescu, Marcela Dessila-Codarcea. — **Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații orientali** (partea II-a).

— Victoria Zotta. — **Contribuțiuni la stratigrafia Miocenului din sudul munților Perșani** (p. 335).

— G. Pitulea, Al. Mușat. — **Asupra prezenței unor elemente minore în zăcămîntul de baritină de la Ostra** (p. 137).

Ședința din 15 mai 1964

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

— O. Mirăuță. — **Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria — Băltăgești (Dobrogea centrală)** (p. 257).

— Ana Ghenea. — **Cercetări hidrogeologice pe foaia Bîrlad** (partea II-a).

— E. Liteanu, Gh. Vasilescu, C. Opran. — **Fundamentarea cercetărilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale în Cîmpia de W a țării** (partea II-a).

— D. Patrulius. — **Inventar sumar al algelor calcaroase neojurasice și eocretacice din Carpații românești și platforma precarpatică** (partea II-a).

---

[1]) Va apare în *An. Com. Geol.* XXXV.

[2]) Va apare în *An. Com. Geol.*

Institutul Geologic al României

Şedinţa din 22 mai 1964

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

— M. Paucă, A. Clemens, S. Tiutiuca. — **Cercetări geologice pe marginea de S a depresiunii Transilvaniei** (p. 315).

— C. Ghenea. — **Observaţii asupra unor depozite cu Hipparion din Podişul moldovenesc** (partea II-a).

— Elena Gâţă. — **Studiul unei metode colorimetrice pentru determinarea fosforului** (partea II-a).

Şedinţa din 29 mai 1964

Prezidează: Prof. Gr. Răileanu.

— Şt. Airinei şi A. Pricăjan. — **Informaţii geofizice privind structura geologică a fundamentului părţii de nord a Deltei Dunării şi originea mineralelor grele din nisipurile marine de pe litoralul Mării Negre** (partea II-a).

— C. Drăghici. — **Sedimentarul autohton dintre Cloşani şi Obîrşia — Godeanu (Podişul Mehedinţi)** (p. 223).

— D. Patrulius. — **Notă asupra a două specii de Chaetetopsis din calcarele urgoniene: Chaetetopsis zonata Patrulius şi Chaetetopsis favrei (Deninger)** (partea II-a).

— M. Mureşan. — **Studii geologice în regiunea Tomeşti — Luncani — Gladna Română (Poiana Ruscă de NW)** (p. 45).

— G. Pitulea, A. Gurău, F. Tănăsescu. — **Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra** (p. 365).

— Violeta Iliescu, V. Mutihac. — **Consideraţii asupra posibilităţilor de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formaţiunile cutate din Dobrogea centrală** (p. 243).

— D. Lupu. — **Desmoceras (Pseudouhligella) devae, o nouă specie de amonit cenomanian de la Cherghes** (partea II-a).

— M. Lupu. — **Prezenţa microfaciesului cu Lombardia şi Globochaete în masivul Trascău** (partea II-a).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PARTEA A DOUA

TEXTUL COMUNICĂRILOR

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

NOTĂ ASUPRA STRUCTURII CRISTALINULUI DIN REGIUNEA IACOBENI [1])

DE

R. DIMITRESCU

Abstract

On the Structure of the Crystalline Rocks in the Iacobeni Area. Very detailed surveys performed in the Iacobeni area during the 1963 campaign allowed the extension of the stratigraphic subdivision of epimetamorphic crystalline rocks also in this area, following that already initiated by other authors in the adjoining territories. The conglomerates of Pîriul Omului complex have been identified, bearing reworked elements of mesometamorphic schists and revealing the older phase of metamorphism which has affected the Bretila series. A quartzitic horizon (including manganiferous deposits) and a volcanogene horizon have been distinguished. Microtectonical study showed the dominance of the NNW—SSE to N—S trending structures. No younger phase of folding, with a NE to SW trend could be determined. Petrofabric analysis revealed that the microfolds of the crystalline rocks are due mainly to shear folding.

Petrografia şi stratigrafia regiunii

Regiunea Iacobeni este constituită din şisturi cristaline aparţinînd masivului cristalin al Carpaţilor orientali şi din depozite mezozoice.

Şisturi cristaline. Şisturile cristaline care apar în regiunea Iacobeni se pot repartiza la două serii : una cu caractere mezometamorfice şi cealaltă cu caractere epimetamorfice.

Seria de Bretila. Seria cristalină mezometamorfică se întîlneşte pe versantul drept (vestic) al văii Bistriţa şi trece puţin şi pe versantul estic. Profilul longitudinal al acestei văi străbate astfel numai roci aparţinînd seriei care a fost denumită de Th. Kräutner „seria de Bretila".

[1]) Comunicare în şedinţa din 14 februarie 1964.

Institutul Geologic al României

În compoziţia seriei mezometamorfice intră, în sectorul Iacobeni cercetat de noi, următoarele tipuri de roci: micaşisturi muscovitice cu biotit, micaşisturi şi paragnaise micacee cu granat şi micaşisturi cloritoase. Amfibolite apar intercalate în aceste roci numai în două puncte: trei aflorimente apropiate între Iacobeni şi Argestru şi unul deasupra confluenţei văii Fierului cu valea Bistriţei; acesta din urmă are structura în snop (Garbenschiefer) (vezi şi M a s t a c a n, 1948, 1953).

În amfibolitele fără structură în snop de la S de Iacobeni se observă o orientare lineară a acelor de hornblendă.

Faciesul metamorfic al seriei de Bretila corespunde celui albit-epidot-amfibolitic, după E s k o l a. Rocile acestei serii au suferit un fenomen de diaftoreză, pus în evidenţă prin cloritizarea care le afectează regional.

Unitatea stratigrafică a seriei de Bretila este cunoscută începînd din regiunea Cîrlibaba, unde a fost separată pentru prima dată de T h. K r ă u t n e r, fiind ulterior studiată de M. S a v u l şi de C. I o n e s c u (1962). Acest din urmă autor separă în cadrul ei zona de Pîrîul Roşu şi zona de Pîrîul Tisei. Spre S, în sectorul nostru, seria de Bretila a fost urmărită de G. M a s t a c a n şi la W de Iacobeni de I. R ă d u l e s c u. Şi mai spre S, la Vatra Dornei — Şarul Dornei, aceeaşi serie a fost separată de H. S a v u, L. V a s i l e s c u şi de R. Ş t e f a n. În sfîrşit, la Păltiniş-Drăgoiasa, ea corespunde seriei de Şar-Coverca studiată de S. C o s m a şi S. P e l t z (1962).

S e r i a e p i m e t a m o r f i c ă. Seria cristalină epimetamorfică apare, în sectorul Iacobeni, exclusiv la E de valea Bistriţei. În cadrul acestei serii, bazaţi atît pe observaţiile noastre cît şi pe cele ale altor autori care au lucrat în regiuni învecinate, am putut face următoarea orizontare:

Complexul (sernifitic) de Pîrîul Omului deschide ciclul de sedimentare al seriei. El apare în trei puncte: pe valea Fierului, la cca 200 m amonte de vărsarea ei în Bistriţa, la SW de exploatarea Argestruţ, sub vîrful Arşiţa şi pe valea Argestruţului, amonte de vărsarea ei în valea Argestrului. În valea Argestruţului, el este reprezentat printr-o brecie cu elemente de cîţiva centimetri formate din paragnaise cu granat şi cu biotit cloritizat, aparţinînd seriei de Bretila. În celelalte două văi, complexul este format din şisturi cloritoase blastopsamitice şi blastopsefitice, cu cristale de cuarţ rulat de 1—5 mm.

Conglomeratele metamorfozate au fost pentru prima dată identificate în regiunea Şarul Dornei de către M. S a v u l. Ele au fost regăsite în 1954—1955 şi cartate în extindere de către R. Ş t e f a n şi H. S a v u; C. I o n e s c u (1962) le identifică la N de Iacobeni şi le dă denumirea

Institutul Geologic al României

pe care am adoptat-o şi noi mai sus. S. Cosma şi S. Peltz (1962) arată de asemenea că în regiunea Păltiniş — Drăgoiasa sernifitele se aşează baza seriei epizonale de Muntele Rusului — Tunzăria.

Aproape toţi autorii ajung la concluzia că prezenţa conglomeratelor care remaniază şisturi din seria de Bretila în baza seriei epizonale demonstrează că această din urmă serie, s-a depus după metamorfozarea celei dintîi şi a fost ulterior afectată de o a doua fază de metamorfism regional. Aceleiaşi concluzii ne raliem şi noi, în urma cercetărilor din acest an.

Complexul cuarţitic ocupă cea mai mare parte a perimetrului prospectat de noi. În constituţia lui intră în mod predominant şisturi cuarţitice-sericitoase şi şisturi sericito-cloritoase; acestea cuprind intercalaţii de cuarţite negre grafitoase (vezi şi Mastacan, 1948, 1953). Se poate urmări pe mai mult de 4 km, din pîrîul Bîcii, prin Căprărie, Argestruţ, Arşiţa, Nepomuceni, Văcărie, Mestecăniş, Danca, Tolovan, Manz şi Suhărzel, un orizont principal de cuarţite negre cu corpuri de minereu manganifer. Grosimea benzii de cuarţite variază între 50—400 m. Sub acest orizont şi deasupra lui mai apare cîte o fîşie mai redusă de cuarţite negre, avînd însă o nuanţă uşor albăstruie şi lipsite de mineralizaţii.

Spre deosebire de cercetările mai vechi care presupuneau că cuarţitele negre ar reprezenta un orizont tînăr al Cristalinului, prins în sinclinale, am arătat încă din 1955—1960, că ele apar într-un orizont situat aproape de baza unităţii şisturilor epizonale. În momentul de faţă, în urma cercetărilor întreprinse de G. Pitulea şi I. Rădulescu în Cristalinul epizonal de la E, se poate afirma că nivelul inferior al acestui cristalin este caracterizat prin apariţia cuarţitelor negre. El corespunde cu o parte a „complexului superior" separat de C. Ionescu (1962) şi cu „seria de Muntele Rusului — Tunzăria" descrisă de S. Cosma şi S. Peltz (1962).

Complexul vulcanogen urmează, în ordine stratigrafică, complexului cuarţitic. În regiunea noastră, acest complex apare numai în partea de E şi NE a regiunii, în lungul Obcinei Mestecănişului. El este format din şisturi sericito-cuarţitice şi sericito-cloritoase cu intercalaţii de porfiroide reprezentînd roci efusive şi tufuri metamorfozate: metariolite, metadacite etc. Se poate observa clar cum nivelele de porfiroide apar deasupra ultimelor lentile de cuarţite negre, punînd în evidenţă intervenţia vulcanismului după depunerea formaţiunilor silicioase.

Institutul Geologic al României

Rocile corespund porfirogenelor albe, descrise inițial de I. Atanasiu, apoi de alți autori și în ultimii ani, în munții Bistriței, de M. Savul, G. Mastacan și C. Ionescu. Porfiroide cu cuarț albăstrui, descrise de G. Mastacan (1963) și C. Ionescu (1962), nu apar în regiunea Iacobeni; le-am întîlnit însă, pe malul stîng al Bistriței, la S de Ciocănești, unde au fost semnalate de M. Savul și G. Mastacan (1952). După acești autori, rocile au un chimism granodioritic.

În complexul vulcanogen se întîlnește, în creasta Mestecănișului, un filon de cuarț alb cu impregnații limonitice, menționat încă de Th. Kräutner (1930).

Formațiuni sedimentare. Depozite mezozoice formează o bandă îngustă și lungă de 6 km, orientată NNW—SSE care se urmărește pe malul stîng al Bistriței din vîrful Arșița prin vîrful Munții, Tolovan și care traversează Bistrița la S de Gura Suhărzelului.

Werfenianul este reprezentat prin conglomerate, gresii și șisturi argiloase roșii-violacee. Anisianul este constituit din calcare dolomitice bituminoase (de tip Guttenstein). Doggerul acoperă, sub forma unui orizont discontinuu de conglomerate, calcarele anisiene. Descrierea mai detaliată a formațiunilor sedimentare am dat-o într-o notă publicată în anul 1960, așa că nu mai revenim asupra ei.

Tectonica

În analiza tectonicii regiunii, vom începe cu dislocațiile postmezozoice, mai clare și despre care am tratat pe larg într-o altă lucrare publicată (1960). Din observațiile noastre rezultă că peste formațiunile mezozoice, așezate transgresiv pe cristalin, încalecă un solz format din șisturi cristaline epimetamorfice. Sensul încălecării este de la E spre W, deci opus deversării generale către E a Carpaților orientali. Amploarea încălecării este probabil de ordinul unui kilometru, judecînd după o mică fereastră tectonică de calcare triasice din valea Puciosului. Vîrsta încălecării, considerată mai întîi de noi drept kimerică (1960) ar putea fi însă mai nouă, și anume post-eocenă, după cum a arătat C. Ionescu (1962), interpretare la care ne-am raliat și noi (1964) cu ocazia prezentării Carpaților orientali ca un orogen bilateral asimetric.

Trecem acum la tectonica premezozoică a șisturilor cristaline. Th. Kräutner (1930) și G. Mastacan (1948 , 1948 b) au arătat că seria mezozonală din regiunea Iacobeni apare în axul unui anticlinal, analog cu anticlinalul Bretila, situat mai spre N.

Institutul Geologic al României

Datele noastre confirmă acest punct de vedere; formaţiunile epizonale se aşează în lungul malului stîng al Bistriţei, pe flancul estic al acestui anticlinal. Limita dintre cele două serii cristaline a fost urmărită de noi între Suhărzel şi valea Argestruţului; ea este decroşată pe alocuri prin mici dislocaţiuni transversale. Înclinarea şisturilor de-a lungul acestui contact este foarte mare, 70—90°, uneori apărînd chiar uşoare deversări spre E (înclinări de 80° spre W).

În cuprinsul seriei epizonale, înclinările sînt aproape constant estice cu valori cuprinse între 30—60°. În regiunea Arşiţa de Jos — Nepomuceni am identificat un anticlinal orientat N — S lung de cca 5 km, în lungul văii Nepomucenilor, în axul căruia apar şisturi sericitoase, flancurile fiind ocupate de cuarţite negre. Aceeaşi situaţie este pusă în evidenţă şi într-o galerie de explorare de sub cabana Arşiţa.

În partea inferioară a văii Fierului, aproape de confluenţa cu Bistriţa, apare un scurt sinclinal orientat tot N—S.

Întreaga regiune este străbătută de falii transversale („*ac*"); existenţa unora a fost verificată prin lucrări miniere, cum este falia care desparte compartimentele nordic şi median ale zăcămîntului Nepomuceni şi faliile care delimitează cele trei compartimente ale zăcămîntului Arşiţa. Alte falii sînt evidente datorită deplasărilor laterale suferite de orizonturile conducătoare de cuarţite negre; cele care afectează şi Mezozoicul sînt de vîrstă mai nouă. O falie mai importantă este cea a Puciosului, care deplasează orizontul manganifer din valea Puciosului la Tolovan.

Elemente microtectonice. Obiectul principal al acestei laturi a studiului nostru a fost recoltarea unor date asupra elementelor lineare. Au fost măsurate poziţiile axelor de microcute, ale unor striaţii precum şi ale orientării unor minerale (dungi de clorit, ace de amfibol). Au fost proiectate separat poziţiile elementelor lineare în seria mezozonală (50 lineaţii şi 20 axe de microcute) şi în seria epizonală (45 lineaţii şi 60 axe de microcute). În seria mezozonală de Bretila, orientarea principală a acestor elemente lineare este NNW—SSE, ajungînd uneori N—S. În seria epizonală, fluctuaţiile sînt mult mai pronunţate. Dacă orientarea principală rămîne cuprinsă între NW—SE şi N—S, cu maximul pentru NNW—SSE, aci apar şi elemente (în special axe de microcute) orientate NE—SW sau chiar E—W (vezi planşa).

La acestea trebuie să adăugăm că în sectorul studiat de noi nu am avut ocazia să observăm, într-un acelaşi afloriment, două sisteme de elemente lineare. Pretutindeni, acolo unde apăreau împreună, axele microcutelor şi striaţiile aveau aceeaşi poziţie. Într-un singur afloriment, în

Institutul Geologic al României

seria mezozonală, pe valea Bistriţei, am putut remarca două lineaţii suprapuse, avînd însă aceeaşi morfologie, aceea a unor striaţii fine, orientate N 25° W/0 şi N 28°E/20° NE. Orientările de minerale (dungi de clorit sau ace de amfibol) am putut observa că sînt atît N—W cît şi N—E. În privinţa microcutelor este de remarcat forma foarte ascuţită a şarnierelor şi se poate afirma chiar pe criterii morfologice mezoscopice că majoritatea lor nu reprezintă microcute de antrenare (drag-folds) care să aibă o vergenţă definită şi aceasta indiferent de orientarea axelor lor. Vom reveni mai jos, cu ocazia analizei petrologice structurale, asupra acestui aspect.

Se poate de asemenea constata că cea mai mare parte a elementelor lineare orientate aproape E—W sînt axe de microcute cantonate în compartimentul de mijloc al Arşiţei, într-o zonă puternic faliată; ele coincid şi cu axele budinelor frecvente în acest sector.

Luînd acum în consideraţie profilele longitudinale, se constată că pe profilul Bistriţei, căderile axiale ale structurilor în seria mezozonală (date de elementele lineare) sînt nordice în toată porţiunea nordică de la Suhărzel şi pînă la S de Iacobeni, la cotul văii Bistriţei de la Haşu. De aici, pe ceva mai puţin de 1 km, elementele lineare au căderi sudice, pentru a deveni variabile spre Argestru.

Pe profilul longitudinal al zăcămintelor manganifere, căderile axiale sînt nord-vestice la Suhărzel, devîn sud-estice la Tolovan, apoi iarăşi nordice pe Puciosul şi la Danca. La Mestecăniş, căderile axiale sînt sudice, apoi peste creastă, la Văcărie, ele oscilează pentru a deveni iarăşi pronunţat sudice la Nepomucenii Vechi şi la Nepomucenii Noi în compartimentul nordic. Sensul căderii axiale se schimbă din nou spre nord în compartimentul median şi în cel sudic al Nepomucenilor. După Arşiţa de Jos şi Arşiţa de mijloc în care elementele liniare sînt orientate aproape E—W, urmează Arşiţa de Sus şi Tudor, în care căderile axiale sînt sudice. În sfîrşit, Argestruţul şi Căprăria sînt caracterizate prin căderi axiale nordice. Corelări între cele două profile longitudinale, în vederea stabilirii unor linii de culminaţie, respectiv de depresiune axială, nu se pot face, datorită liniei de încălecare a Cristalinului epimetamorfic peste Mezozoic, care se interpune celor două profile.

Petrologie structurală. În vederea studiului petrotectonic au fost recoltate o serie de eşantioane orientate în care au fost executate secţiuni subţiri orientate perpendicular pe axa *b* (secţiuni *ac*). Măsurătorile au privit statistica orientărilor axelor optice ale cuarţului (vezi planşa); orientarea micelor a prezentat uneori particularităţi observabile direct.

Institutul Geologic al României

În seria mezozonală, un micaşist cuarţitic a prezentat tipul de orientare întîlnit de noi şi în alte roci asemănătoare din Geticul Carpaţilor meridionali şi din Munţii Apuseni; este vorba de centura „*ac*", un maxim situat oblic între *a* şi *c* şi cu un minim absolut în *b*. Axul centurii este orientat N 17°E/9°SW.

Mai multe secţiuni au fost studiate în seria epizonală. Într-un şist cuarţitic-sericitic, se observă aceeaşi centură „*ac*" (axul orientat N 75° W/0), complicată însă printr-o centură perpendiculară pe ea şi prin două maxime oblice. În orientarea micelor se observă clar în afara lui s_1, un s_2 situat la 40° de primul. (Aceleaşi s_1 şi s_2 s-au observat şi în secţiunile din porfiroide).

Un cuarţit negru a prezentat un tip aparte de orientare, fără centură *ac*, însă cu un maxim în *b*.

Cele mai interesante imagini ne-au fost însă oferite de secţiunile executate perpendicular pe axul unor microcute, una în cuarţite negre şi alta într-un cuarţit sticlos intercalat în minereul de mangan de la Căprărie. Aceste secţiuni arată fără putinţă de îndoială că sîntem în prezenţa unor cute de forfecare. Păturile grafitoase şi păturile cuarţoase de diferite granulaţii (foliaţiile s_1), descriu microcute formate prin alunecare pe plane paralele planului lor axial; pe aceste plane se dezvoltă un clivaj axial s_2 nedecelabil mezoscopic dar pus în evidenţă la microscop prin orientarea foiţelor rare de mice şi prin aplatizarea granulelor de cuarţ. Demonstraţia petrostructurală a cutării de forfecare am obţinut-o prin comparaţia a două diagrame statistice în cuarţitele sticloase intercalate în silicaţii manganiferi. O secţiune a fost executată într-un strat necutat de cuarţit (b = N 35°/0°) iar alta, în axul unei microcute centimetrice (b = N 25/0°). Ambele secţiuni au dat aceeaşi imagine statistică, un maximum principal foarte puternic (8—12%) şi cu o centură incompletă „*ac*" avînd încă un maxim secundar, poziţia maximului absolut nefiind deplasată prin cutare. Imaginea contrastează cu cea obţinută de noi la o cută de îndoire din masivul Făgăraş în care se putea observa clar tocmai deplasarea maximelor în lungul centurii „*ac*" pentru cele două flancuri ale microcutei.

Concluziile la care se poate ajunge în urma datelor obţinute sînt următoarele:

Prezenţa unei faze mai vechi de metamorfism, anterior sedimentării seriei ulterior metamorfozate epizonal, deşi dovedită prin remanierea unor elemente de roci mezometamorfice în complexul de Pîrîul Omului, nu a putut fi pusă în evidenţă pe cale microtectonică sau petrostructurală. Faza principală de cutare şi metamorfism, afectînd în mod egal ambele serii cristaline, produce micro-, mezo- şi macrostructuri orientate în general

Institutul Geologic al României

NNW—SSE. O fază ulterioară de cutare cu axe orientate NE—SW care ar apărea după C. Ionescu (1962) în regiunea învecinată spre NW nu a putut fi identificată în perimetrul Iacobeni (ce e drept foarte restrîns). O mare parte a microcutelor observate în seria epimetamorfică sînt formate prin cutare de forfecare, aşa cum a arătat de altfel I. Bercia, cu menţiunea că o parte din lineaţiile observate provin din intersecţia foliaţiilor s_1 microcutate cu clivajul axial s_2. Direcţia acestor cute de forfecare nu pare a fi însă în mod special nord-estică, constituind un L_2 distinct de L_1 al şisturilor epimetamorfice, ci este de foarte multe ori tot NNW.

Pentru a completa imaginea obţinută, cu date dintr-un sector mai nordic al Carpaţilor orientali, cunoscut nouă din trecut, am executat un profil pe valea Cisla, la Baia Borşa, în Maramureş. Proiectarea lineaţiilor şi foliaţiilor şi construcţia polilor π a arătat, pentru acel sector, o inflexiune a structurii spre poziţia WNW—ESE, conformă cu cea a Cristalinului din munţii Rodnei. Diagramele petrostructurale ale cuarţului au arătat caractere asemănătoare cu cele de la Iacobeni. La şistul cuarţitic — sericitic se observă o centură „*ac*" cu un maxim oblic, combinată cu încă o centură secundară perpendiculară pe ea, iar la un cuarţit negru, o centură incompletă „*ac*" cu trei maxime şi încă un maxim în apropierea lui *b*.

În vederea racordării cu sectorul Ciocăneşti, cartat detaliat în 1954 de echipa condusă de D. Rădulescu şi G. Cioflica, am executat două profile de recunoaştere şi în această regiune, situată imediat la N de perimetrul nostru. Ca rezultat al acestor cercetări, am putut stabili prezenţa în sectorul Ciocăneşti a unui sinclinoriu orientat aproximativ NNW—SSE, avînd axul situat pe versantul estic al Bistriţei. Formaţiunea cuarţitică şi manganiferă din baza coloanei stratigrafice a seriei epizonale apare astfel în două fişii, corespunzătoare celor două flancuri ale sinclinoriului : una, la W de valea Bistriţei (Puiu) şi alta, la E, şi anume în lungul crestei principale dintre această vale şi valea Moldovei (Colacu-Orata-Oiţa). Deasupra acestui orizont urmează cel vulcanogen, cu intercalaţii de porfiroide albe şi de porfiroide cu fenocristale relicte de cuarţ albăstrui şi cu biotit, traversat de Bistriţa imediat la N de confluenţa cu valea Brezei; şi el apare pe ambele flancuri ale sinclinoriului. Axul sinclinoriului este ocupat de calcarele de la Runcu, care se prelungesc spre N, pînă la Botoş; căderile axiale, în sectorul observat de noi sînt pretutindeni nordice, după lineaţii şi microcute.

În baza calcarelor apare un orizont de cuarţite albe-cenuşii, le urmează calcare albe zaharoide, iar cea mai mare parte este formată din calcare dolomitice cenuşii-negricioase, uneori pseudobrecioase. Lateral, aceste calcare se îndinţează cu şisturile cristaline, ceea ce, împreună cu

Institutul Geologic al României

lipsa unor formaţiuni echivalente Permo-Werfenianului, demonstrează apartenenţa lor la complexul cristalin, şi nu la Triasic aşa cum fusese considerat de echipa care a cartat sectorul Ciocăneşti în 1954.

Mineralele de mangan. În ansamblu, minereul manganifer este carbonatat într-o bandă unică de cuarţite negre care se urmăreşte de la S de Căprărie pînă la Suhărzel, fiind decroşată de falii între Văcărie şi Mestecăniş, între Mestecăniş şi Danca şi între pîrîul Puciosul şi Tolovan. Puncte izolate cu lentile manganifere se întîlnesc şi între grupurile principale descrise de noi, de exemplu între pîrîul Puciosul şi Tolovan.

I. Bercia şi A. Gurău (1961) arată că zăcămintele de mangan din această zonă sînt budinate la scara zecilor de metri, fapt care contribuie la explicarea discontinuităţii lor. Budinaje la scara metrilor se observă bine la Arşiţa.

Elementele lineare arată foarte clar o depresiune axială între zăcămintele Argestruţ şi Tudor şi o altă ridicare axială, foarte puternică, la N de Nepomucenii Vechi, ambele putînd fi la originea întreruperii continuităţii stratului de minereu manganifer constatată în aceste sectoare.

Studiul microscopic (vezi şi D. Rădulescu, 1958, 1962) a arătat următorii componenţi mineralogici primari:

a) Carbonatul manganifer, în granule de 0,02—0,2 mm apare extrem de asemănător calcitului prin birefringenţa sa foarte ridicată; este foarte slab pleocroic în tonuri cenuşii, prezintă macle polisintetice, iar relieful său este pozitiv după toate direcţiile ($n_g > n$ balsam).

b) Rodonitul apare în cristale izometrice de 0,1—2 mm, sau foarte scurt prismatice, caracterizate prin birefringenţă scăzută ($N_g - N_p = 0{,}009$, determinată cu compensatorul Berek), semn optic pozitiv şi unghiul axelor optice $+2V = 65°$ (determinat la masa universală).

c) Alternînd cu fîşiile de rodonit şi neputîndu-se deosebi megascopic de acestea, apar fîşii de piroxmangit (0,05—2 mm), deosebindu-se net prin birefringenţa mai ridicată ($N_g - N_p = 0{,}019$, determinată cu compensatorul Berek) şi prin unghiul mai mic al axelor optice $+2V = 40°$ (determinat la masa universală). Dintr-o analiză chimică parţială efectuată de A. Kisyk (6,10% Fe; 32,83% Mn), rezultă că formula piroxmangitului, ale cărui constante optice au fost determinate, corespunde aproximativ la SiO_3 (Mn 0,85, Fe 0,15).

d) Dannemoritul are de cele mai multe ori o dezvoltare fibroasă (cristale de 0,2—4 mm); în secţiune este aproape incolor avînd semnul optic negativ, unghiul 2V foarte mare, unghiul de extincţie $c : N_g = 12°$.

Institutul Geologic al României

e) Spessartinul se prezintă în mase granulare (cristale de 0,02—0,04 mm) incolore, izotrope sau slab birefringente.

Uneori întîlnim toate aceste specii minerale asociate, adăugîndu-li-se eventual cuarţul.

În lumina ultimelor date asupra structurii geologice a regiunii Iacobeni putem face următoarele consideraţii asupra genezei minereurilor de mangan. Legătura, presupusă de către M. Savul şi V. Ianovici (1957), între aceste minereuri cantonate în seria epizonală şi rocile bazice, transformate în amfibolite, cantonate în seria mezozonală, devine îndoielnică, avînd în vedere că între cele două serii cristaline relaţiile nu sînt de continuitate; după metamorfozarea seriei de Bretila a urmat o fază de eroziune, apoi una de sedimentare, urmată de un al doilea metamorfism. Cuarţitele negre care sînt asociate în mod constant minereurilor de mangan rămîn a face parte din formaţiunile de şisturi silicioase, sau din formaţiunile silicioase îndepărtate; atribuirea acestor formaţiuni la grupul I, legat de roci verzi (bazice), spilit-keratofirice, sau la grupul II, legat de roci porfirice, acide şi intermediare, rămîne însă neclară pînă în momentul de faţă; analogii s-ar putea face fie cu formaţiunea gonditică, fie cu cea leptitică din Precambrianul vechilor scuturi. S-ar mai putea, în ultimă instanţă, recurge la ipoteza formării zăcămintelor prin levigarea manganului din lave subjacente, iar în acest caz minereurile nu ar mai putea fi încadrate în grupa vulcanogen-sedimentară.

Concluzii

Prospectarea foarte detaliată a regiunii Iacobeni în campania 1963, a permis a se extinde şi în această regiune, subdivizarea stratigrafică a Cristalinului epimetamorfic, începută de alţi autori în zonele învecinate. Au fost regăsite conglomeratele din complexul de Pîrîul Omului, care remaniază elemente de şisturi mezometamorfice, punînd în evidenţă faza mai veche de metamorfism care a afectat seria de Bretila; s-a separat un orizont cuarţitic (cuprinzînd zăcămintele manganifere) şi un orizont vulcanogen.

Studiul microtectonic a arătat predominarea structurilor orientate NNW—SSE pînă la N—S; nu s-a regăsit o fază aparte de cutare mai nouă, orientată NE—SW. Studiul petrologic structural a demonstrat faptul că microcutele cristalinului sînt în cea mai mare parte produse prin cutare de forfecare.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Gurău A. (1961) Practica geologică. Vol. II. Prospecţiuni microtectonice. Ed. Tehnică. Bucureşti.

Cosma S., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în regiunea Păltiniş—Drăgoiasa (Munţii Bistriţei). *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). Bucureşti.

Dimitrescu R. (1960) Observaţiuni privind depozitele mezozoice şi tectonica regiunii Iacobeni. *S.S.N.G. Comunicări de Geologie-Geografie* I (1957—1959). Bucureşti.

Dimitrescu R. (1964) Asupra existenţei unor vergenţe îndreptate spre interiorul arcului Carpaţilor orientali. *D.S. Com. Geol.* $L/_1$ (1962—1963). Bucureşti.

Ianovici V. (1956) Sur les gisements de minerai de manganèse de la Roumanie. Symposium sur les gisements de minerai de manganèse. *Travaux du XX-ème Congres International Géologique.* Mexico.

Ionescu C. (1962) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cîrlibaba—Ciocăneşti—Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). Bucureşti.

Kamienski M. (1934) La chaîne de Czywczyn. III. Ressources minérales. *Rocznik Polsk. Tow. Geol.* T. X., Krakow.

Kräutner Th. (1930) Observaţiuni geologice în Munţii Bistriţei şi Bîrgăului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIV, (1925—1926) Bucureşti.

Mastacan G. (1948) Beiträge zur Kenntnis der kristallinen Gegend zwischen Ciocăneşti—Vatra Dornei. *Rev. St. „V. Adamachi"*, vol. XXXIV, nr. 3. Iaşi.

Mastacan G. (1948 b) La région cristalline du sud-ouest de la Bucovine. *Bul. Politehnicii „Gh. Asachi"*. vol. III, fasc. 1. Iaşi.

Mastacan G. (1953) Observaţiuni geologice şi petrografice în regiunea Ciocăneşti—Cîrlibaba. *D.S. Com. Geol.* XXXVII (1949—50). Bucureşti.

Mogilnicki R. v. (1917) Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Berg. u. Hüttenmänn. Jahrb.* H. 1. Wien.

Quiring H. (1922) Die Manganerzvorkommen in den kristallinen Schiefern der bukowinischen Waldkarpathen. *Arhiv. f. Lagerstättenforschung,* H. 30. Berlin.

Rădulescu D. (1962) Contribuţii la cunoaşterea mineralelor din zăcămintele de mangan din Moldova de N. *D.S. Com. Geol.* XLIII (1955—1956). Bucureşti.

Rădulescu D., Ignat V. (1958) Neotokit in den Manganerzen von Jakobeny. *N. Jb. Min. Mh.*, 2/3 1958. Stuttgart.

Sandu R. (1960) Contribuţii la studiul oxizilor de mangan. Concentraţiile din regiunea Suceava. *Bul. I.P.G.G.* VI. Bucureşti.

Savul M. (1927) Gisements de manganèse de la région Şarul Dornei, *An. Inst. Geol. Roum.* XII. Bucureşti.

Savul M., Ianovici V. (1957) Chimismul şi originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriţei *Acad. R.P.R. Bul. St. Sect. Geologie-Geografie.* T. II, nr. 1. Bucureşti.

Savul M., Mastacan G. (1938) Contributions à la connaissance des schistes cristallins de la Bucovine. Les amphibolites de la région Iacobeni—Vatra Dornei. *Ann. Scient. de l'Univ. de Jassy,* II-ème sect., T. XXIV, fasc. 1. Iaşi.

Savul M., Mastacan G. (1952) Contribuţii la cunoaşterea gnaiselor porfiroide din Carpaţii Orientali. *Acad. R.P.R. Bul. St. Secţ. Biologie-Geologie-Geografie.* T. IV, nr. 2. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Şatski N. S. (1955) Formaţiunile manganifere şi metalogenia manganului. *An. Rom.-Sov.* (*Geol.-Geogr.*). IX/1. Bucureşti.

Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R.A.*, T. IV. Wien.

NOTE SUR LA STRUCTURE DU CRISTALLIN DE LA RÉGION DE IACOBENI

PAR

R. DIMITRESCU

(Résumé)

La région de Iacobeni est constituée de schistes cristallins appartenant au massif cristallin des Carpates Orientales et de dépôts mésozoïques représentés par le Werfenien, l'Anisien et le Dogger.

Les schistes cristallins peuvent être attribués à deux séries : l'une à caractères mésométamorphiques et l'autre à caractères épimétamorphiques.

La série cristalline dénommée par Th. Kräutner „la série de Bretila" est constituée par des micaschistes muscovitiques à biotite, des micaschistes et paragneiss micacés à grenat et des micaschistes chloriteux.

Des amphibolites y sont intercalés à deux endroits. Le faciès métamorphique de la série de Bretila correspond à celui albite-épidote-amphibolitique, selon Eskola. Les roches de cette série ont subi un phénomène de diaphtorèse, évident par la chloritisation dont les roches sont affectées dans toute la région.

On a entrepris de déterminer les horizons de la série cristalline épimétamorphique et leur position :

a) Le complexe (sernifitique) de Pîrîul Omului ouvre le cycle de sédimentation de la série. Il est représenté par une brèche à éléments de quelques centimètres formés de paragneiss à grenat et à biotite chloritiséée appartenant à la série de Bretila, passant latéralement à des schistes chloriteux blastopsammitiques et blastopséphitiques à cristaux de quartz roulé au diamètre de 1—5 mm.

La présence des conglomérats qui remanient les schistes de la série de Bretila en base de la série épizonale, démontre que cette dernière série s'est déposée après la métamorphose de la première série et qu'elle a été affectée ultérieurement par une seconde phase de métamorphisme régional.

Institutul Geologic al României

b) Le complexe quartzitique, qui occupe la majeure partie de la région prospectée, est formé, principalement, de schistes quartziteux-sériciteux et de schistes séricito-chloriteux ; ceux-ci comprennent des intercalations de quartzites noirs graphiteux. On peut suivre, sur une étendue de plus de 4 km, un horizon principal, puissant de 50 à 400 m. de quartzites noirs à intercalations de minerais manganifères.

c) Le complexe vulcanogène qui suit en ordre stratigraphique au complexe quartzitique, est constitué de schistes séricito-quarzteux et séricito-chloriteux à intercalations de porphyroïdes qui, représentent des roches effusives et des tufs métamorphisés ; métarhyolites, métadacites, etc.

La série mézozonale de la région de Iacobeni apparaît dans l'axe d'un anticlinal ; les formations épizonales recouvrent son flanc oriental.

Ces formations ont à peu près constamment des inclinaisons vers l'E.

Toute la région est recoupée par des failles transversales.

L'orientation principale des éléments linéaires (axes de microplis, striations, orientations de certains minéraux comme la chlorite ou l'amphibole) dans la série mésozonale de Bretila, est NNW—SSE, parfois même N—S.

Dans la série épizonale, les fluctuations sont beaucoup plus prononcées ; si la principale orientation reste comprise entre NW—SE et N—S avec un maximum statistique pour NNW—SSE, des éléments (surtout des axes de microplis) apparaissent pourtant, orientés NE—SW et même EW.

Quant aux microplis, nous pouvons affirmer que la plupart ne représentent pas des ,,drag-folds'' à vergence définie — et cela, sans aucun rapport avec l'orientation de leurs axes.

Pour l'étude pétrotectonique on a récolté un nombre d' échantilons orientés dans lesquels ont été exécutées des coupes minces orientées.

Les mesures ont visé la statistique des orientations des axes optiques de quartz.

Un micaschiste quartziteux de la série mésozonale présente le type d'orientation que nous avons déjà rencontré dans des roches pareilles du Getique des Carpates Méridionales et dans les Monts Apuseni ; il s'agit de la ceinture ,,*ac*'', un maximum oblique situé entre *a* et *c* avec un minimum absolu en *b*. L'axe de la ceinture est orienté N 17° E/09° SW.

Dans la série épizonale, plusieurs sections ont été étudiées.

Dans un schiste quartziteux-sériciteux, la même ceinture *ac* (à l'axe orienté N 75° W/0) a été observée, compliquée encore par une ceinture perpendiculaire et par deux maxima obliques. Dans l'orientation des micas, en dehors de l's$_{I}$, un s$_{II}$ apparaît clairement, situé à 40° par

Institutul Geologic al României

rapport au premier (ces mêmes s_I et s_{II} apparaissent dans les coupes minces des porphyroïdes).

Un quartzite noir présente un type spécial d'orientation, sans ceinture *ac*, avec, pourtant, un maximum en *b*.

Ce sont cependant des sections perpendiculaires sur l'axe des microplis — l'une dans des quartzites noirs et l'autre dans un quartzite vitreux intercalé dans les minerais de manganèse de Căprărie — qui nous ont offert les plus intéressantes images. Ces sections prouvent sans conteste que nous sommes en présence de plis de cisaillement. Les couches graphiteuses et quartzeuses différemment grenues (foliations s_1) décrivent des microplis formés par glissement sur des plans parallèles à leur plan axial; dans ces plans, un clivage axial s_{II} se développe indécelable à l'échelle mésoscopique mais clairement mis en évidence au microscope par l'orientation des rares feuilles de mica et par l'applatissement des grains de quartz.

La démonstration pétrostructurale du plissement de cisaillement a été obtenue par la comparaison de deux diagrammes statistiques de quartzites vitreux intercalés dans des silicates manganifères.

Une coupe mince orientée a été exécutée dans une couche non plissée de quartzites et une autre, dans l'axe d'un micropli centimétrique.

Les deux sections ont rendu la même image statistique, un maximum principal très fort (8—12%) à ceinture incomplète „*ac*", avec un maximum secondaire, la position du maximum absolu n'étant pas déplacée par le plissement. Cette image est contrastante avec celle que nous avions obtenue d'un pli de flexion du massif de Făgăraş, qui laissait voir justement le déplacement des maxima le long de la ceinture „*ac*" pour les flancs du micropli.

Les données obtenues conduisent aux conclusions tectoniques suivantes :

La présence d'une phase ancienne de métamorphisme antérieur à la sédimentation de la série ultérieurement métamorphisée en épizone, quoique prouvée par le remaniement de certains éléments de roches mésométamorphiques dans le complexe de Pîrîul Omului, n'a pu être mise en évidence par des moyens microtectoniques ou pétrostructuraux.

La principale phase de plissement et de métamorphisme qui affecte également les deux séries cristallines, produit des micro,-méso- et macrostructures orientées généralement NNW—SSE. Un grand nombre de plis observés dans la série épimétamorphique sont formés par plissement de cisaillement; une partie des linéations observées proviennent de l'intersection des foliations s_I avec le clivage axial s_{II}.

Institutul Geologic al României

De manière générale, le minerai manganifère est cantonné dans une bande unique de quartzites noirs que l'on peut suivre depuis Căprărie (au S) jusqu'à Suhărzel.

Les éléments linéaires indiquent clairement une dépression axiale entre les gisements Argestruț et Tudor et un soulèvement axial très prononcé au N de Nepomucenii Vechi, les deux pouvant être considérés comme causes de l'interruption, observée dans ces secteurs, de la continuité des couches de minerai manganifère.

L'étude microscopique a indiqué les suivants composants minéralogiques primaires du minerai : carbonate manganifère, rhodonite, pyroxmangite, dannémorite, spessartine.

C'est ainsi que la relation supposée par M. S a v u l et V. I a n o v i c i entre ces minerais localisés dans la série épizonale et les roches basiques transformées en amphibolites et cantonnées dans la série mésozonale, devient douteuse si l'on considère que les relations existentes entre les deux séries cristallines ne sont pas des relations de continuité.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

DATE PRELIMINARE ASUPRA VÎRSTEI ERUPŢIUNILOR DE LA E DE CRISTALINUL MEZEŞULUI (NW-ul TRANSILVANIEI) [1]

DE

O. ILIESCU

Abstract

Preliminary Data on the Age of Igneous Rocks to the East of Mezeş Mountains (NW Transylvania). The igneous rocks to the East of Mezeş Mountains include rhyolites and quartz-porphyries, dacites, andesites and quartz-diorites. Quartz-porphyries and rhyolites are considered of Lutetian age (Eocene); dacites as belonging to Upper Oligocene (Chattian—Aquitanian) whilst andesites and quartz-diorites reach up to Lower Burdigalian (inclusively). These volcanic manifestations are considered as being in the centre of the banatitic rocks of Northern Apuseni Mountains. The author suggests the idea of a northward shifting of these igneous rocks.

Problema vîrstei erupţiunilor din bazinul paleogen al Clujului nu a format obiectul unor cercetări speciale, iar în numeroasele lucrări existente, aceste formaţiuni sînt în majoritatea cazurilor numai amintite. Spre deosebire de erupţiunile de tip banatitic, din Munţii Apuseni şi de pe rama vestică a bazinului paleogen, erupţiunilor efuzive din interiorul acestui bazin, nu li s-a acordat decît o însemnătate redusă.

Lucrările efectuate în 1962 în împrejurimile Moigradului, permit unele consideraţiuni cu caracter preliminar, asupra vîrstei acestor erupţiuni.

Date anterioare privind erupţiunile din regiunea Cluj-Jibou se întîlnesc în lucrările lui H a u e r şi S t a c h e (1863). În zona nordică, aceste erupţiuni sînt semnalate de K. H o f m a n n (1879) iar poziţia lor a fost reluată în discuţie de A. K o c h (1900).

[1] Comunicare în şedinţa din 13 decembrie 1963.

Institutul Geologic al României

În lucrările mai noi, sînt menționate de St. Mateescu, E. Szádeczki-Kardoss, E. Saulea, I. Z. Barbu[1]), V. Mutihac[2]), I. Hanomolo și A. Hanomolo[3]).

St. Mateescu (1926, 1938), descrie o parte din dacitele și riolitele din golful Huedin — Călățele, arătînd că vîrsta acestor erupțiuni este, în orice caz, post-eocenă, fără însă a se ralia ipotezei anterioare a lui A. Koch (1900), că s-ar continua pînă în miocen. A. Koch nu aduce însă alte preciziuni de ordin stratigrafic. E. Szádeczki-Kardoss (1930) studiind erupțiunile ce străbat Cristalinul Mezeșului, la W de Moigrad, atribuie andezitelor și dacitelor întîlnite, vîrsta post-oligocenă. E. Saulea (1956), le socotește de vîrstă post-eocenă în împrejurimile localităților Iara și Săvădisla, iar după I. Hanomolo și A. Hanomolo, vîrsta acestor erupțiuni urcă pînă la Eocenul inferior, inclusiv. Ținem să mulțumim colegilor Haralambie Savu și Antoaneta Hanomolo, care ne-au ajutat în studiul microscopic al secțiunilor subțiri.

Pentru a înțelege poziția stratigrafică a erupțiunilor din porțiunea de NW a bazinului paleogen al Clujului, socotim necesar să prezentăm o scurtă caracterizare geologică a regiunii. Nu vom intra în descrieri litologice și paleontologice amănunțite, întrucît lucrarea are cu totul alt scop. Vom face numai o sumară prezentare a orizonturilor și nivelelor întîlnite, precum și anumite paralelizări de ordin cu totul general, pentru a evidenția legătura dintre anumite faciesuri din nordul și din sudul bazinului, în vederea plasării erupțiunilor la diferite nivele stratigrafice.

Peste un fundament de șisturi cristaline, alteori peste erupțiunile granitice și granodioritice de tipul banatitelor, sau peste formațiuni cretacice, se întîlnesc depozite de vîrstă eocenă și oligocenă.

Primul termen al Eocenului, este reprezentat prin seria argilelor vărgate inferioare.

Pe rama nord-vestică a regiunii, în seria argilelor vărgate inferioare, apare un nivel calcaros cu dezvoltare locală, pe care Th. Joja l-a denumit „Calcarul de Rona".

Către partea superioară a seriei vărgate inferioare, în zona Mezeș-Jibou, se individualizează cu o dezvoltare constantă — un nivel grezos-

---

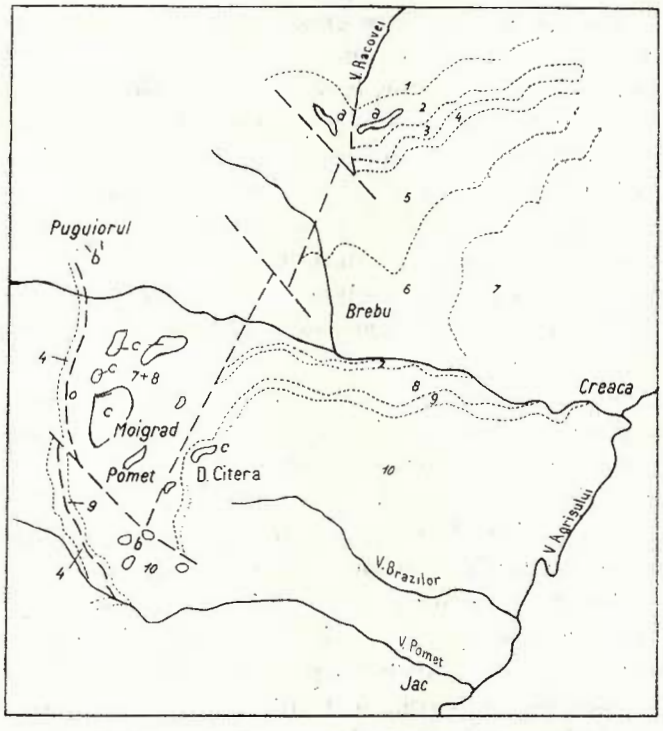
[1]) I. Z. Barbu. Raport asupra regiunii Ortelu—Moigrad—Brebi, 1952. Arh. Comitetului Geologic.

[2]) V. Mutihac. Raport asupra cercetărilor geologice în V. Agrișului și V. Cublești — București 1953. Arh. Comitetului Geologic.

[3]) I. Hanomolo, A. Hanomolo. Raport asupra geologiei regiunii Someș — Măguri—Mînăstireni—Căpuș—București — 1957. Arh. Comitetului Geologic.

Institutul Geologic al României

calcaros, de aproximativ 2—4 m grosime, care ar putea fi socotit ca echivalentul stratigrafic al calcarului de Agîrbiciu, identificat de I. Drăghindă în împrejurimile Clujului.



Schiţa geologică a regiunii Moigrad—Creaca.

1, strate cu *N. perforatus* + *G. eszterházi* + argilele vărgate inferioare; 2, seria marnelor cenuşii; 3, gresia de Racoţi; 4, stratele de Turbuţa; 5, calcarul de Cluj; 6, marnele de Brebi; 7, stratele de Curtuiuşi; 8, stratele de Mera; 9, stratele de Ileanda Mare; 10, seria de Valea Almaşului. a) porfire şi riolite cuarţifere; b) dacite; c) andezite + diorite cuarţifere.

Esquisse géologique de la région Moigrad—Creaca.

1, couches à *N. perforatus* + *G. eszterházi* + argiles bariolées inférieures; 2, série des marnes grises; 3, grès de Racoţi; 4, couches de Turbuţa; 5, calcaire de Cluj; 6, marnes de Brebi; 7, couches de Curtuiuşi; 8, couches de Mera; 9, couches d'Ileanda Mare; 10, série de Valea Almaşului: a) porphyres et rhyolites quartzifères; b) dacites; c) andésites + diorites quartzifères.

În continuare se situează o serie marină comprehensivă, pe care Gr. Răileanu şi E. Saulea (1956) au denumit-o seria marină inferioară. În cadrul acestei serii se pot distinge mai multe nivele stratigrafice, dintre care unele cu valoare regională, fiind socotite orizonturi-reper pentru întreg bazinul.

Institutul Geologic al României

Complexul gipsurilor inferioare şi al marnocalcarelor cu *Anomya* şi *Gryphaea eszterházi* P a v., este socotit primul termen al seriei marine inferioare. Este constituit din marne cenuşii-verzui foioase, fin stratificate, în care se întîlnesc bancuri de gipsuri de 1—6 m grosime; marnele trec treptat la marnocalcare şi calcare grezoase în care forma *Anomya* şi *Gryphaea eszterházi* P a v. este frecventă.

Orizontul imediat următor, care prezintă o deosebită valoare stratigrafică, este bancul de *Nummulites perforatus* (M o n t.). Litologic este constituit din marne cenuşii sau cenuşii-verzui, în care apar extrem de mulţi numuliţi, atribuiţi speciei *Nummulites perforatus* (M o n t.). Acest orizont este constant în întreg bazinul şi cu toate varietăţile litofaciale, se identifică uşor datorită abundenţei numuliţilor.

Urmează apoi orizontul argilelor şi marnelor cenuşii, alcătuit din marne calcaroase şi calcare marnoase fosilifere, avînd şi intercalaţii de argile nisipoase cenuşii-verzui.

Seria marină inferioară se încheie cu orizontul gresiei de Racoţi (pentru porţiunea nordică a bazinului) sau cu orizontul calcarului grosier inferior (pentru porţiunea sudică a bazinului Cluj).

În continuare, în întreg bazinul paleogen, se instalează un regim continental sau continental-lacustru, care, către partea superioară devine local marin, iar depozitele corespunzătoare sînt cunoscute sub denumirea de strate de Turbuţa sau orizontul argilelor vărgate superioare.

Seria marină superioară încheie ciclul de sedimentare al Eocenului şi este reprezentată prin nivelul gipsurilor superioare, orizontul calcarului grosier superior (calcarul de Cluj), nivelul cu *Nummulites fabiani* şi marnele de Brebi (marnele cu Briozoare).

Începînd de la Jibou, către NE, în cadrul seriei marine superioare nu se mai pot efectua separaţiile din restul bazinului Cluj. Totul este redus la un facies marnos-calcaros, cunoscut sub denumirea de „seria calcaroasă".

Oligocenul începe printr-un regim salmastru-epicontinental (stratele de Curtuiuş), ce trece treptat la un regim marin cu mici episoade salmastre, cunoscute sub denumirea de strate de Mera.

Oligocenul mediu este reprezentat prin stratele de Ileanda Mare. În porţiunea sudică a bazinului, stratele de Ileanda nu mai pot fi urmărite, datorită asemănării litologice cu celelalte orizonturi ale Oligocenului.

Oligocenul superior este reprezentat, în zona Moigrad, prin seria de valea Almaşului, un pachet comprehensiv care corespunde — în împrejurimile Clujului — stratelor de Tic, stratelor de Cetate, stratelor de Zimbor şi stratelor de Sînmihai.

Institutul Geologic al României

În ansamblu, seria de valea Almaşului este constituită din alternanţe de gresii masive albicioase, în general cuarţitice, nisipuri friabile cenuşii-albicioase şi argile cenuşii sau verzui-roşcate, nisipoase.

Avînd în vedere criteriile litologice şi superpoziţia stratelor, în 1962 am încercat o primă separare — în cadrul seriei de valea Almaşului a orizonturilor stabilite în porţiunea de S a bazinului. Au putut fi separate stratele de Tic + stratele de Cetate, stratele de Zimbor şi stratele de Sînmihaiul Almaşului.

Depozitele miocene, care urmează în continuare, sînt reprezentate prin stratele de Coruş, stratele de Chechiş şi stratele de Hida.

Erupţiunile întîlnite în împrejurimile Moigradului, sînt reprezentate prin riolite, porfire cuarţifere, dacite, andezite şi diorite cuarţifere.

Aceste erupţiuni sînt însoţite şi de piroclastite, iar depunerea acestora a dat naştere la o serie de roci tufogene, de tipul tufitelor, întîlnite la diferite nivele în depozitele paleogene din bazinul Clujului. Astfel de materiale tufogene, sau chiar tufuri uneori bentonizate, au fost întîlnite în seria argilelor vărgate inferioare, în orizontul cu *Anomya* şi *Gryphaea eszterházi*, în seria cenuşie, în calcarul de Cluj, etc.

Spre deosebire de erupţiunile cretacice, erupţiunile din Paleogen, în general, nu au dat fenomene puternice de contact şi sînt lipsite de mineralizări, ceea ce denotă o rază redusă de influenţă termo-dinamică.

Vom descrie în continuare diversele tipuri de roci eruptive întîlnite urmînd ca apoi să prezentăm consideraţiunile asupra vîrstei lor, bazaţi pe relaţiile dintre aceste erupţiuni şi depozitele sedimentare.

Riolitele şi porfirele cuarţifere apar pe afluenţii estici din porţiunea terminală a văii Racova, sub forma unei intercalaţii stratiforme de 1,5—2 m grosime prinsă în seria cenuşie a Eocenului.

Roca are o culoare vineţie pînă la verzuie, alteori slab roşcată pînă la violacee. Prezintă numeroase diaclaze sau filonaşe neorientate, de dimensiuni milimetrice, umplute cu cuarţ. Se întîlnesc de asemenea rare cristale de pirită, uneori puternic alterate, transformate în limonit.

Sub microscop, prezintă o masă sticloasă, fin granulară, în care feldspatul este în general sericitizat, iar elementele negre sînt cloritizate. Cuarţul se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, adeseori corodate. Hornblenda este în majoritatea cazurilor alterată, dar se întîlnesc şi cristale mai puţin alterate, în care se pot observa incluziuni de magnetit sau sericit. Biotitul este cloritizat.

Structura este porfirică, iar textura masivă.

Institutul Geologic al României

În privinţa modului de prezentare, s-ar părea că este vorba de o curgere. Nu excludem însă nici ipoteza unui sill legat de un corp eruptiv mai îndepărtat.

Dacitele apar la N de valea Ortelec, în vîrful Puguiorul, iar ca apariţii izolate, de dimensiuni reduse, la S de vîrful Pometului. Pe rama sudică a bazinului, dacitele sînt frecvent întîlnite, dar se pare că reprezintă erupţiuni mai vechi.

Sînt singurele erupţiuni din zona Moigradului care dau fenomene de contact, transformînd gresiile din stratele de Curtuiuş — pe care le străbat — în porţelanite, cu o culoare roşie-cărămizie. Roca este de culoare cenuşie-albicioasă, uneori brun-deschis. Frecvent, rocile dacitice au un aspect brecios, fiind însoţite şi de brecii vulcanice.

În secţiuni, apar cristale de feldspat, cuarţ, muscovit şi biotit. Feldspatul este deseori caolinizat. Cuarţul este corodat, iar elementele melanocrate sînt cloritizate. Structura este în general ofitică, iar textura masivă.

În cazul breciilor, structura dacitelor, este granulară, textura compactă, iar matricea este argiloasă.

Dioritele apar în centrul Măgurii Moigradului, pe care o formează în bună parte şi prezintă tipul dioritelor cuarţifere cu piroxeni. Sub microscop, plagioclazul apare zonat şi maclat polisintetic. Augitul este alterat, iar piroxenul prin alterare trece în uralit. Se întîlnesc de asemenea granule de magnetit. Cuarţul este frecvent întîlnit. Structura este subofitică porfirică.

Andezitele apar fie pe anumite linii de fractură, fie ca injecţii străpungînd depozitele Oligocenului superior, în dealul Pomilor, vîrful Citera, valea Ursoaia şi la N de valea Jacului, precum şi în Măgura Moigradului, către periferia corpului de diorite cuarţifere.

Prezintă culori cenuşii-albicioase, în care se disting clar cristale numeroase de cuarţ, ceea ce le apropie de andezitele cuarţifere.

Sub microscop se observă o pastă fin granulară, în care apar microlite de feldspat, cuarţ, augit, hornblendă şi hipersten. Feldspatul este frecvent caolinizat şi sericitizat, iar elementele melanocrate alterate şi transformate în clorit. Structura este porfirică, iar textura masivă.

Bazinul paleogen al Clujului, socotit mai înainte ca o zonă monoclinală, cu o tectonică simplă, trădează totuşi unele complicaţii importante, în special în apropierea ramei de şisturi cristaline. Jocul compartimentelor şi blocurilor de şisturi cristaline au generat şi se pare că au şi definitivat parţial actuala configuraţie tectonică a regiunii Moigradului. Fenomene tectonice ulterioare au reactivat o parte din fracturile existente,

Institutul Geologic al României

la aceasta contribuind probabil şi venirile de riolite, dacite şi andezite. Spunem aceasta, întrucît în zonele de apariţie a erupţiunilor, tectonica este mult mai complicată decît în zonele lipsite de astfel de erupţiuni.

Este posibil ca tocmai prezenţa acestor falii, să fi favorizat venirea erupţiunilor. Se pare că există o legătură (genetică) între erupţiunile paleogene din împrejurimile Moigradului şi erupţiunile din Munţii Apuseni şi că aceste erupţiuni nu ar reprezenta decît manifestaţiuni tardive şi periferice, efusive sau intrusive, ale masei centrale eruptive din nordul Munţilor Apuseni.

Studiul chimic efectuat de I. H a n o m o l o, asupra andezitelor de pe rama sudică a bazinului, arată consanguinitatea cu tipul de roci eruptive banatitice din Muntele Mare.

De o deosebită importanţă sînt datele pe care le aducem, referitoare la alcătuirea litologică a Măgurii Moigradului.

Măgura Moigradului nu reprezintă, aşa cum a fost considerată de toţi antecercetătorii, un corp andezitic, ci este alcătuită în cea mai mare parte din diorite cuarţifere, de tipul celor descrise mai sus. Este singura apariţie de diorite din regiune.

Andezitele se găsesc în imediata vecinătate, către periferia corpului dioritic, şi participă într-o proporţie cu mult mai redusă, la alcătuirea sa. Forma de zăcămînt este de tipul unui neck.

Referitor la relaţiile dintre andezite şi diorite, deocamdată nu putem face decît afirmaţii cu caracter preliminar, care vor trebui verificate.

Aşa cum se prezintă situaţia, credem că a fost un singur corp intrusiv. Răcirea neuniformă, mai rapidă către extremităţi, a dus la formarea andezitelor, în zonele periferice. Către interiorul corpului intrusiv, unde procesul de răcire a fost mai lent, s-au format diorite cuarţifere. Iar apariţiile de andezite, diseminate în jurul Măgurii Moigradului, pot fi considerate ca apofize ale corpului principal intrusiv.

Lipsa în general a fenomenelor de contact, sau prezenţa lor, dar cu o acţiune extrem de redusă şi numai local, se datoreşte faptului că răcirea a avut loc şi pe parcurs, iar venirile de magmă s-au efectuat treptat, pe etape, ultima etapă fiind apariţiile la zi ale maselor efusive, dar cu o temperatură scăzută.

Probabil că fenomenele de contact au avut loc mai în adîncime şi se reflectă în cadrul formaţiunilor din fundament.

Vîrsta erupţiunilor din împrejurimile Moigradului a fost menţionată cu totul sporadic, şi dacă pentru porţiunea sudică a bazinului au existat diferite ipoteze, pentru zona de nord, era tratată în general ca titlu informativ, cu toate că aceasta prezintă o importanţă deosebită pentru core-

Institutul Geologic al României

larea la sistemul eruptiv de ansamblu al întregei rame de vest a bazinului Transilvaniei.

În cele ce urmează, ne vom referi numai la erupţiunile din zona Moigrad, şi nu la erupţiunile din întreg bazinul. Ţinem să subliniem acest fapt, întrucît se pare că la W şi SW de Cluj situaţia este oarecum diferită, iar asupra relaţiilor cu depozitele sedimentare nu se pot face observaţii în vederea stabilirii vîrstei acestor erupţiuni.

Riolitele şi porfirele cuarţifere apar interstratificate către partea superioară a seriei cenuşii a Eocenului, deasupra unor marno-calcare fosilifere cu *Corbula gallica* Lamk.

Drept bază a complexului gresiei de Racoţi, orizont care se situează stratigrafic imediat peste seria marnelor cenuşii, am separat un nivel de gresii grosiere micacee şi pietrişuri, care remaniază fragmente de 2—3 cm de cuarţ fumuriu şi material eruptiv. Acest material eruptiv se aseamănă cu porfiritele cuarţifere şi riolitele de pe valea Racovei. Secţiunile subţiri, efectuate asupra acestor fragmente remaniate, precum şi asupra celor colectate din baza gresiei masive de Racoţi, de la partea superioară a pietrişurilor şi nisipurilor, arată aceeaşi constituţie petrografică, pînă la identitate cu seria eruptivă de pe valea Racovei. În această situaţie, putem afirma că erupţiunilor de riolite şi porfire li se poate atribui aceeaşi vîrstă ca şi seriei cenuşii, adică Luteţian superior (Eocen mediu).

Vîrsta luteţian-superioară a seriei cenuşii este astăzi acceptată de majoritatea cercetărilor, pe baza asociaţiei de nummuliţi, ca : *N. garnieri*, *N. striatus* Brug, *N. chavannesi* De la Harpe, *N. variolarius* Lam., asociaţi cu *Alveolina elongata* şi *Orbitolites* sp.

Semnalarea pentru prima dată a erupţiunilor de vîrstă luteţian-superioară în împrejurimile Moigradului are o importanţă deosebită privind problema continuităţii în timp a erupţiilor de pe rama vestică a bazinului Transilvaniei.

Dacitele semnalate de A. Koch şi K. Hofmann la Puguiorul (N de valea Ortelec), au mai fost întîlnite în vîrful Pometului, precum şi în vîrful Citera, unde apar fie de-a lungul unor linii de fractură, fie ca mici corpuri, ce străbat depozite oligocene.

Relaţiile cu formaţiile sedimentare sînt diferite în vîrful Puguiorul, faţă de celelalte apariţii. Aici dacitele străbat stratele de Curtuiuş şi partea inferioară a stratelor de Mera.

La contactul cu dacitele, nisipurile şi gresiile din stratele de Curtuiuş sînt coapte, transformate în gresii roşii-cărămizii sau în porţelanite. Stratele de Mera nu prezintă fenomene de contact.

Institutul Geologic al României

Termenii superiori ai stratelor de Mera se dispun peste dacite, aşa cum se poate observa pe un pîrîu la SE de vîrful Puguiorul, la W de şoseaua Moigrad-Mirşid.

Erupţiile din zona Pomet — vîrful Citera străbat stratele de Mera în întregime, apoi stratele de Ileanda Mare, precum şi o parte din stratele de Tic. Străbat deci şi partea inferioară a Oligocenului superior.

Dificultatea în precizarea vîrstei acestor erupţiuni constă în faptul că nu au mai fost întîlnite depozite care să le acopere.

Cercetînd îndeaproape depozitele sedimentare mai noi decît stratele de Tic, la E de valea Agrişului, am constatat că în gresiile şi nisipurile de la partea superioară a seriei de valea Almaşului, respectiv în stratele de Sînmihaiul Almaşului, precum şi în stratele de Coruş, apar numeroase fragmente remaniate din dacite, asemănătoare cu cele de la Puguiorul şi vîrful Pometului.

Studiul microscopic a confirmat faptul că este vorba de fragmente de dacite remaniate, cu aceleaşi caractere mineralogice ca la Puguiorul şi valea Pometului.

Pe baza acestor date, am ajuns la concluzia că aceste erupţiuni nu pot aparţine Mediteranului superior, respectiv Tortonianului sau unor termeni mai noi, aşa cum au fost considerate, ci Oligocenului superior, cel mult şi Acvitanianului.

Dacă ţinem seama că stratele de Tic, reprezintă baza Oligocenului superior (Chattian) şi că stratele de Sînmihaiul Almaşului sînt considerate ca acvitaniene, înseamnă că erupţiile dacitice din împrejurimile Moigradului au avut loc către finele Oligocenului, în Chattianul superior, eventual în Acvitanianul inferior, avînd în vedere că fragmentele remaniate de dacite au fost întîlnite către partea superioară a stratelor de Sînmihai.

Faptul că o parte din erupţiunile dacitice au fost întîlnite la nivelul stratelor de Mera, nu complică situaţia. Toate aceste dacite aparţin aceluiaşi ciclu eruptiv. O parte însă din aceste dacite au rămas la nivelul stratelor de Mera, celelalte au străbătut formaţiuni oligocene medii şi oligocene superioare.

Fragmentele de dacite remaniate la partea superioară a seriei de valea Almaşului au fost semnalate şi de K. H o f m a n n, la N de Tihău, dar acest autor le-a considerat ca „material trahitic" provenit din erupţiile banatitice din Munţii Apuseni.

Se mai cunosc erupţii de dacite şi în porţiunea sudică a bazinului Cluj, în special în apropierea ramei bazinului, unde vin în contact cu diverşi termeni ai Eocenului şi Oligocenului. S-ar putea ca aici, dacitele să fie mai vechi.

Institutul Geologic al României

În acest caz, se pune problema dacă aceste erupţii nu au avut un caracter de continuitate începînd din Cretacic (Vlădeasa-Muntele Mare), pînă în Paleogen inclusiv, mărind astfel extinderea în timp a ciclului de erupţii banatitice pînă în Oligocenul superior, sau chiar pînă în Miocenul inferior.

Revenind la dioritele cuarţifere şi la andezitele întîlnite în Măgura Moigradului şi în împrejurimi, semnalăm că nu avem date care să precizeze vîrsta acestor erupţii. Cert este că străbat Eocenul şi întreg Oligocenul inferior şi mediu, precum şi o parte din stratele de Tic.

Primele fragmente de diorite şi andezite de acest tip le întîlnim remaniate în baza stratelor de Hida, în orizontul pietrişurilor şi conglomeratelor inferioare, a căror vîrstă este helveţian-inferioară.

În acest caz, vîrsta dioritelor şi andezitelor din zona Moigradului ar putea fi oligocen-superioară — burdigalian-superioară.

Aceasta concordă cu cele semnalate în munţii Bîrgăului de L. A t a n a s i u, R. D i m i t r e s c u şi A. S e m a k a, unde dacitelor cuarţifere asociate cu andezite li s-a atribuit vîrsta mediteran-inferioară.

În concluzie, putem afirma că erupţiunile din împrejurimile Mezeşului au avut loc în mai multe faze, începînd din Eocen (Luteţian superior-riolite şi porfire cuarţifere), au continuat în Oligocen prin dacite, pînă în Miocenul inferior (Burdigalian superior), prin diorite cuarţifere şi andezite.

Existenţa erupţiunilor în timpul Paleogenului şi Miocenului inferior este confirmată şi de prezenţa materialului tufogen sau chiar a lentilelor de tufuri bentonitizate, întîlnite la diferite nivele în depozitele sedimentare de pe rama nord-vestică a bazinului Transilvaniei. Urmărirea acestor manifestaţii eruptive, respectiv a nivelelor cu tufuri sau material tufogen şi stabilirea unei succesiuni a lor, precum şi o analiză sistematică, ar permite probabil legarea tufurilor de diversele tipuri de roci eruptive întîlnite. Implicit, aceasta ar conduce şi la precizarea vîrstei acestor erupţii.

Continuarea erupţiilor din Cretacic şi pînă în Miocenul inferior, cu faze de paroxism şi faze mai lente sau de repaus, ridică o altă problemă de importanţă deosebită. Este vorba de o eventuală legătură dintre erupţiunile cretacic-paleogene din Munţii Apuseni cu erupţiile terţiare mai nordice, prin această zonă intermediară a munţilor Mezeş.

Această ipoteză ne conduce la ideea unei deplasări continui, în timp şi spaţiu către N a centrului eruptiv principal. În Cretacic, cînd au loc erupţiunile de banatite sectorul principal îl reprezenta Munţii Apuseni de N, avînd ca nucleu central Muntele Mare.

Institutul Geologic al României

În Paleogen, zona principală eruptivă este situată de-a lungul munţilor Mezeş şi este constituită în general din dacite, riolite şi porfire cuarţifere.

În Neogen, zona principală de erupţiuni se individualizează mai către N, în munţii Gutinului şi are ca reprezentanţi principali andezitele şi dacitele.

În acelaşi timp, odată cu această deplasare către N a centrului principal de erupţie, are loc şi o trecere de la tipul intrusiv, predominant în Muntele Mare, la faciesuri exclusiv efusive, întîlnite mai către nord.

Ideia că erupţiunile din împrejurimile Moigradului ar reprezenta manifestaţiuni periferice tardive ale masei eruptive centrale din Muntele Mare, merită atenţie deosebită, întrucît trădează legătura lor cu complexul erupţiunilor banatitice.

În acest fel se dă o extindere a erupţiilor banatitice, cunoscute în Cretacicul superior şi Eocen, pînă în Miocenul inferior. Iar această extindere a ciclului banatitic ar putea oferi posibilitatea existenţei unei legături în timp cu erupţiunile neogene de la Baia Mare.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. (1956). Studiul petrografic al eruptivului din M. Bîrgăului. *D.S. Com. Geol.*, vol. XL, 1952—1953. Bucureşti.

Duşa A. (1961). Date geologice şi paleontologice asupra Burdigalianului din regiunea Surduc, la S de Someşul Mare, *Stud. Univ. Babeş-Bolyai.* Seria I 1/1 1961, pg. 103—109. Cluj.

Hofmann K. (1879). Bericht über die östlichen Theile des Szilágyer Komitates, während des Sommerkampagne 1878 vollführten spezial Aufnahmen. *F.K.* IX/5—6. Budapest.

Joja Th. (1956). Observaţii de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XXIX. Bucureşti.

Koch A. (1900). Die Tertiärbildungen des Beckens des siebenbürgischen Landestheile I. Paläogene Abteilung, 1894, Neogene Abteilung. Budapest.

Mateescu Şt. (1926). Observaţii morfologice asupra depresiunii Huedinului (Transilvania). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. IX. Bucureşti.

Mateescu Şt. (1938). La faille de Moigrad et les variations de faciès qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au N et au S de la faille. *C.R. Acad. Roum.* II Bucarest.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956). Paleogenul din regiunea Cluj—Jibou. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXIX. Bucureşti.

Stache G., Hauer V. T. (1863). Geologie Siebenbürgens. Wien.

Szádeczki Kardoss E. (1930). Contribuţiuni la Geologia Ardealului de NW. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIV, 1925—1926. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

DONNÉES PRÉLIMINAIRES SUR L'ÂGE DES ÉRUPTIONS À L'EST DU CRISTALLIN DE MEZEŞ

PAR

O. ILIESCU

(Résumé)

Afin d'apporter plus de précision à son exposé, l'auteur fait, dès le début, une description des dépôts éocènes, oligocènes et miocènes existant dans la région.

L'Éocène y est représenté par la série des argiles rouges inférieures, par l'horizon des gypses inférieurs, l'horizon à *Anomya* et *Gryphaea eszterházi* Pav.; le banc à *Nummulites perforatus* (Mont.), l'horizon des marnes grisâtres, le grès de Racoţi, les couches de Turbuţa, le calcaire de Cluj et les marnes de Brebi.

L'Oligocène est constitué des couches de Curtuiuş, des couches de Mera, des couches de Ileanda et de la série de Valea Almaşului.

On a distingué dans cette dernière série, les couches de Tic + Cetate, les couches de Jimbor et les couches de Sînmihai.

Les couches de Coruş, de Chechiş et de Hida ont été attribuées au Miocène.

Les éruptions des environs de Moigrad sont représentées par les porphyres quartzifères, par les rhyolites, les dacites, les andésites et les diorites.

Les rhyolites et les porphyres s'y trouvent comme intercalations stratiformes dans la série grise de l'Eocène, sous forme de coulée ou éventuellement „sill" lié à un corps éruptif plus éloigné.

Étant donné que ces roches éruptives existent sous forme de blocs remaniés dans le grès de Racoţi, immédiatement supérieur du point de vue stratigraphique, on leur a attribué le même âge qu'à la série grise (Lutétien).

Les dacites traversent les dépôts éocènes et oligocènes, jusqu'au niveau des couches de Tic. Du fait qu'on les rencontre remaniées dans le gravier à la partie supérieure de la série de Valea Almaşului, — à savoir dans les couches de Sînmihai (attribuées à l'Aquitanien) ainsi que dans les couches de Coruş — attribuées au Burdigalien inférieur, il résulte que l'âge de ces éruptions serait oligocène-supérieur (Chattian, Aquitanien tout au plus).

Institutul Geologic al României

Les éruptions de diorites et d'andésites qui apparaissent dans Măgura Maigutului et dans les environs, remontent probablement jusqu'au Burdigalien (y compris); on trouve ces roches sous forme de blocs remaniés à la base des couches de Hida, attribuées, elles, à l'Helvétien.

De la sorte, l'auteur met en évidence les éruptions d'âge éocène supérieur et oligocène — miocène, inférieur non encore signalées en Roumanie.

Par la suite, on signale la possibilité d'une relation existant entre les éruptions banatitiques des Monts Apuseni et les éruptions tertiaires, au NW du pays.

Mieux encore, on suppose un continuel déplacement, en temps et espace, vers le N, du centre éruptif principal des Monts Apuseni accompagné simultanément par une transition du type intrusif — prédominant dans Muntele Mare, aux faciès effusifs, existants vers le N.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

STUDII GEOLOGICE ÎN REGIUNEA TOMEŞTI—LUNCANI—GLADNA ROMÂNĂ (POIANA RUSCĂ DE NW)[1]

DE

M. MUREŞAN

Abstract

Geology of the Tomeşti—Luncani—Gladna Română Area (NW Poiana Ruscă Mountains). The area is composed mainly of epimetamorphic formations which fall within two stratigraphic complexes. In the first complex as well as in the lower zone of the second complex, lateral variations of facies have been stated between the metamorphosed reef — reef-derived formations and the synchronous terrigenous ones. The reef — reef-derived carbonate formations accumulate two times more quickly than terrigenous formations. In this area, the folded structures rotate passing from EW to NS. From microtectonical viewpoint, the traces of several movements (B_1, B_2, B_3) have been identified, among which those belonging to the B_1 tectonics are synmetamorphic.

Cercetări geologice anterioare. Regiunea la care ne referim este situată în partea de NW a masivului Poiana Ruscă, fiind cuprinsă între valea Bega (la E), valea Gladnei (la W), vîrful Padeş — vîrful Brainul (la S) şi linia localităţilor Gladna Română, Zolt, Baloşeşti, Romăneşti (la N).

Printre primii cercetători ai părţilor vestice şi nord-vestice ale Poienei Rusce se numără L. Lóczy (1882); F. Schafarzik (1882, 1905, 1906); O. Kadić (1905); J. Halavács (1906); F. Nópcsa (1905); K. Papp (1919).

C. V. Papiu (1956) în urma studiilor sale din anii 1946—1949, aduce contribuţii preţioase la cunoaşterea petrografică a regiunii. Autorul consideră rocile carbonatice de aici de origină recifală; aceste formaţiuni

[1]) Comunicare în şedinţa din 29 mai 1964.

Institutul Geologic al României

şi o parte din rocile terigene conexe se îndinţează facial, raliindu-se astfel ipotezei emise de către Acad. Al. Codarcea, în 1948, pentru partea estică a masivului Poiana Ruscă [1]). C. V. Papiu deosebeşte o serie şistoasă inferioară (seria filitelor de Padeşu), dezvoltată la sud de dolomitele de Luncani, săracă în roci carbonatate (în această serie autorul citează fenomene de retromorfism), şi o serie detritogenă superioară, sincronă carbonatitelor recifale.

H. Savu [2]) reluînd cercetările în 1953 în zona Gladna Montana — Zolt, susţine existenţa a două serii cristaline, metamorfozate în perioade diferite (o serie veche metamorfozată la începutul Hercinicului, peste care s-au depus sedimente la rîndul lor din nou metamorfozate la sfîrşitul Hercinicului). Autorul (1962) a adus de asemenea date petrografice amănunţite asupra eruptivului neogen din regiune.

Carbonatitele masivului dolomitic de la Luncani—Tomeşti au constituit obiectul studiilor detaliate întreprinse între anii 1960 şi 1961 de către C. V. Papiu şi colab. (1963) şi A. Popescu (1963). Rezultatele interesante obţinute au lămurit majoritatea problemelor de ordin petrogenetic ale carbonatitelor din regiune, demonstrîndu-se indubitabil originea recifală şi recifogenă a acestora. S-a susţinut în continuare ipoteza existenţei a două serii cristaline (dintre care seria superioară cu carbonatite, dispusă discordant peste cea inferioară, ar fi siluriană), peste care stă o a treia serie şistoasă probabil devoniană. Metamorfismul acestor serii ar fi hercinic.

În urma cercetărilor noastre dintre anii 1960—1962 în zona de la W de regiunea la care ne referim, am făcut o primă orizontare a stivei cristaline din partea de NW a Poienii Rusce [3]), paralelizabilă cu succesiunile stratigrafice stabilite în alte zone ale unităţii epimetamorfice din masiv. S-a pus de asemenea în evidenţă existenţa unui anticlinoriu care în regiune îşi schimbă orientarea, de la E—W la N—S şi chiar NNE—SSW, fapt demonstrat prin procedee microstructurale.

Între 1960—1961 sînt explorate de către T.P.E.D.M.N. itabiritele de la Tomeşti şi minereurile fero-manganoase din zona Luncani [4]). Struc-

[1]) Al. Codarcea — Raport asupra rezervelor de minereuri de fier ale regiunii Teliuc—Ghelar (partea de E a Munţilor Poiana Ruscă). 1948, Arh. Com. Geol.

[2]) H. Savu — Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a Masivului Poiana Ruscă. 1953, Arh. Com. Geol.

[3]) M. Mureşan — Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de NW a Masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* vol. L (sub tipar).

[4]) I. Urdea, I. Marianu — Raport geologic asupra regiunii de NW a Masivului Poiana Ruscă (perimetrul Luncani—Tomeşti). 1961, Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

turile orientate N—S, menţionate de noi în regiune, sînt explicate prin neconcordanţa orientării iniţiale a liniei de ţărm a bazinului în care se depuneau sedimentele actualmente metamorfozate şi direcţia generală E—W a cutărilor din Poiana Ruscă.

Seria şistoasă din sudul şi vestul dolomitelor de Luncani a fost cercetată amănunţit în 1961—1962 de către C. Chivu şi V. Serafimovici[1]), care reluînd ideia lui H. Savu, admit existenţa a două serii cristaline metamorfozate în timpuri diferite (prima în Caledonian şi cea de a doua în Hercinic). În cadrul seriei superioare recunosc existenţa a două complexe în succesiune normală (complexul şisturilor tufogene şi complexul şisturilor filitice) peste care se dispune discordant un orizont de cuarţite („cuarţitele superioare"). Autorii au confirmat existenţa rotirii structurilor plicative din regiune (fenomen menţionat de noi în 1960), punînd-o pe seama mişcărilor hercinice precum şi existenţa a două elemente liniare, liniaţia a doua datorindu-se unui metamorfism dinamic, care a generat şi dislocaţiile rupturale din regiune.

Zona Ruschiţa, situată la S de regiunea noastră, a fost studiată de către Al. Codarcea şi N. Petrulian[2]); Al. Codarcea şi L. Pavelescu (1956); L. Pavelescu (1958) şi L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureşan, Fl. Kräutner[3]).

Zona Nădragului (situată la SW) a fost studiată de către D. Giuşcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, V. Ştiopol şi R. Dimitrescu (1956); această zonă a fost reluată de către O. Maier, I. Solomon şi G. Vasilescu[4]).

---

[1]) a. C. Chivu, V. Serafimovici — Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe (Poiana Ruscă). 1961, Arh. Com. Geol.

b. V. Serafimovici, C. Chivu — Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe în regiunea Gladna Română — Surduc — Boteşti (Poiana Ruscă de NW). 1962, Arh. Com. Geol.

[2]) Al. Codarcea, N. Petrulian — Raport geologic-minier asupra zăcămintelor de minereuri din reg. Ruschiţa. 1943, Arh. Com. Geol.

[3]) L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureşan, Fl. Kräutner — Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din reg. Ruschiţa (Poiana Ruscă). An. Inst. Geol. vol. XXXIV (sub tipar).

[4]) O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu — Raport asupra prospecţiunilor geologice executate în reg. Nădrag (Poiana Ruscă). 1961, Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

Partea de NW a Poienii Rusce a fost prospectată magnetometric între 1957 de către Al. Stefanciuc[1]) și A. Ștefănescu[2]). Anomaliile magnetice se datorează șisturilor cu magnetit, banatitelor și aglomeratelor andezitice neogene.

Geologia regiunii

Majoritatea suprafeței de care ne ocupăm este constituită din formațiuni cristaline, care înspre N sînt acoperite de depozite sedimentare pliocene (planșa I). Cristalinul este străbătut pe alocuri de mici corpuri eruptive de vîrstă mezozoică și neogenă.

Formațiunile cristaline. Formațiunile cristaline din regiune aparțin unității epimetamorfice care alcătuiește jumătatea de N a masivului Poiana Ruscă.

Considerații petrografice generale

Majoritatea rocilor cristaline din regiune provin din metamorfozarea regională a unor depozite marine terigene (argiloase, argilo-grezoase și grezoase) și recifal-recifogene (carbonatice); o mică parte din rocile studiate sînt de proveniență tufogenă. Sedimentele inițiale de diverse origini erau deseori amestecate intim între ele, rezultînd roci mixte (Papiu, 1956). Menționăm de asemenea existența unor roci metaeruptive precum și a unor roci feruginoase metamorfozate (itabirite).

Condițiile din timpul metamorfismului regional au determinat apariția în cadrul rocilor cristaline a paragenezelor caracteristice faciesului de șisturi verzi, în regiune majoritatea tipurilor petrografice înscriindu-se în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit și subordonat în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-biotit (Turner, 1961). În regiune se observă o creștere a cristalinității rocilor (ce ocupă o aceeași poziție stratigrafică) de la N către S, în sensul că tipurile structurale fine (șisturi argiloase și filite) ce predomină în partea nordică a regiunii, în spre sud descresc cantitativ în favoarea tipurilor structurale mai larg cristalizate. Această tranziție prezintă numeroase recurențe într-un sens sau altul.

Rocile terigene. Rocile terigene împreună cu cele carbonatice sînt cele mai răspîndite în zona cercetată. În cadrul lor am inclus și pe cele în care se poate recunoaște un oarecare aport carbonatic, dar care nefiind prea mare nu șterge caracterul terigen predominant al rocii respective.

[1]) A. Stefanciuc — Raport preliminar asupra măsurătorilor magnetometrice executate în reg. Munților Poiana Ruscă (Tomești—Gladna). 1957, Arh. Com. Geol.

[2]) A. Ștefănescu — Raport asupra măsurătorilor magnetice executate în Poiana Ruscă de NW (Tomești). 1957, Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

Structura acestor roci variază de la granoblastică la cea lepidoblastică, predominînd tipurile granolepidoblastice. Textura şistoasă a fost întîlnită în majoritatea cazurilor, texturile masive apărînd rar (de exemplu la cuarţitele sărace în filosilicaţi).

După asociaţiile şi raporturile cantitative dintre minerale, în zona cercetată se deosebesc următoarele tipuri principale de roci terigene: şisturi cuarţoase cu clorit şi sericit; şisturi clorito-sericitoase (frecvente în partea de S a regiunii); cuarţite şi şisturi cuarţoase cu sericit, clorit şi biotit; filite sericitoase, filite sericitoase-cloritoase-calcaroase, şisturi clorito-sericitoase cu biotit; cuarţite şi şisturi cuarţoase cu sericit; cuarţite grafitoase şi şisturi cuarţoase grafitoase (în cadrul acestor roci se înscriu cuarţitele negre grafitoase, care constituie adesea nivele reper; sînt bine dezvoltate între Tomeşti şi Românești); şisturi sericito-grafitoase şi filite sericito-grafitoase (aceste roci se întîlnesc mai ales în partea de N şi W a regiunii).

Rocile carbonatice. Sînt foarte răspîndite, în regiune grupîndu-se majoritatea în cuprinsul masivului dolomitic de la Luncani—Tomeşti şi provin din metamorfozarea unor depozite recifal-recifogene (P a p i u, 1956; P a p i u şi colab., 1963; P o p e s c u, 1963; M u r e ş a n[1]) cu chimism relativ variat, existînd numeroase tranziţii de la calcare la dolomite. C. V. P a p i u şi colab. au adus numeroase argumente pentru existenţa iniţială (premetamorfică) a rocilor calcaroase şi a celor dolomitice; am adăuga faptul că de multe ori limitele dintre calcare şi dolomite se fac după feţele de stratificaţie şi că rocile calcaroase constituie fîşii, alungite după stratificaţie, în cadrul dolomitelor, ceea ce este încă o dovadă în favoarea celor afirmate mai sus.

Se observă că gradul de cristalinitate al rocilor carbonatice depinde mult de chimismul lor, calcarele fiind deobicei mai larg recristalizate decît dolomitele. Pigmentul grafitos are o influenţă negativă asupra gradului de cristalinitate al rocilor carbonatice, astfel încît calcarele şi dolomitele calcaroase grafitoase sînt mai totdeauna fin granulate (grafitul a îngreunat blasteza carbonaţilor).

Structura rocilor carbonatice este în general granoblastică şi mai rar granolepidoblastică. Textural, se pot deosebi carbonatite masive (mai ales dolomitele), orientate, stratificate, şistoase, ultimele două tipuri fiind întîlnite mai ales la calcare. C. V. P a p i u şi colab. au acordat o mare importanţă aspectului textural al carbonatitelor, pornind de la

[1]) Op. cit. p. 46, nr. 3.

Institutul Geologic al României

ipoteza că rocile dolomitice masive ar reprezenta zonele biohermice recifale, în timp ce carbonatitele stratificate, şistoase etc. ar reprezenta depozite recifogene.

În regiune se pot deosebi calcare, calcare dolomitice, dolomite calcaroase, dolomite, roci carbonatico-cuarţoase şi cuarţo-carbonatice. Aceste roci au fost studiate detaliat de către A. Popescu (1963).

Rocile verzi tufogene. În comparaţie cu rocile terigene şi cele carbonatice, şisturile verzi tufogene şi tufitogene sînt mult mai puţin răspîndite, apărînd mai ales în jurul localităţii Tomeşti.

Aceste roci provin din metamorfozarea regională în condiţiile faciesului de şisturi verzi a unor tufuri şi tufite bazice, aparţinînd magmatismului spilito-keratofiric premetamorfic. Sînt caracterizate în general prin parageneza clorit-albit-cuarţ la care se adaugă uneori actinotul şi epidotul. Magnetitul apare frecvent, constituind cauza majorităţii anomaliilor magnetice din regiune. Prezenţa în cantităţi uneori destul de apreciabile a cuarţului, sericitului, calcitului etc. indică aporturi terigene şi recifogene. Aceste roci pot fi denumite tufitogene [1]).

Rocile metaeruptive. Constituie o apariţie sporadică sub forma unui sill mic de metadiorite ce apare la Tomeşti, asociat cu roci verzi tufogene. Metadioritele sînt alcătuite dintr-o hornblendă verde albăstruie (parţial cloritizată şi epidotizată), feldspat plagioclaz (parţial calcitizat) precum şi mici cantităţi de cuarţ, clorit, epidot, calcit şi titanit.

Stratigrafia şisturilor cristaline

Masivul cristalin Poiana Ruscă este alcătuit din două mari unităţi tectonice: unitatea epimetamorfică, ce constituie jumătatea nordică a acesteia şi unitatea mezometamorfică, situată la S de prima. Regiunea cercetată este amplasată în partea de vest a unităţii epimetamorfice.

Din expunerea principalelor concepţii referitoare la stratigrafia cristalinului părţii de NW şi W a masivului Poiana Ruscă, rezultă trei orientări principale, diferite între ele: *a*) existenţa a două serii cristaline, prima serie constituind fundamentul vechi metamorfozat înaintea formării rocilor celei de a doua serii (H. Savu [2]); C. Chivu, V. Serafimovici [3]);

---

[1]) E. Bercia, I. Bercia, C. Chivu, H. Kräutner, F. Kräutner, O. Maier, G. Mureşan, M. Mureşan, G. Neacşu — Raport asupra cercetărilor geologice din reg. Ruda—Poiana Crivina—Bătrîna—Socet—Cerbăl—Sohodol (Poiana Ruscă). 1959, Arh. Com. Geol.

[2]) Vezi nota 2, pag. 46.

[3]) Vezi nota 1, pag. 47.

Institutul Geologic al României

b) existenţa unui singur metamorfism (hercinic), care a afectat o stivă de sedimente dintre care cele inferioare ar fi suferit o cutare neînsoţită de metamorfism, mult înaintea proceselor de metamorfism regional (însoţit şi el de o fază de cutare); este vorba de cel puţin două serii sedimentare separate printr-o discordanţă premetamorfică (P a p i u şi colab., 1963; A. P o p e s c u, 1963)[1]; *c)* existenţa unei stive unice de roci sedimentare metamorfozate şi cutate o singură dată (M. M u r e ş a n [2]).

Cercetările macrotectonice şi stratigrafice efectuate de noi de-a lungul mai multor ani în partea de NW a Poienii Rusce, au arătat (ca şi de altfel alte cercetări similare din masiv) ca fiind posibilă doar ultima ipoteză. Care au fost totuşi premizele care au stat la baza elaborării primelor două grupuri de ipoteze? *a)* O primă sursă a fost furnizată de creşterea treptată a gradului de cristalinitate a rocilor din regiune de la N către S. Acest lucru a dus la ideea că rocile mai larg recristalizate, din S, sînt în acelaşi timp stratigrafic inferioare celor mai fin cristalizate din N. Noi am arătat încă din cercetările trecute din NW-ul masivului că unul şi acelaşi pachet stratigrafic este reprezentat în nordul regiunii cu precădere prin filite şi şisturi argiloase în timp ce în spre sud acestea fac loc treptat tipurilor mai larg recristalizate. De exemplu, „seria filitelor de Padeşu", dezvoltată la S de masivul dolomitic de la Luncani (considerată de unii autori ca fiind stratigrafic inferioară carbonatitelor recifal-recifogene din regiune), este reprezentată în general prin şisturi sericito-cloritoase cuarţoase ± biotit ± grafit; ea se dispune normal peste dolomitele de Luncani, situîndu-se astfel stratigrafic în spre partea superioară a complexului superior al unităţii epimetamorfice din Poiana Ruscă (complexul filitelor şi al şisturilor sericito-cloritoase superioare). Înspre nordul regiunii, acest complex este reprezentat predominant prin filite şi chiar şisturi argiloase. Creşterea gradului de metamorfism în cadrul aceluiaşi pachet stratigrafic a fost arătată şi în alte părţi a masivului (O. M a i e r, G. M u r e ş a n, M. M u r e ş a n, 1963)[3]. *b)* O a doua sursă a fost furnizată de gofrajul observat în seria filitelor de Padeşu, interpretat deobicei ca fiind expresia mai multor faze orogenetice suprapuse şi ca indiciu al po-

[1] Menţionăm că C. C h i v u şi V. S c r a f i m o v i c i (vezi nota 1, pag. 47) admit concomitent existenţa a două serii metamorfozate în timpuri diferite şi prezenţa unei discordanţe iniţiale în seria mai nouă („cuarţitele superioare" ce ar fi discordante faţă de complexul şisturilor filitice. Aceste cuarţite s-au dovedit a fi de fapt aglomerări de blocuri rezultate din dezagregarea rocilor cuarţitice subjacente, concordante cu rocile înconjurătoare).

[2] Vezi nota 3, pag. 46.

[3] Vezi nota 3, pag. 47; noia 1, pag. 50.

Institutul Geologic al României

ziţiei stratigrafice inferioare a şisturilor gofrate. Acest gofraj reprezintă de fapt de obicei microcutele obişnuite de alunecare flexurală care au luat naştere în timpul metamorfismului regional. Aceste microcute sînt în realitate răspîndite peste tot în Poiana Ruscă, atît în sudul cît şi în nordul regiunii; tot de domeniul gofrajului ţin şi micile flexuri şi ondulaţii date de tectonica B_2 care afectează toată unitatea epimetamorfică a masivului.

Am adăuga că nu se cunosc pînă acum dovezi care să ateste existenţa unor discordanţe iniţiale (respectiv a unor cutări premetamorfice şi a unor faze continentale de eroziune, premetamorfice) în cadrul stivei sedimentare actualmente metamorfozată, din Poiana Ruscă. În plus, faţă de cele arătate, s-ar putea contra-argumenta situaţiei prezentate de către C. Chivu şi V. Serafimovici[1]), imediat la W de regiunea noastră — în bazinul văii Rozaliei (unde ar apare o serie inferioară separată prin falii de cea superioară), că întrucît nu s-au putut observa raporturi de superpoziţie stratigrafică (nederanjate de falii ulterioare) între cele două serii metamorfice (pe care le separă autorii menţionaţi), de unde s-au putut deduce relaţiile de transgresivitate dintre ele? Pe de altă parte, seria presupusă inferioară nu are elemente microtectonice suplimentare faţă de seria superioară (unele elemente din perioada metamorfismului propriu şi altele suprapuse ulterior, în perioada metamorfismului celei de a doua serii). De asemenea, posibilitatea apariţiei în zona menţionată a unui fundament cristalin vechi încadrat de falii care să-l separe de restul unităţii metamorfice, ar presupune existenţa unor sărituri de-a lungul acestor fracturi de minimum 10—15 km, întrucît numai grosimea stratigrafică normală cunoscută în regiune este de cel puţin 10 km [2]). Desigur că astfel de dislocaţii ar trebui să se manifeste prin zone largi de roci zdrobite (brecii, cataclazite, milonite), neîntîlnite totuşi de autorii menţionaţi în zona de la W de regiunea noastră. În urma celor arătate considerăm că în bazinul văii Rozaliei şisturile cristaline atribuite de către C. Chivu şi V. Serafimovici complexului inferior al şisturilor muscovitice, aparţin de fapt tot complexului şisturilor filitice, nefiind vorba deci de un fundament vechi care să afloreze în această parte a masivului Poiana Ruscă.

În urma cercetărilor efectuate de noi în regiune, am deosebit două complexe de roci cristaline cu valoare stratigrafică, analoge cu cele separate de noi în 1961 în regiunea Poieni—Tomeşti—Luncani şi cu separaţiile făcute la W de această regiune de către C. Chivu şi V. Serafi-

[1]) Vezi nota 1 b, pag. 47.
[2]) Vezi nota 3, pag. 46.

Institutul Geologic al României

m o v i c i în anii 1961—1962. Aceste pachete stratigrafice sînt reprezentate prin complexul şisturilor verzi tufogene (la partea inferioară) şi complexul filitelor şi al şisturilor sericito-cloritoase superioare (la partea superioară) (planşa II şi III) [1]). Şisturile din jumătatea superioară a primului complex precum şi o bună parte (cea inferioară) din şisturile celui de al doilea sînt sincrone formaţiunilor recifal-recifogene ale masivului dolomitic de la Luncani—Tomeşti cu care se îndinţează reciproc [2]).

Complexul şisturilor verzi tufogene. În regiunea la care ne referim, acest complex ocupă o suprafaţă restrînsă între Romăneşti şi Luncani şi este reprezentat numai prin partea sa superioară; el se dezvoltă larg la W de zona cercetată. Această parte a complexului este alcătuită dintr-o asociaţie petrografică caracteristică (menţionată de noi în 1960), la baza căreia se situează (vezi planşa II cu coloanele stratigrafice) dolomite şi apoi calcarele rubanate bine deschise în împrejurimile coloniei Tomeşti. Ultimele suportă cuarţite negre grafitoase, deasupra cărora se situează un pachet de roci verzi tufogene (cu intercalaţii terigene) în care pe alocuri se individualizează lentile de cuarţite itabiritice (menţionate de C. V. P a p i u, 1956), de origină exhalativ-sedimentară. Zona de dezvoltare masivă a rocilor tufogene se găseşte la N de Luncanii de Sus, întinzîndu-se pînă la Tomeşti. Menţionăm un mic sill de metadiorite ce apare în dreptul localităţii Tomeşti, situat la partea inferioară a rocilor verzi tufogene amintite. Rocile tufogene şi metadioritele aparţin magmatismului spilito-keratofiric premetamorfic, prezent în Poiana Ruscă.

---

[1]) În masivul Poiana Ruscă succesiunea stratigrafică a complexelor stabilite în unitatea epimetamorfică a masivului, ar putea fi grupată sub forma a 3 serii (în succesiune normală) după cum urmează : seria terigenă inferioară (cuprinzînd complexul şisturilor şi al cuarţitelor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene, complexul şisturilor sercito-cloritoase cuarţoase inferioare şi complexul şisturilor grafitoase) seria tufogenă (corespunzînd complexului şisturilor verzi tufogene) şi seria terigenă superioară (corespunzînd complexului filitelor şi al şisturilor sericito-cloritoase superioare). Zona noastră cuprinzînd numai o parte din ultimile două serii, în lucrare vom utiliza în continuare termenul de „complex", introdus în 1958 (O. M a i e r, G. M u r e ş a n, M. M u r e ş a n, 1959). Termenul de „serie" pe care-l propunem precum şi clasificarea de mai sus îşi pot avea utilitatea în lucrări cu caracter de sinteză asupra masivului Poiana Ruscă.

[2]) Faptul că recifii au început să se dezvolte după ce activitatea vulcanogenă bazică a magmatismului spilito-keratofiric începuse deja ar putea constitui un indiciu că materialul tufaceu bazic a stimulat într-un fel oarecare recifogeneza. Situaţia ar putea fi asemănată cu cea constatată în formaţiunile mezozoice din zona Buru—Cheile Turzii — Cheile Turenilor, unde concordant peste un complex piroclastic — tufaceu porfiritic (alternanţe de tufuri cu aglomerate vulcanice) stau calcarele recifogene de vîrstă jurasică superioară (situaţie constatată de autor în 1962).

Institutul Geologic al României

Complexul filitelor și al șisturilor sericito-cloritoase superioare. Urmează în continuitate peste complexul precedent descris și ocupă o largă suprafață în zona cercetată, dezvoltîndu-se la W și SW de limita cu complexul șisturilor verzi tufogene.

Acest complex separat în 1960 pe flancul de N al anticlinoriului Arănieș—Poieni (zona nordică a masivului Poiana Ruscă), l-am pus în evidență în 1961 și pe flancul sudic al acestei structuri importante, în regiunea Tomești—Luncani. Șisturile acestui complex se dezvoltă larg mai ales la S și W de dolomitele de Luncani. Alcătuirea sa petrografică amănunțită, în părțile vestice ale Poienii Rusce, a fost descrisă între anii 1961—1962 de către C. Chivu și V. Serafimovici.

În cadrul părții inferioare a acestui complex trebuie inclusă o mare parte a dolomitelor de la Luncani (adică pe acelea situate stratigrafic deasupra complexului șisturilor verzi tufogene), care corespund stratigrafic cu șisturile zonei inferioare ale acestui complex. Astfel în cadrul primei părți a complexului există atît formațiuni terigene cît și recifal-recifogene; între acestea există relații evidente de îndințare facială (fapt arătat de către C. V. Papiu, 1956). Atît deasupra dolomitelor recifal-recifogene de la Luncani cît și peste șisturile sincrone lor, se dispun normal șisturile părții superioare a complexului de care ne ocupăm, dezvoltate la S și W de masivul dolomitic de la Luncani (incluzînd și rocile seriei de Padeșu). Întrucît această subdiviziune naturală a complexului în două părți (o parte inferioară cu formațiuni terigene și formațiuni recifal-recifogene — ce se îndințează între ele — și o parte terigenă superioară) este greu de făcut riguros cartografic în zonele unde șisturile părții superioare se suprapun peste șisturile sincrone dolomitelor, am recurs la o orizontare a acestui complex pe baza nivelelor de cuarțite negre grafitoase prezente atît în cadrul formațiunilor șistoase cît și în cadrul dolomitelor. În acest fel s-au stabilit 4 orizonturi (vezi planșa II cu coloanele stratigrafice), dintre care cel superior depășește limitele zonei cartate, spre S și W. Fără a greși prea mult se poate aprecia că partea inferioară menționată, caracterizată prin prezența masivă a formațiunilor carbonatice ce se îndințează în formațiunile șistoase sincrone, corespunde cu primele trei orizonturi stabilite astfel. E posibil ca nivelul de cuarțite negre de la limita dintre orizontul II și orizontul III să reprezinte același nivel stratigrafic cu cuarțitele negre de la Sohodol, ce apar în spre partea superioară a dolomitelor de Hunedoara; cuarțitele negre de la baza orizontului IV sînt paralelizabile cu cele din valea Văcărița (S de Sohodol).

Orizontul I. Se suprapune peste complexul șisturilor verzi tufogene și suportă cuarțitele negre de la baza orizontului II.

Institutul Geologic al României

În regiunea cercetată, limita inferioară a pachetului de care ne ocupăm a fost urmărită din valea Bega (la cca 1,5 km N de Luncani) de unde urcă la Luncanii de Sus, trece în partea superioară a văii Ursului, reapărînd din nou în valea Bega (la W de colonia Tomeşti), spre N continuîndu-se pînă la N de Tomeşti; de aici această limită, în spre N, este acoperită de pietrişurile pliocene. Limita superioară a orizontului, marcată de nivelul de cuarţite negre menţionat, s-a cartat începînd din dreptul confluenţei pîrîul Ruzii cu Pîrîul Mare de unde se continuă spre W, pe la confluenţa văii Topla cu pîrîul Ştefaniei, trecînd apoi pe la E de Vîrful lui Stan, de unde se curbează spre N, traversînd partea superioară a pîrîului Olarului, pîrîului Floroni şi Văii Mici; spre NNE ele se continuă prin dealul Măgurii şi valea Ursului, intrînd apoi sub pliocen. Astfel delimitat, orizontul I are o grosime între 1 250 şi 3000 m. Această variaţie accentuată de grosime este explicabilă, întrucît valorile maxime se referă la zonele unde orizontul este alcătuit aproape exclusiv din formaţiuni carbonatice recifal-recifogene (vezi pl. II, col. II, III, IV). Grosimile minime au fost înregistrate în nordul regiunii (vezi pl. II, col. I), unde el este alcătuit aproape numai din formaţiuni terigene şistoase. Acest fapt arată neîndoielnic că formaţiunile barierei recifal-recifogene de la Luncani creşteau în perioada formării orizontului I mult mai rapid (de aproximativ 2,5 ori) decît sedimentele terigene sincrone.

Petrografic, orizontul I este alcătuit din roci carbonatice (dolomite — care predomină —, calcare, calcare cuarţitice etc.) şi terigene (şisturi clorito-sericitoase ± cuarţoase, filite ± grafitoase, cuarţite negre).

O r i z o n t u l II. Se suprapune peste orizontul I şi are la bază un nivel de cuarţite negre. Limita sa superioară, marcată de nivelul de cuarţite negre de la baza orizontului III, s-a urmărit din dreptul confluenţei Pîrîul Mare cu Pîrîul Sec, de unde se continuă către W, prin pîrîul Ştefaniei, pîrîul Popii, spre Vîrful lui Stan, la N de care se îndreaptă spre N, trecînd prin pîraiele: Brăcinarului, Olarului, Floroni, Valea Mică, Valea Mare şi valea Ursului intrînd apoi prin depozitele pliocene. Orizontul II are o grosime care se cifrează la 150—900 m. Şi în cadrul acestui orizont se constată îndinţări faciale între formaţiunile recifal-recifogene şi cele terigene sincrone. Grosimile minime ale acestui pachet corespund de asemeni zonelor nordice, unde predomină rocile terigene. Alcătuirea sa petrografică este similară orizontului I.

O r i z o n t u l III. Se dispune peste pachetul precedent şi susţine nivelul de cuarţite negre de la baza orizontului IV. Această limită trece prin Pîrîul Sec, pîrîul Popii şi prin vîrful Ludvig, pîrîul Brăcinarului,

Institutul Geologic al României

pîrîul Floroni şi Valea Mare (de la Zolt) la est de care este acoperită de Pliocen.

Grosimea orizontului III este şi ea relativ variabilă cifrîndu-se la 250—950 m. Îndinţările faciale menţionate în cadrul orizonturilor precedente au fost constatate şi în prima jumătate şi în cadrul acestui pachet. Alcătuirea sa petrografică este similară cu cea a orizonturilor precedente.

Orizontul IV. Se dispune peste orizontul precedent, avînd la bază nivelul de cuarţite negre menţionate. Limita sa superioară nu o cunoaştem în zona cercetată, întrucît acest pachet depăşeşte regiunea studiată atît spre S cît şi spre W.

În cadrul acestui pachet intră în general rocile terigene ale „seriei de Padeşu". Acest orizont cuprinde în general formaţiuni terigene, în general superioare stratigrafic majorităţii carbonatitelor masivului dolomitic de la Luncani; deşi în cadrul acestui orizont apar şi roci carbonatice, acestea au o extindere mică şi nu sînt frecvente, dezvoltîndu-se sub formă de strate lenticulare. Cele mai multe din aceste carbonatite nu mai aparţin, după părerea noastră, de marele şi unitarul episod recifal-recifogen care a dat naştere barierei de la Luncani. Rocile principale ce alcătuiesc acest orizont sînt reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase ± cuarţoase ± grafitoase, bine dezvoltate la S şi W de dolomitele de la Luncani. Menţionăm cîteva intercalaţii rare de roci verzi tufogene şi de roci blastodetritice[1]).

Formaţiunile eruptive. În regiune rocile eruptive constituie apariţii sporadice, cu extindere redusă, care s-au pus în loc în timpul Mezozoicului vechi, Cretacicului superior şi Neogenului.

Eruptivul mezozoic vechi (*kimeric*). Este reprezentat prin cîteva filoane de diabaze şi porfirite diabazice, cu dimensiuni, în general reduse, orientate în general NE—SW, ce apar în Valea Mare, Valea Mică, pîrîul Gladnei etc. Corpul diabazic de la NE de Gladna Română, este cel mai important întrucît are o grosime vizibilă de peste 100 m. Acest corp datorită conţinutului său în magnetit, provoacă o anomalie magnetică importantă care se continuă cu întreruperi în zona pliocenă, spre NE pînă dincolo de Coşava (anomalie pusă în evidenţă de către A. Stefanciuc şi A. Şte-

[1]) Prezenţa rocilor blastodetritice constituie un argument în plus pentru paralelizarea stratigrafică făcută de noi (vezi nota 3, pag. 46) între şisturile complexului de care ne ocupăm şi seria de Păiuşeni (denumire dată de H. Savu, 1956) din Munţii Drocea.

Institutul Geologic al României

f ă n e s c u [1]), care marchează o zonă de fractură pe care s-au insinuat astfel de roci.

În regiunea cercetată rocile diabazice au fost menţionate de C. V. P a p i u (1956), legîndu-le de seria cristalină. Roci asemănătoare ce apar la E de regiunea noastră, au fost analogate de către H. S a v u (1962) cu unele roci eruptive mezozice vechi din munţii Drocea, părere la care ne-am raliat şi noi în 1960, ulterior acceptată şi pentru zona de la W de regiunea noastră de către C. C h i v u şi V. S e r a f i m o v i c i [2]). Vîrsta punerii în loc, pe baza acestei supoziţii, ar fi cuprinsă între triasic (inclusiv) şi cretacicul inferior (inclusiv).

Eruptivul cretacic superior (*banatitic*). Apariţiile de banatite în partea de NW a Poienii Rusce au fost menţionate şi descrise sub această denumire pentru prima dată de către C. V. P a p i u (1956) şi apoi de către H. S a v u (1962). Descrieri amănunţite ale principalelor roci banatitice au fost făcute recent în regiune de către C. C h i v u şi V. S e r a f i m o v i c i [3]). Banatitele alcătuiesc corpuri filoniene cu grosimi metrice, orientate NW—SE şi NE—SW, alcătuite mai ales din andezite cu hornblendă şi mai rar cu augit. Se cunosc şi unele iviri mici de diorite cuarţifere şi diorite porfirice (Valea Mare şi Valea Mică), menţionate de H. S a v u. În jurul corpului dioritic de pe Valea Mare apar zone piritizate, cercetate în trecut. Pe pîrîul Păronilor am pus în evidenţă un mic filon de odinite (similare cu cele puse în evidenţă la W de regiunea noastră de către H. K r ä u t n e r şi F. K r ä u t n e r).

Eruptivul neogen. Este reprezentat în partea nordică a regiunii printr-un mic coş eliptic de riolite cu biotit ce apar între Romăneşti şi Tomeşti. Piroclastite riolitice şi andezitice mai apar la N de Romăneşti, unde le-am pus în evidenţă în 1963. Rocile riolitice aparţin, după H. S a v u (1962), primei faze de erupţiuni neogene din NW-ul Poienii Rusce (faza din tortonian).

Formaţiunile sedimentare. În regiune formaţiunile sedimentare aparţin Pliocenului şi Cuaternarului.

Pliocenul. Depozitele pliocene acoperă transgresiv partea nordică a şisturilor cristaline. Pliocenul a fost menţionat şi descris de O. K a d i ć

[1]) Vezi nota 1, pag. 48 şi nota 2, pag. 48.
[2]) Vezi nota 1a, pag. 47.
[3]) Vezi nota 1b, pag. 48.

Institutul Geologic al României

(1905), Schafarzik (1906), C. V. Papiu (1956), H. Savu[1]), E. Pop[2]), I. Huică şi I. Stănoiu[3]), C. Chivu şi V. Serafimovici[4]).

În urma cercetărilor noastre, am inclus în cadrul acestor formaţiuni şi depozitele considerate de terasă (cuaternare) de la W de Românești şi Tomeşti şi pe cele atribuite Tortonianului (de către C. Chivu şi V. Serafimovici[4]), ca fiind, nedeosebite şi unitare cu cele atribuite Pliocenului. Depozitele pliocene sînt reprezentate, după unii cercetători, prin Ponţian, iar după alţii prin Panonian. Ele sînt alcătuite din depozite argilo-nisipoase şi pietrişuri. Atribuim de asemenea Pliocenului acumulările feromanganoase[5]) de tip rezidual, ce apar între poiana Oboare şi Luncanii de Sus (Oboare, Ştefania, Ludwig, pîrîul Lupului, Luncanii de Sus). Ele sînt asociate cu argile feruginoase şi sînt formate pe contul rocilor carbonatice prin procese de alteraţie reziduală.

Cuaternarul. Este relativ slab reprezentat în regiune, apărînd de-a lungul principalelor văi sub formă de aluviuni.

Tectonica regiunii

Rocile cristaline din regiune aparţin flancului sudic şi respectiv vestic al anticlinoriului Arănieş-Poieni, structura majoră a unităţii epimetamorfice din Poiana Ruscă. Acest element structural, care în jumătatea estică a masivului este orientat E—W, începînd aproximativ de la N de Luncani, prezintă o accentuată schimbare de direcţie, trecînd la direcţia NNE—SSW[6]) (fig. 1). Rotirea structurii către nord (menţionată de noi în 1960 în zona de la W) a fost ulterior confirmată în regiunea de care ne ocupăm de către C. Chivu şi V. Serafimovici (1961)[7]). Acest fenomen se traduce nu numai prin rotirea structurilor plicative de pe flancurile anticlinoriului ci şi prin rotirea elementelor liniare paralele acestora (microcute, liniaţii). Flancul sudic şi respectiv vestic al anticlinoriului în regiunea cercetată este în general lipsit de cute importante, avînd în general un caracter monoclinal. De-abia în culmea

[1]) Vezi nota 2, pag. 46.

[2]) E. Pop — Neogenul de la NE de Lugoj. 1955, Arh. Com. Geol.

[3]) I. Huică, I. Stănoiu — Raport geologic pt. prospecţiuni de argile refractare în regiunea Boteşti—Bucovăţ—Gladna Romînă (Banat). 1961, Arh. Com. Geol.

[4]) Vezi nota 1a, pag. 47.

[5]) Vezi nota 3, pag. 46.

[6]) Din această cauză, flancul sudic al anticlinoriului după rotirea acestuia, devine flancul de W al acestui element structural.

[7]) Vezi nota 1a, pag. 47.

Institutul Geologic al României

Padeşului apare un sinclinal urmat la S de un anticlinal constituind o cută scaun, (menţionată de noi în 1961), cu o extindere direcţională apreciabilă, fiind cartată în spre SW de regiunea noastră de către O. Maier, I. Solomon şi G. Vasilescu[1]) (planşa I). Considerăm că

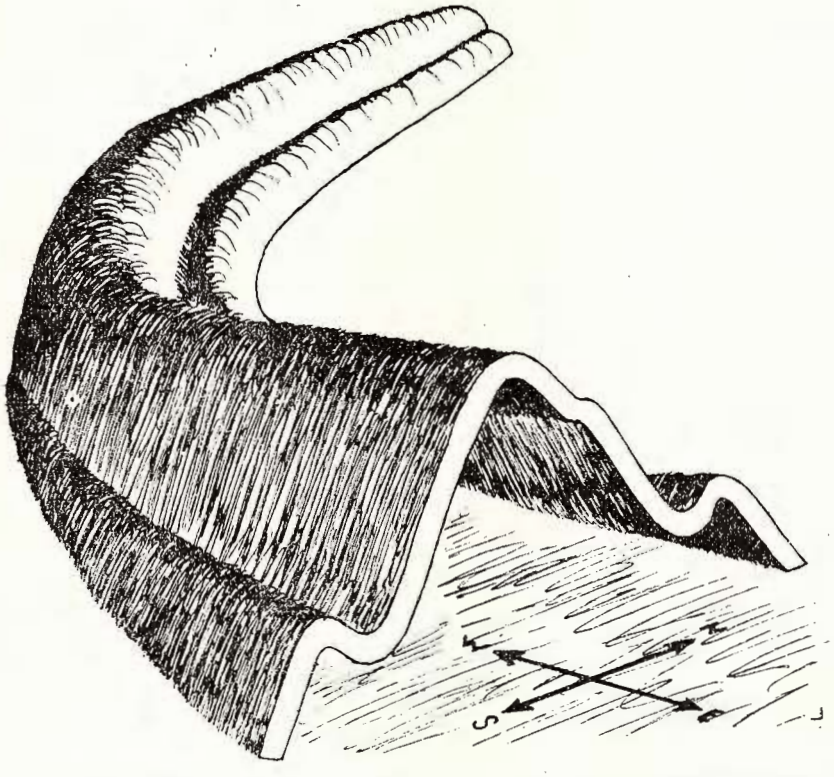


Fig. 1 — Situaţia schematică a cutei anticlinorii Arănieş—Poieni, în partea de NW a masivului Poiana Ruscă.

Fig. 1. — Situation schématique de l'anticlinorium Arănieş—Poieni, dans la partie NW du massif Poiana Ruscă.

această structură (decroşată la E de zona noastră) se continuă spre ENE fiind decroşată prin valea Sasa, pînă în spre NE de unde se continuă în zona văi Iazuri--dealul Vlădeasca şi mai departe spre E. Este posibil ca această structură să se continue şi la E de marea falie Cherghеş--Ruschiţa (probabil prin cuta scaun din valea Grasului, pusă în evidenţă de H. Kräutner, F. Kräutner, G. Mureşan, M. Mureşan în

[1]) Vezi nota 4, pag. 47.

Institutul Geologic al României

1962). Dolomitele de Luncani se înscriu pe flancul sudic şi respectiv vestic al anticlinoriului şi constituie un monoclin cu căderi meridionale şi respectiv, după rotire, vestice. Menţionăm că în zona de la Tomeşti se recunosc deversări locale către W ale flancului vestic al anticlinoriului, spre N şi S situaţia normalizîndu-se din nou.

În regiune, apar două sisteme de elemente microtectonice aparţinînd celor două tectonici (B_1 şi B_2) ale căror urme sînt prezente în tot cuprinsul Poienii Rusce. La acestea se adaugă elementele unor noi mişcări care ar putea constitui o tectonică B_3.

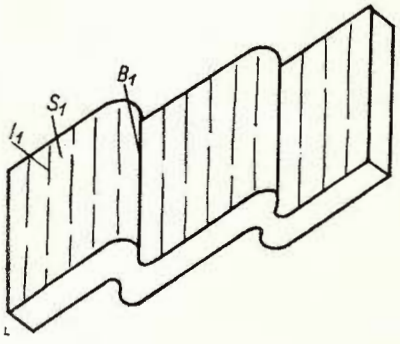


Fig. 2. — Microcute de alunecare flexurală (legată de tectonica B_1) ce indică prezenţa unui flanc normal. Axele microcutelor (B_1) şi liniaţiile paralele cu acestea (l_1) ce apar pe suprafaţa şistozităţii de stratificaţie (s_1) marchează direcţia structurii plicative majore în aflorimentul respectiv.

Fig. 2. — Microplis de glissement flexural (lié à la tectonique B_1) qui indiquent la présence d'un flanc normal. Les axes des microplis (B_1) et les linéations parallèles à eux (l_1) qui apparaissent sur la surface de la schistosité de stratification (s_1) marquent la direction de la structure plicative majeure dans l'affleurement respectif.

Tectonica B_1 sinmetamorfică a avut drept urmare principală formarea structurilor plicative din regiune, prin cutare flexurală cu alunecare concentrică. Elementele microtectonice B_1 sînt reprezentate prin elemente liniare paralele structurilor plicative (microcute — cu sau fără



Fig. 3 — Microcute cu clivaje axiale, marcate de minerale foioase. Prin îndesirea milimetrică a acestui clivaj ia naştere şistozitatea clivajului de curgere.

Fig. 3. — Microplis à clivages axiaux, marqués par des minéraux feuillus. Le tassement milimétrique de ce clivage engendre la schistosité du clivage d'écoulement.

clivaje axiale —, liniaţii, structuri creionate, tulpini de cuarţ) şi elemente plane (şistozitate, clivaje, fisuri). Microcutele cu clivaje sînt mai noi decît cele lipsite de clivaje. Unele aspecte ale acestor elemente se pot vedea în figurile 2 şi 3. Elementele liniare B_1 indică afundarea structurii spre W,

Institutul Geologic al României

în porţiunea în care aceasta este orientată E—W ; după rotirea anticlinoriului, afundările axiale ale structurii prezintă schimbări de sens, fie spre fie spre SSW (mai rar).

Tectonica B_2 (pusă în evidenţă pentru prima dată în Poiana Ruscă de către I. Bercia, E. Bercia, C. Chivu, în zona centrală a masivului [1])) apare în timp după mişcările tectonicii B_1. Ea a dat naştere unor elemente cu caracter predominant ruptural, reprezentate prin mici flexuri, ondulaţii, liniaţii etc., care deranjează microcutele şi liniaţiile B_1 (fig. 4 şi fig. 5). Aceste elemente rezultă din intersecţia foliaţiei

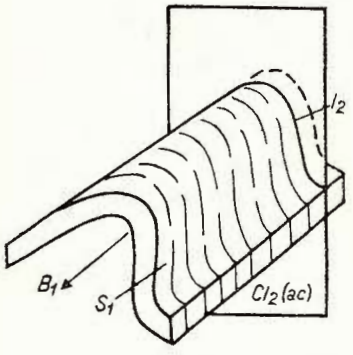


Fig. 4 — Microcută de alunecare flexurală (legată de tectonica B_1) traversată de clivajele (cl_2) ale tectonicii B_2, care la intersecţia cu şistozitatea de stratificaţie a rocei (s_1) dă naştere liniaţiilor l_2. În desen cl_2 fiind perpendicular pe B_1, are o poziţie analoagă cu fisurile „*ac*" ale tectonicii B_1.

Fig. 4. — Micropli d'écoulement flexural (lié à la tectonique B_1) traversé par des clivages (cl_2) de la tectonique B_2, qui, à l'intersection avec la schistosité de stratification de la roche (s_1), engendre les linéations l_2. Dans la figure, cl_2, perpendiculaire sur B_1, a une position analogue aux fissures „*ac*" de la tectonique B_1.

(de stratificaţie sau a clivajului de curgere) cu un plan de mişcare. Acest element plan devine „clivajul" ondulaţiilor microcutelor şi flexurilor menţionate. Aceste clivaje se grupează frecvent în sisteme, putîndu-se

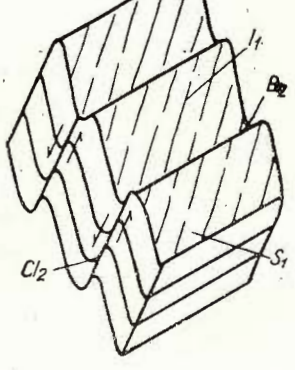


Fig. 5 — Relaţii între liniaţiile l_1 (paralele structurilor plicative B_1) şi microcutele de alunecare B_2 (determinate de mişcarea microcompartimentelor de-a lungul unor clivaje oblice — cl_2).

Fig. 5. — Relations entre les linéations l_1 (parallèles aux structures plicatives B_1) et les microplis de glissement B_2 (déterminés par le mouvement des microcompartiments le long des clivages obliques — cl_2).

transforma uneori într-o adevărată şistozitate. Uneori pe clivaje cresc minerale (filosilicaţi) sau se găseşte cuarţ exudat (sinmetamorfic). Atunci

[1]) Vezi nota 1, pag. 50.

Institutul Geologic al României

cînd deplasările microintercompartimentale, de-a lungul acestor clivaje, au acelaşi sens, (în regiune, compartimentul estic—faţă de clivaj- este ridicat relativ faţă de cel vestic) efectele se însumează, ducînd la modificarea vizibilă a înclinării şi direcţiei stratificaţiei iniţiale a rocii, mai ales în zonele de îndesire ale acestui clivaj. În rocile competente (calcare, dolomite, cuar-

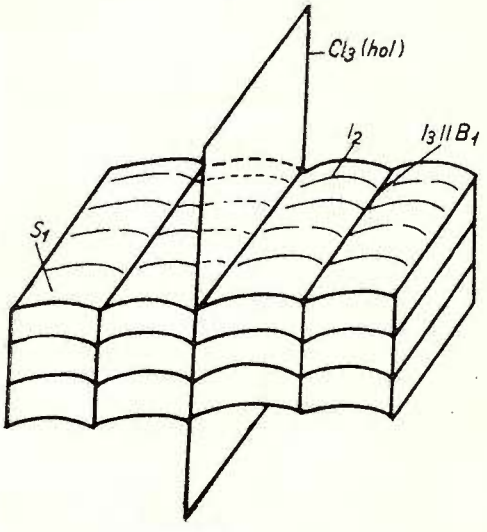


Fig. 6 — Liniaţii l_2 (aparţinînd tectonicii B_2) deranjate de liniaţiile l_3, rezultate din intersectarea şistozităţii de stratificaţie (s_1) cu un sistem de clivaje (cl_3) din zona lui B_1. (plane „hol").

Fig. 6. — Linéations l_2 (appartenant à la tectonique B_2) dérangées par les linéations l_3, résultées de l'intersection de la schistosité de stratification (s_1) avec un système de clivages (cl_3) de la zone de B_1 (plans „hol").

ţite) elementele liniare (flexuri, ondulaţii) lipsesc în general, rămînînd doar clivajul, de-a lungul căruia se observă numai mişcări diferenţiale ale microcompartimentelor învecinate. S-a observat uneori în roci carbonatice stratificate (Luncani) prezenţa unor ondulaţii centimetrice şi decimetrice la intersecţia clivajelor cu stratificaţia acestor roci. Clivajul tectonicii B_1 are o poziţie analoagă (uneori) fisurilor „*ac*" ale tectonicii B_1 sau unor fisuri oblice faţă de B_1. Rezultă că între elementele liniare B_1 şi B_2 există de obicei un unghi mare (30—90°). Natura şi modul de producere ale deformaţiilor B_2 precum şi deplasările de-a lungul clivajelor arată că sînt legate de acţiunea unor forţe predominant verticale. Stadiul de formare al deformaţiilor B_2 este probabil cel în care se desăvîrşea (către sfîrşitul proceselor metamorfice) edificiul orogenetic al actualelor şisturi cristaline, care după cutarea B_1 au suferit în ansamblu o mişcare de ridicare.

În urma cercetărilor noastre din NW-ul masivului Poiana Ruscă, putem trage cîteva concluzii asupra unor elemente liniare paralele sau subparalele cu cele ale tectonicii B_1, dar care sînt mai noi decît elementele liniare B_2 (pe care le deranjează) fapt observat pentru prima dată în masiv de către H. Kräutner şi M. Mureşan în zona văii Bătrîna (la

Institutul Geologic al României

W de regiunea noastră). Deşi aspectele pe care le ia acest fenomen sînt destul de variate (după cum se poate vedea şi din figurile 6, 7, 8, 9,10), în esenţă el se reduce la mişcarea unor microcompartimente de-a lungul unor plane din zona lui B_1 (plane „hol"), luînd naştere liniaţii de intersecţie cu foliaţia rocilor, sau microcute de alunecare (de fractură). Direcţia

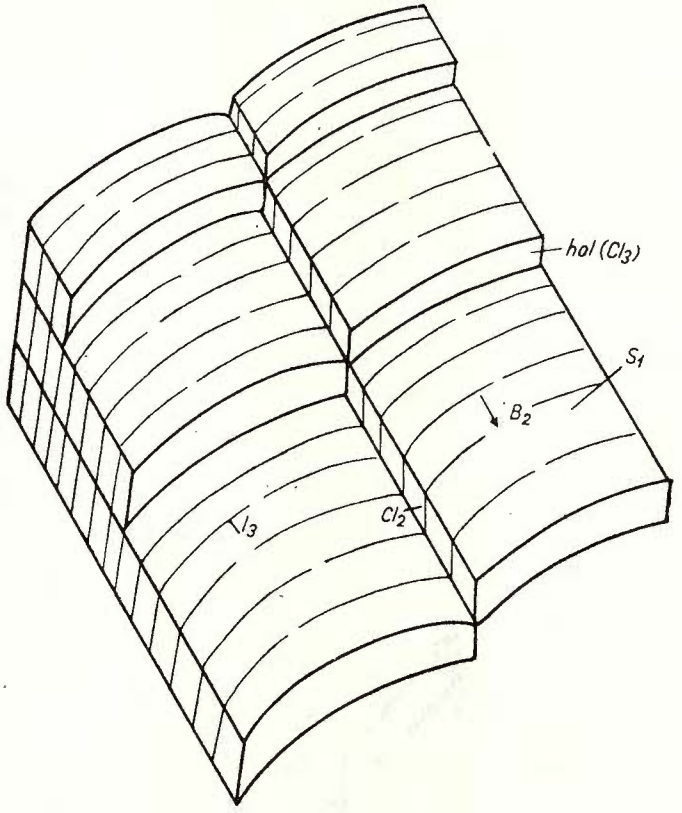


Fig. 7 — Microcute de alunecare B_2 (în dolomite grafitoase şistoase) intersectate de un sistem de fisuri „hol", care la intersecţia cu şistozitatea de stratificaţie dau naştere liniaţiilor l_3 (ce aparţin de tectonica B_3).

Fig. 7. — Micropolis de glissement B_2 (en dolomies graphiteux schisteux) intersectés par un système de fissures „hol", qui, à l'intersection avec la schistosité de stratification, engendrent les linéations l_3 (qui appartiennent à la tectonique B_3).

mişcărilor care au produs aceste mici deplasări microintercompartimentale a fost aproximativ paralelă cu cea a mişcărilor din timpul cutării B_1 (şi au avut de obicei sensul de împingere dinspre S, respectiv W), întrucît

Institutul Geologic al României

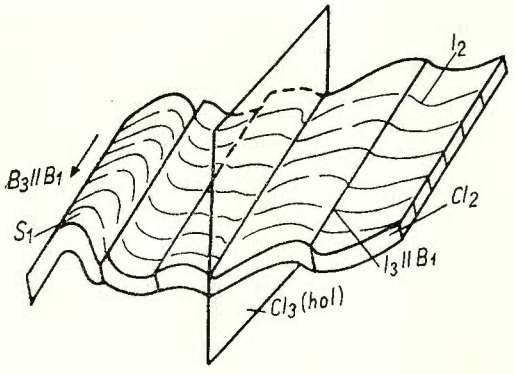


Fig. 8 — Liniaţii l_2 (ale tectonicii B_2) deranjate de microcute de alunecare (B_3) formate prin mişcarea de-a lungul unor clivaje (cl_3) care au în structura B_1 poziţia unor plane „hol" (din zona lui B_1). Liniaţiile l_3 (ale tectonicii B_3) rezultate, sînt paralele cu B_1 deşi deranjează liniaţiile l_2, determinate de intersecţia clivajelor cl_2 cu şistozitatea de stratificaţie (s_1).

Fig. 8. — Linéations l_2 (de la tectonique B_2) dérangées par des microplis de glissement (B_3) formés par le mouvement le long des clivages (cl_3) qui dans la structure B_1 occupent la position des plans „hol" (de la zone B_1). Les linéations l_3 (de la tectonique B_3) résultées, sont parallèles à B_1 bien qu'elles dérangent les linéations l_2, déterminées par l'intersection des clivages cl_2 avec la schistosité de stratification (s_1).

ele au dat naştere la elemente liniare şi plane tautozonale cu cele aparţinînd tectonicii B_1. În acest sens se poate vorbi de o tectonică B_3, prezentă

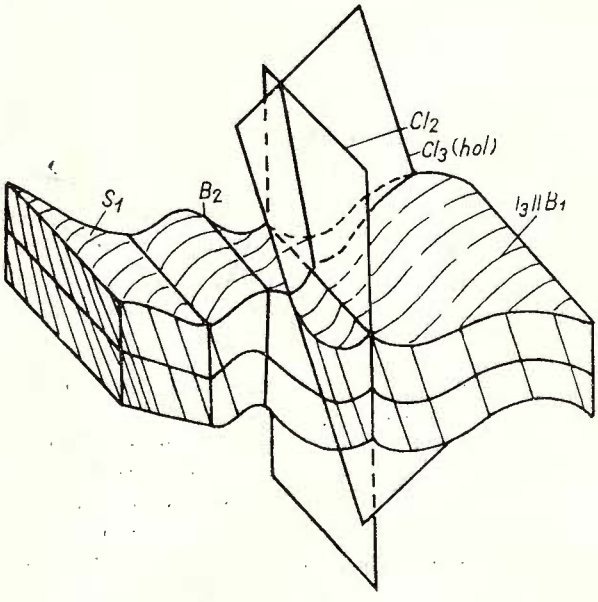


Fig. 9 — Microcutele (centimetrice şi decimetrice) de alunecare ale tectonicii B_2 (determinate de mişcarea de-a lungul clivajelor cl_2) sînt oblice faţă de liniaţiile l_3 (paralele cu B_1), datorită faptului că rezultă din intersectarea şistozităţii de stratificaţie (s_1) cu un sistem de clivaje oblice faţă de B_1.

Fig. 9. — Les microplis (centimétriques et décimétriques) de glissement de la tectonique B_2 (déterminés par le mouvement le long des clivages cl_2) sont obliques par rapport aux linéations l_3 (parallèles à B_1), par ce qu'ils résultent de l'intersection de la schistosité de stratification (s_1) avec un système de clivages obliques par rapport à B_1.

în şisturile cristaline din Poiana Ruscă (şi probabil în toate unităţile cristaline ale Carpaţilor meridionali, orientali şi apuseni precum şi ale Dobrogei), deşi este foarte posibil ca de fapt acest moment tectonic, ce

Institutul Geologic al României

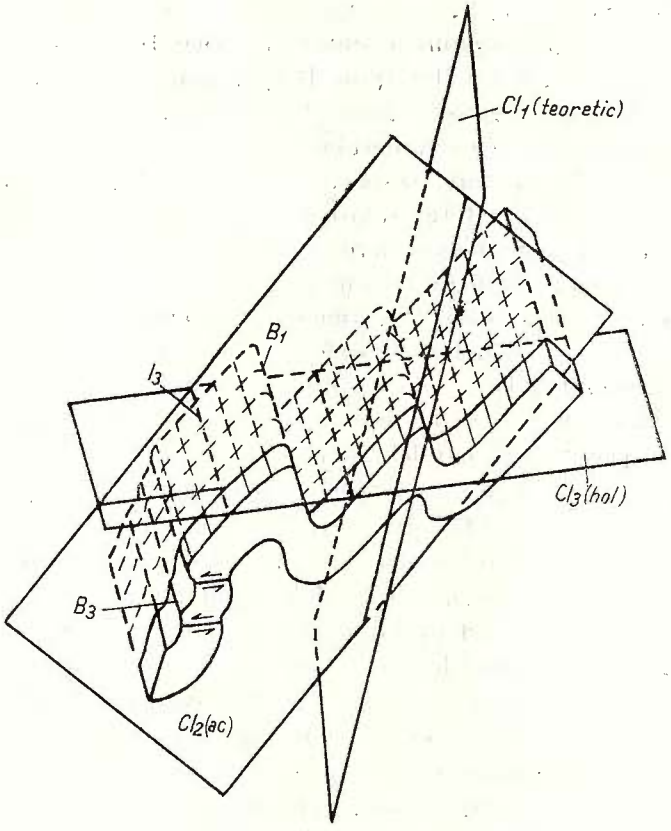


Fig. 10 — Relaţii între microcutele B_1 (ale tectonicii B_1) de alunecare flexurală, clivajul axial teoretic al acestora (cl_1), clivajul tectonicii $B_2(cl_2)$, clivajul tectonicii $B_3(cl_3)$, microcutele şi liniaţiile respective rezultate la intersecţia diverselor clivaje cu şistozitatea de stratificaţie (s_1). Se observă în cazul prezentat că nu există o legătură genetică între formarea microcutelor B_1 şi clivajul cl_3, întrucît poziţia clivajului teoretic axial cl_1 nu corespunde ca poziţie cu cl_3 care intersectează stratul microcutat indiferent de poziţia microcutelor. Poziţia clivajului cl_3 faţă de B_1 fiind analogă poziţiei unui plan „hol" (din zona lui B_1), liniaţiile l_3 şi microcutele B_3 sînt paralele cu B_1.

Fig. 10. — Relations entre les microplis B_1 (de la tectonique B_1) de glissement flexural, leur clivage axial théorique (cl_1), le clivage de la tectonique $B_2(cl_2)$, le clivage de la tectonique $B_3(cl_3)$, les microplis et les linéations respectives résultées à l'intersection des divers clivages avec la schistosité de stratification (s_1). On observe dans le cas présenté qu'il n'y a pas de rapport génétique entre la formation des microplis B_1 et le clivage cl_3, puisque la position du clivage théorique axial cl_1 ne correspond pas, comme position, au cl_3 qui intersecte les couches microplissées indifféremment de la position des microplis. La position du clivage cl_3 par rapport à B_1 étant analogue à la position d'un plan „hol" de la zone de B_1), les linéations l_3 et les microplis B_3 sont parallèles à B_1.

Institutul Geologic al României

survine după tectonica B_2, să reprezinte o recrudescență a mișcărilor manifestate în timpul tectonicii sinmetamorfice B_1. În cazurile coexistenței în același eșantion a liniațiilor B_2 și B_3, primele sînt fine și dese, fiind foarte greu de deosebit morfologic de cele aparținînd tectonicii B_1. În aceste situații stabilirea elementului liniar care este paralel cu direcția structurilor plicative majore (respectiv a liniației B_3) este foarte dificilă și se poate face numai în teren (existența de microcute B_1 în aflorimentul respectiv sau în imediata apropiere; prezența cutelor metrice B_1, etc.). Acest lucru este important de reținut mai ales în cazul structurilor plicative care prezintă schimbări accentuate de direcție, cum este cazul anticlinoriului Arănieș-Poieni. Într-o astfel de situație, recunoașterea și deosebirea elementului liniar ce indică direcția structurii este foarte importantă (chiar dacă acest element-liniar aparține tectonicii B_1 sau B_3, întrucît acestea sînt aproximativ paralele între ele).

Fracturile din regiune (de altfel nu prea importante) alcătuiesc două sisteme orientate NE—SW și respectiv NW—SE. Unele fracturi, din ambele sisteme, au servit drept căi de acces pentru eruptivul mezozoic vechi (kimeric) cît și pentru banatite; s-a observat în general că corpurile filoniene diabazice sînt orientate în general NE—SW. Rocile diabazice de la NW de Gladna Română s-au insinuat probabil pe o fractură orientată NE—SW care se continuă spre NE, pe sub Pliocen.

În urma analogării cutei scaun din culmea Padeșului cu cea de la Iazuri, se poate afirma că undeva la sud de culmea Padeș există o falie direcțională, aceeași cu falia direcțională de la S de vîrful Aredei (Iazuri); ea se continuă spre W, în zona Nădragului. Compartimentul sudic al faliei este mult ridicat față de cel nordic.

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Bercia E. (1963). Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar—Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* vol. XLIX. București.

Chivu C. (1964). Considerații geologice și tectonice în regiunea Gladna Română—Munții Poiana Ruscă. *Revista Minelor* Nr. 1. București.

Codarcea Al., Pavelescu L. (1956). Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D.S. Com. Geol.* vol. XXXVIII. București.

Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Știopol V., Dimitrescu R.(1956). Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de Sud-Vest. *D.S. Com. Geol.* vol. XL (1952—53). București.

Halaváts I. (1906). Über die geologischen Verhältnisse von Forasest und Tomest im Komitate Krasso-Szörény. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* 1904. Budapest.

Institutul Geologic al României

M. MUREȘAN

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII TOMEȘTI - LUNCANI - GLADNA ROMÎNĂ

0m 250m 500m 1Km 2 Km

L E G E N D Ă

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

- Cuaternar (aluviuni)
- Pliocen a) Pietrișuri, nisipuri, argile; b) Limonite reziduale

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

- Eruptiv neogen (riolite ρ, andezite α)
- Eruptiv banatitic (andezite α, diorite cuarțifere δ, odinite λ)
- Eruptiv mezozoic vechi (diabaze, porfire diabazice ω)

FORMAȚIUNI CRISTALINE

I FOND STRATIGRAFIC

- Orizontul IV
- Orizontul III
- Orizontul II
- Orizontul I

} Complexul filitelor și al șisturilor cloritoseric. superioare

- Complexul șisturilor verzi tufogene

II SEPARAȚII PETROGRAFICE

- Itabirite
- a) Șisturi verzi cu albit tufogene b) Metadiorite μδ
- Roci blasto-detritice
- Cuarțite ± sericit
- Cuarțite negre grafitoase
- Calcare și calcare dolomitice
- Dolomite și dolomite calcaroase
- Șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, șisturi sericito-grafitoase, filite, etc.

- Foliația de stratificație { a) flanc normal b) flanc invers
- Liniații { a) paralele structurilor plicative b) neparalele structurilor plicative

Romînești, Baloșești, Tomești, Zolt, Gladna Romînă, Predănești, Luncani, Poiana Oboare, Poiana Ruzii

apa Gladnei, v. Bega, v. Bătrîna (Rugineasa), v. Mare, v. Mică, dl. Ursu, dl. Măgurii, dl. Lupului, p. Păduriștii, p. Părăstui, p. Glădiciosara, p. Cornilor, p. Florești, p. Olarului, p. Brăcinarului, p. Zăiconi, p. Sîndrilarului, p. Tigănescu, p. Ambroița, p. Popii, p. Cresc. Mare, p. Cresc. Mic, p. Cruvăi, p. Tapia, p. Mace, p. Ruzii, p. Lesului, p. Pădurii Lese, p. Strîmbului, p. Păltinișului, p. Cîrlenții, v. Bordarului, v. Cerbei, v. Cîrlențiu

vf. Colii 637, vf. Benesu 648, vf. Plopii 668, vf. Nimanului 721, vf. Breșunari, vf. lui Stan, vf. Ambroș 831, vf. Preslop, vf. Dăii 945, vf. Bordaru, vf. Balaurului 1116, vf. Făgețelului 1087, vf. Padeș 1377, Dîmbul cu fer

o 347, o 489, o 481, o 395, o 523, o 614, o 480, o 534, o 717, o 848, o 439, o 899, o 771, o 762, o 365

Datele din bazinele văilor sudice (V. Bordarului, V. Cerbei, V. Cîrlenții) după O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu (1961)

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LI/I

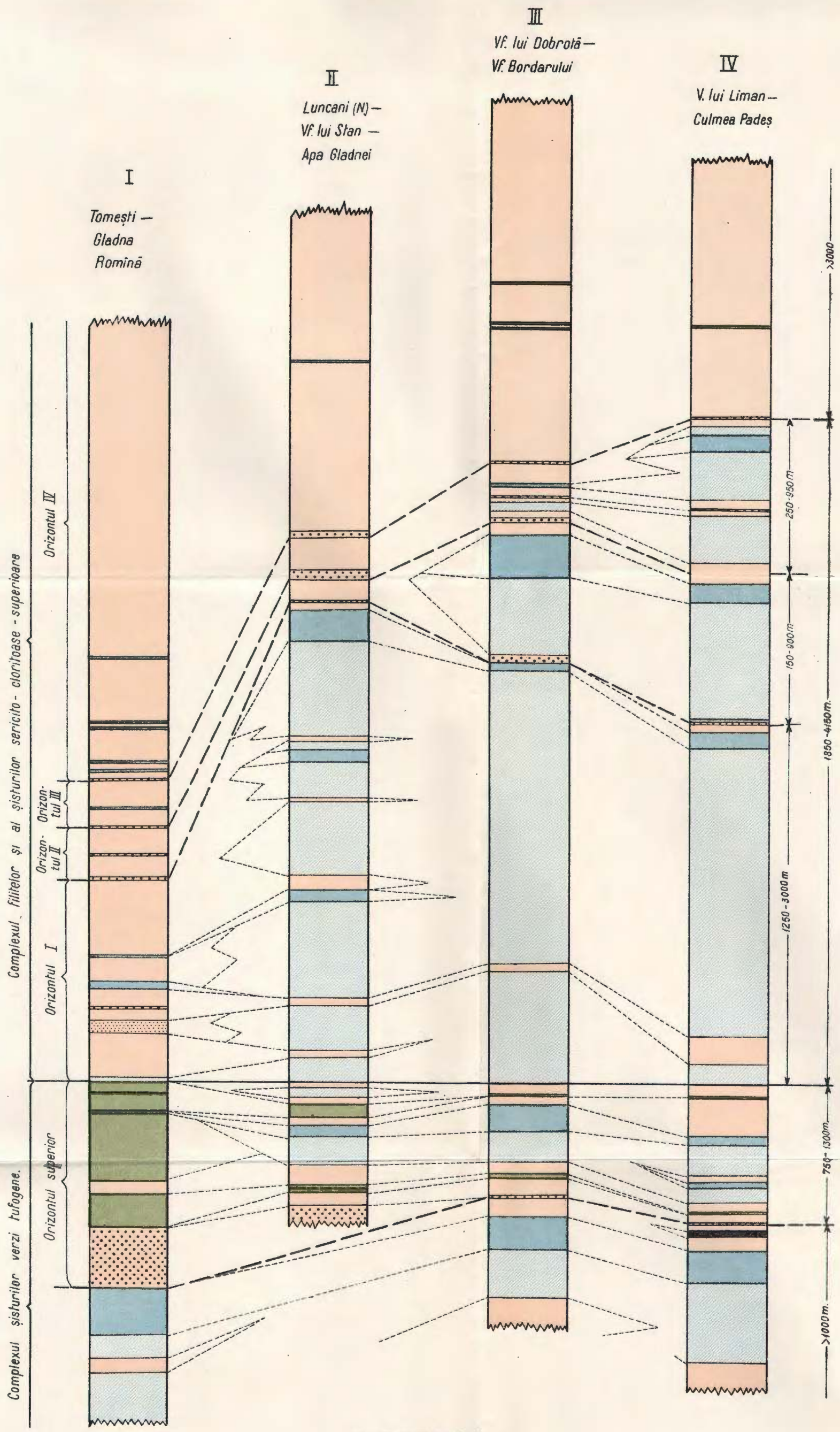
Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

M. MUREȘAN

COLOANE STRATIGRAFICE ȘI LITOLOGICE IN ȘISTURILE CRISTALINE DIN REGIUNEA TOMEȘTI – LUNCANI – GLADNA ROMÎNĂ

SC. 1:25.000



LEGENDA

1. Dolomite și dolomite calcaroase.
2. Calcare și calcare dolomitice.
3. Filite și șisturi sericito - cloritoase ± cuarțoase ± grafitoase
4. Șisturi verzi tufogene.
5. Metadiorite
6. Cuarțite negre (grafitoase)
7. Cuarțite
8. Itabirite

Desenat: Delia Gheorghiu.

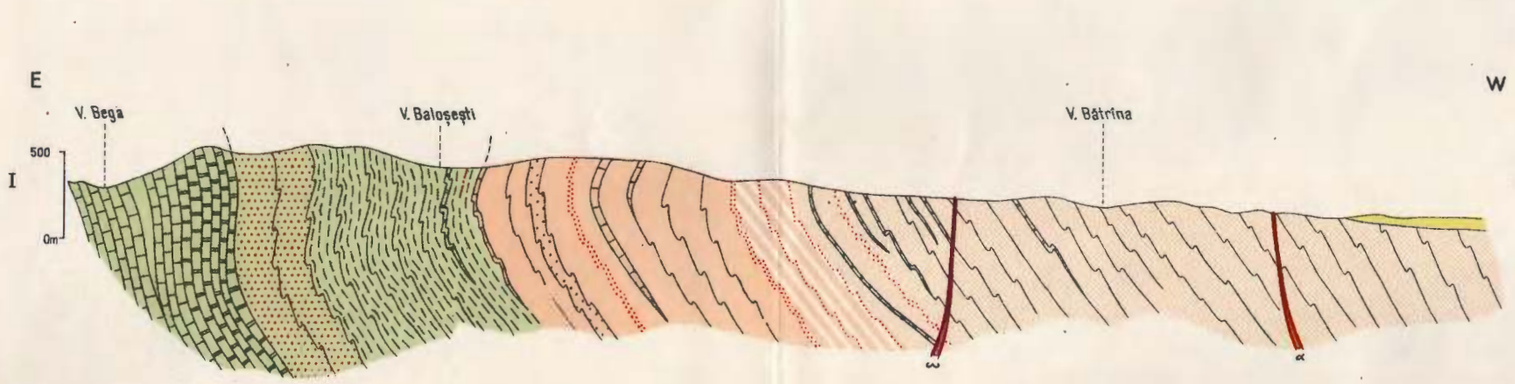
COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. U]I

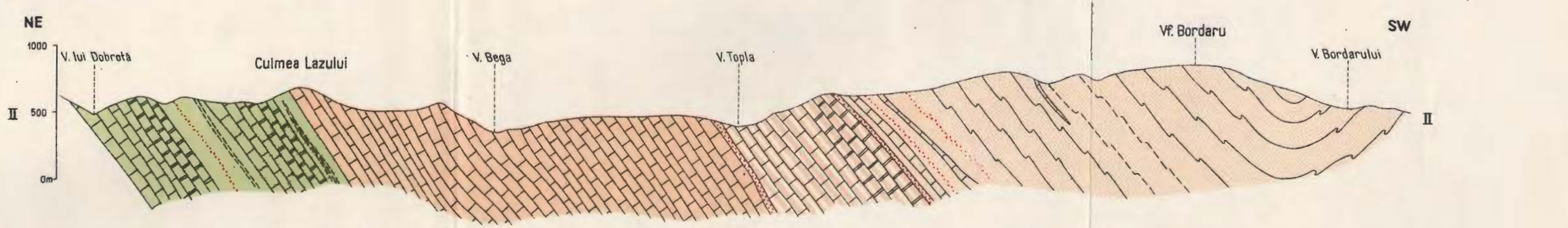
Imprim. Atel. Inst. Geol.

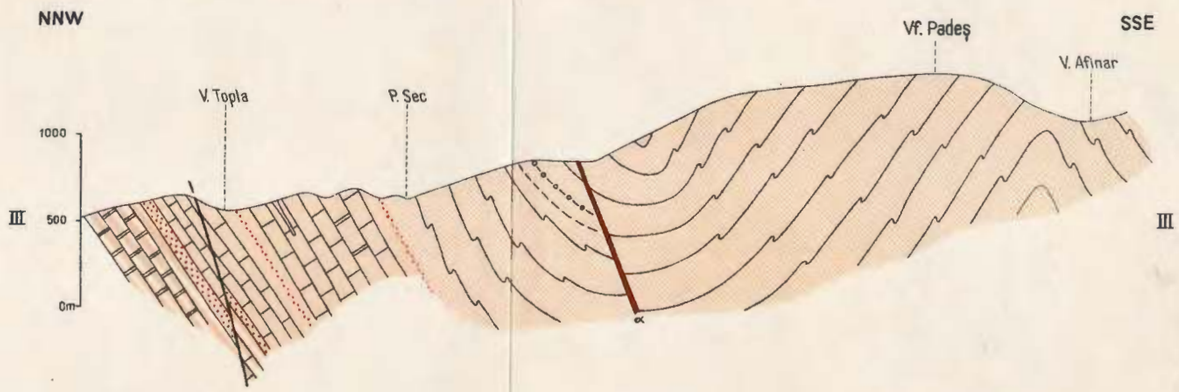
Institutul Geologic al României

M. MUREȘAN

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA TOMEȘTI - LUNCANI - GLADNA ROMÎNĂ







L E G E N D Ă

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

- Pliocen (pietrișuri, nisipuri, argile;)

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

- Eruptiv banatitic (andezite α)
- Eruptiv mezozoic vechi (diabaze, porfire diabazice ω)

FORMAȚIUNI CRISTALINE

I FONO STRATIGRAFIC

- Orizontul IV
- Orizontul III
- Orizontul II
- Orizontul I
- Complexul șisturilor verzi tufogene

Complexul filitelor și al șisturilor clorito-sericitoase superioare

II SEPARAȚII PETROGRAFICE

- Itabirite
- Șisturi verzi cu albit tufogene
- Roci blasto-detritice
- Cuarțite ± sericit
- Cuarțite negre grafitoase
- Calcare și calcare dolomitice
- Dolomite și dolomite calcaroase
- Șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, șisturi sericito-grafitoase, filite, etc.

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LI/1

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Kadić O. (1905). Die geologischen Verhältnisse des Hügellandes an der oberen Bega, in der Umgebung von Facset, Kostély und Kurtya. *Jb. d. k. ung. geol. Anst.* 1903. Budapest.

Lóczy L. (1882). Geologische Notizen aus dem nördlichen Theile des Krassóer Komitates. *Föld. Közl.* XII, 1882, *R. f. im. Verh. der k. geol. R.A.f.* 1882. Budapest.

Lóczy L. (1882). Geologische Übersichtskarte des W Theiles der Umgebung des Poiana Ruszka Gebirges. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. VIII. Budapest

Maier O., Mureşan G., Mureşan M., (1963). Structura geologică a regiunii Teliuc—Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* vol. XLIX. Bucureşti.

Nópcsa Fr. (1905). Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XIV. Budapest.

Papiu C. V. (1956). Cercetări geologice pe versantul de NW a Masivului Poiana Ruscă *D.S. Com. Geol.* vol. XL (1952—53). Bucureşti.

Papiu C. V., Popescu A., Serafimovici V. (1963). Consideraţii petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscăi. *Asoc. Carp. Balc. Congr. V* (1961) vol. II. Bucureşti.

Papp K. (1919). Die Eisenerz-und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches. I. Teil.

Pavelescu L. (1958). Geologia şi petrografia reg. Ruschiţa. *An. Com. Geol.* vol. XXXI. Bucureşti.

Popescu A. (1963). Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Luncani—Tomeşti (Masivul Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* vol. XLIX. Bucureşti.

Savu H. (1962). Asupra erupţiunilor neogene din partea de N a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* vol. XLIII. Bucureşti.

Savu H. (1962). Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D.S. Com. Geol.* vol. XLIV (1956—57). Bucureşti.

Schafarzik F. (1882). Über die petrographische Beschaffenheit einiger Eruptivgesteine der Umgebungen von Pojána Ruszka. *Föld. Közl.* Budapest.

Schafarzik F. (1905). Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lunkány und Pojén, sowie des Kronya Thales bei Nadrág. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1903.* Budapest.

Schafarzik F. (1906). Über die geologischen Verhältnisse von Forasest und Tomest im Komitate Krassó-Szörény. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1904.* Budapest.

Turner F. J. (1961). Peresmotr. metamorficeskih faţii. *Fizicohimiceskie zagaci po obrazovaniu porod i rud.* Tom. I, *Izd. A.N. SSSR.* Moscva.

ÉTUDES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION TOMEŞTI—LUNCANI—GLADNA ROMÂNĂ (POIANA RUSCA DE NW)

PAR

M. MUREŞAN

(Résumé)

La région étudiée est située vers la partie W de l'unité épimétamorphique du massif Poiana Ruscă.

Institutul Geologic al României

La plupart des roches proviennent du métamorphisme régional des dépôts marins terrigènes (argileux, argilo-gréseux et gréseux) et récifal-récifogènes (carbonatiques); un petit nombre des roches étudiées ont une provenance tufogène. Toutes ces formations ont été métamorphisées dans les conditions du faciès de schistes verts. Le degré de cristallinité des roches métamorphiques augmente du N au S; les types structuraux fins (schistes argileux, phyllites) qui dominent le N de la région, vers le S font place au fur et à mesure aux types structuraux plus largement recristallisés.

Les roches terrigènes sont représentées surtout par des phyllites, des schistes séricito-chloriteux ± quartz ± biotite, phyllites graphiteuses, schistes séricito-graphiteux, quartzites graphiteux, etc.

Les roches carbonatées sont très répandues et la plupart sont groupées dans le massif dolomitique récifal-récifogène de Luncani.

On y distingue surtout des dolomies, des calcaires dolomitiques, des calcaires, des roches carbonatée-quartzeuses.

Les roches vertes tufogènes proviennent du métamorphisme des tufs et tuffites basiques lesquels, avec certaines apparitions des métadiorites, constituent des manifestations du magmatisme spilito-kératophirique (prémétamorphique) de Poiana Ruscă. C'est toujours à lui que s'attachent les apparitions des itabirites (Tomeşti) de nature exhalative-sédimentaire, associées aux roches vertes tufogènes.

Dans l'empilement des formations cristallines de la région, deux complexes à valeur stratigraphique ont été séparés : en base, le complexe des schistes verts tufogènes et à la partie supérieure le complexe des phyllites et des schistes séricito-chloriteux supérieurs.

Les schistes de la moitié supérieure du premier complexe ainsi que ceux de la partie inférieure du second complexe sont synchrones aux formations récifal-récifogènes du massif dolomitique de Luncani.

Le complexe des schistes verts tufogènes occupe une aire relativement restreinte dans la région (il est largement développé à l'W de la zone levée) et il n'est représenté que par sa partie supérieure en base de laquelle se situent des dolomies et aussi des calcaires rubanés; ces derniers supportent des quartzites noirs graphiteux, au-dessus desquels se situe un paquet de roches vertes tufogènes (à intercalations terrigènes) où apparaissent également de petites lentilles de quartzites itabiritiques.

Le complexe des phyllites et des schistes séricito-chloriteux supérieurs est normalement disposé sur le complexe précédent et occupe une aire large dans la région. Dans la partie inférieure du complexe existent des formations carbonatées récifal-récifogènes qui passent latéralement

Institutul Geologic al României

aux roches terrigènes. Les schistes terrigènes de la partie supérieure du complexe en question se disposent normalement au-dessus des carbonatites récifal-récifogènes de Luncani ainsi que sur les schistes qui sont synchrones aux autres.

On a déterminé les horizons du complexe en vertu des niveaux de quartzites noires qu'il contient dans les formations schisteuses aussi bien que dans les carbonatites. C'est ainsi qu'on a établi quatre horizons dont les trois premiers comprennent des formations terrigènes ainsi que récifal-récifogènes, et le dernier horizon a un caractère prédominant terrigène.

Dans les horizons I, II, III on a observé que les formations récifal-récifogènes se réhaussaient sur la verticale beaucoup plus vite (presque deux fois plus vite) que celles terrigènes qui sont synchrones du point de vue stratigraphique.

Les formations cristallines de la région appartiennent au flanc S et respectivement W de l'anticlinorium Arănieş-Poieni, la structure majeure de l'unité épimétamorphique de Poiana Ruscă. Dans la zone étudiée cet élément structural tourne brusquement vers le N en passant de la direction E—W à celle NNE—SSW (c'est pourquoi, après la rotation, le flanc S devient le flanc W de l'anticlinorium). Dans la région paraissent les traces de trois tectoniques : B_1, B_2 et B_3.

La tectonique B_1 sinmétamorphique a eu comme principale conséquence la formation des structures plicatives de Poiana Ruscă.

Les éléments microtectoniques B_1 sont représentés par des éléments linéaires parallèles aux structures plicatives (microplis, linéations, structures esquissées, tiges de quartz) et des éléments plans (schistosité, clivages, fissures). Les éléments linéaires B_1 indiquent l'affaissement de la structure vers l'W ; après la rotation de l'anticlinorium vers le N, les affaissements axiaux présentent des changements de sens soit vers le NNE, soit vers le SSW.

La tectonique B_2 a engendré des éléments à caractère prédominant ruptural, représentés par de petites flexures, ondulations et linéations qui dérangent les microplis et les linéations B_1 ; ils résultent de l'intersection de la schistosité (de stratification ou du clivage d'écoulement) avec un plan de mouvement (clivage) oblique ou perpendiculaire par rapport au B_1. Cela devient évident dans les roches compétentes surtout. L'angle entre B_1 et B_2 est généralement grand (30°—90°). Les déformations B_2 sont associées aux forces prédominant verticales qui ont fait subir aux schistes cristallins un mouvement de soulèvement vers la fin des processus métamorphiques.

Institutul Geologic al României

La tectonique B_3 s'est manifestée par les mouvements de quelques microcompartiments le long des plans dans la zone de B_1 (plans „hol"), grâce auxquels sont apparues des linéations d'intersections (type „Schubklüftung") avec la schistosité des roches ou des microplis de glissement (de fracture). La direction de ces mouvements a été presque parallèle à celle des mouvements de la période du plissement B_1, puisqu'ils n'ont pas engendré d'éléments linéaires et de plans tautozonaux avec ceux appartenant à la tectonique B_1.

Supposons que la tectonique B_3 (tout comme la tectonique B_2 d'ailleurs) est présente dans toutes les formations cristallines de Roumanie. Il est fort probable que la tectonique B_3 représente une recrudescence des mouvements manifestés à l'époque de la tectonique sinmétamorphique B_1.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région Tomeşti—Luncani—Gladna Română. Formations sédimentaires : 1, Quaternaire (alluvions) ; 2, Pliocène : a, graviers, sables, argiles ; b, limonites résiduelles. Formations éruptives : 3, éruptif néogène (rhyolites, andésites) ; 4, éruptif banatitique (andésites, diorites quartzifères) ; 5, éruptif mésozoïque ancien (diabases, porphyres diabasiques). Formations cristallines : I. Fond stratigraphique : 6, horizon IV ; 7, horizon III ; 8, horizon II ; 9, horizon I ; 10, complexe des phyllites et des schistes chlorito-sériciteux supérieurs ; 11, complexe des schistes verts tufacés. II. Séparations pétrographiques : 12, itabirites ; 13a, schistes verts tufacés à albite ; b, métadiorites ; 14, roches blasto-détritiques ; 15, quartzites ± séricite ; 16, quartzites noirs graphiteux ; 17, calcaires et calcaires dolomitiques ; 18, dolomies et dolomies calcaires ; 19, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes séricito-graphiteux, phyllites, etc.

Planche II

Colonne stratigraphique et lithologique des schistes cristallins de la région Tomeşti—Luncani—Gladna Română.

1, dolomies et dolomies calcaires ; 2, calcaires et calcaires dolomitiques ; 3, phyllites et schistes séricito-chloriteux ± quartzeux ± graphiteux ; 4, schistes verts tufacés ; 5, métadiorites ; 6, quartzites noirs (graphiteux) ; 7, quartzites ; 8, itabirites.

Planche III

Coupes géologiques de la région Tomeşti—Luncani—Gladna Română. Formations sédimentaires : 1, Pliocène (graviers, sable, argiles). Formations éruptives : 2, éruptif banatitique (andésites). 3, éruptif mésozoïque ancien. Formations cristallines : I. Fond stratigraphique : 4, horizon IV ; 5, horizon III ; 6, horizon II ; 7, horizon I ; 8, complexe des phyllites et des schistes chlorito-sériciteux supérieurs ; 9, complexe des schistes verts tufacés ; II, séparations pétrographiques ; 10, itabirites ; 11, schistes verts tufacés à albite (1) ; métadiorites (2) ; 12, roches blastodétritiques ; 13, quartzites ± séricite ; 14, quartzites noires graphiteuses ; 15, calcaires et calcaires dolomitiques ; 16, dolomies calcaires ; 17, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes séricito-graphiteux.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

NOTA PRIVIND NATURA ŞI VÎRSTA UNOR ERUPŢIUNI DIN ÎMPREJURIMILE LOCALITĂŢILOR STOLNA ŞI DUMBRAVA (REGIUNEA CLUJ) [1]

DE

P. NIŢĂ PION

Abstract

On the Nature and the Age of some Eruptive Rocks between Stolna and Dumbrava Localities. (Cluj Region). The author demonstrates that the eruptive occurrences on the western border of Transylvania Basin, between Dumbrava and Stolna, correspond to dacites with a hypocrystalline—porphyric structure and a massive texture. The most frequent minerals are quartz, feldspar, biotite and hornblende within a feldspar groundmass. According to stratigraphic and palaeontological criteria, these dacites have been assigned to Campanian and, probably, to the base of the Maestrichtian. The most significant argument has resulted from the description of the position of Stolna dacite, representing a sill in sandstones and micaceous grey schists (at about 65—700 m over the basal reef limestone complex with hippurits) in which the forms *Vaccinites oppeli* Douv. and *Vaccinites inequicostatus* Münst. M., (Lupu Denisa., Lupu M. 1960) have been identified. It is concluded that during the Palaeogene, the Băioasa—Huedin area was not subjected to volcanic manifestations, unlike the sector North to Huedin, where an intensive activity was felt, manifested by the occurrence of numerous and various lava types, with a composition differing from that of the rocks in the surroundings of Stolna and Dumbrava localities.

Lipsa unor argumente convingătoare pentru a se explica natura şi vîrsta erupţiunilor de pe rama de vest a bazinului Transilvaniei între Huedin şi Băişoara (regiunea Cluj), cunoscute în literatură ca banatite, dacite şi andezite, ne-a determinat să întreprindem unele cercetări de teren şi laborator în scopul de a contribui la elucidarea acestei probleme.

[1]) Comunicare în şedinţa din 27 martie 1964.

Institutul Geologic al României

E. Saulea[1]) şi Niţa Vlaicu-Tătărîm (1958) citează în împrejurimile localităţii Stolna (valea Fetii şi valea Sărăţii) erupţiuni de natură anadezitică, iar mai spre sud (la Băişoara şi Cacova Ierii), E. Ghenescu[2]) roci de natură banatitică sub formă de dyke-uri şi filoane. În acest ultim caz, erupţiunile au structură porfirică şi mai rar echigranulară, cînd se prezintă sub formă masivă. Ele străbat depozite cretacice, oferind la contact fenomene de metamorfism.

La Dumbrava, rocile eruptive au fost studiate într-o mai mică măsură, cercetătorii anteriori [3]) rezumîndu-se la aprecieri cu caracter de ordin general.



Fig. 1. — Dacite acoperite de depozite greso-şistoase aparţinînd Campanianului (Stolna, regiunea Cluj).

a, dacite; b, şisturi şi gresii cenuşii micacee.

Fig. 1. — Dacites recouvertes par des dépôts gréso-schisteux appartenant au Campanien, (Stolna, région de Cluj).

a, dacites; b, schistes et grès gris micacés.

[1]) E. Saulea. Cercetări geologice în reg. Săvădişla—Floreşti—Cluj. Arh. Com. Geol. 1956.

[2]) E. Ghenescu. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Băişoara—Cluj. Arh. Com. Geol. 1956.

[3]) *a*) V. Dragoş. Raport preliminar asupra cercetărilor executate în regiunea Călăţele—Huedin—Gilău. Arh. Com. Geol. 1952.

b) D. Drăghinda. Raport geologic asupra regiunii Gilău—Căpuş. Arh. Com. Geol. 1963.

c) O. Iliescu. Date preliminare asupra vîrstei erupţiunilor de la E de cristalinul Mezeşului. Arh. Com. Geol. 1956.

Institutul Geologic al României

Lucrările întreprinse de noi la NW de Gilău (în Golful Călăţele) şi între Gilău şi Hăşdate, ne-au permis să facem unele aprecieri asupra naturii unor corpuri eruptive, destul de asemănătoare între ele, precum şi asupra vîrstei lor, rezultată în urma unor detalieri de ordin stratigrafic.

Localizarea ivirilor. Aflorimentele care au făcut obiectul prezentei note sînt situate în împrejurimile localităţilor Stolna (raion Turda, regiunea Cluj) şi Dumbrava (raion Huedin, regiunea Cluj). În împrejurimile primei localităţi, ivirile de eruptiv au fost puse în evidenţă în valea Fetii (în punctul „la Carieră", la 0,800 km de confluenţa cu pîrîul Luna de Sus) şi valea Sărăţii, sub dealul Fata Lunii (la 1,500 km de confluenţa cu acelaşi pîrîu) precum şi în versantul drept al văii Stolna, în mijlocul satului (fig. 1 şi 2), la 200 m de magazinul sătesc. La Dumbrava, ivirile de eruptiv apar lîngă dealul Cerhat (la 600 m SE de capătul satului) ocupînd suprafeţe restrînse.

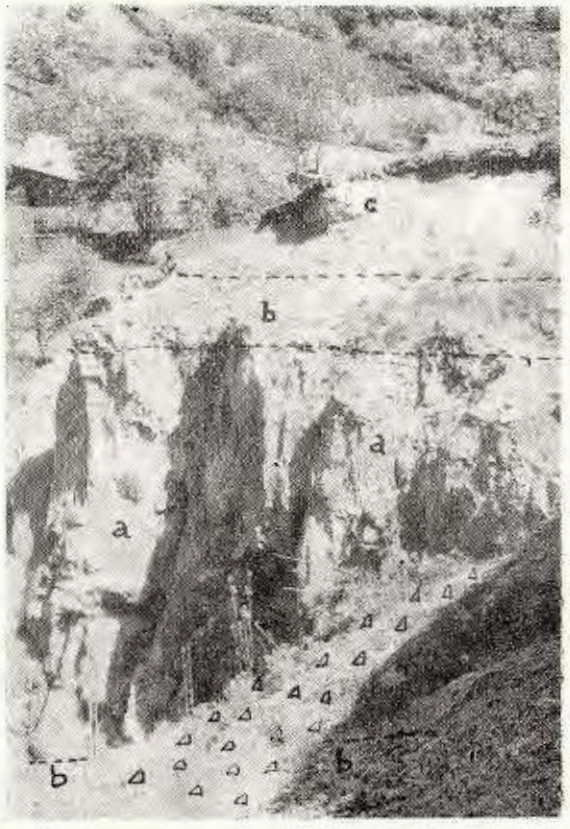


Fig. 2. — Dacite interstratificate în depozite grezo-şistoase aparţinînd Campanianului (Stolna, regiunea Cluj).

a, dacite groase de 7—10 m; b, şisturi argiloase cenuşii micacee cu intercalaţii de gresii; c, conglomerate poligene, aparţinînd seriei argilelor vărgate inferioare (Eocen inferior).

Fig. 2. — Dacites interstratifiées dans des dépôts gréso-schisteux appartenant au Campanien (Stolna, région de Cluj).

a, dacites épaisses de 7—10 m; b, schistes argileux gris micacés, à intercalations de grès; c, conglomérats polygènes appartenant à la série des argiles bariolées inférieures (Éocène inférieur).

Natura erupţiunilor. Observaţiile de teren, arată că eruptivul de la Stolna şi Dumbrava este de natură dacitică cu structură hipocristalină-porfirică şi textură ma-

Institutul Geologic al României

sivă. Printre elementele constituente, se pot observa cu uşurinţă cristale de cuarţ, feldspat, biotit şi hornblendă prinse într-o pastă feldspatică închisă la culoare.

Redăm mai departe compoziţia mineralogică în procente a dacitelor de la Stolna şi Dumbrava, obţinută în urma unor analize executate de Întreprinderea de Prospecţiuni a Comitetului Geologic (geolog O. Ionescu).

Pentru proba recoltată de la Stolna

	%	Ø
Pastă	70	sub 0,25 mm
Cuarţ	4	0,02—2/1,5
Feldspat	15	0,12—1 75/1,00
Hornblendă	3	0,08/0 2—0,9/0,4
Biotit	5	0,16—1,1/1
Minerale opace	1	0,03—0,25
Calcit	—	
Clorit	—	minerale secundare în pastă

Pentru proba recoltată de la Dumbravă

	%	Ø
Pastă	70	pînă la 0,06 mm
Feldspat	14	0,30/0,18—1,92/1,02
Cuarţ	4	1,2
Biotit	4	0,3/0,12—0,9/0,6
Hornblendă	3	0,12/0,42/0,3
Minerale opace	0,5	0,06—0,3/0,18
Calcit secundar	0,5	
Clorit	0,2	Plaja 0,4

Dacitul de la Stolna apare sub microscop [1]) constituit dintr-o pastă microcristalină în care plutesc fenocristale largi de feldspat, cuarţ, biotit şi mai puţin hornblendă.

Pasta predomină, este fin cristalizată, iar din constituenţi se remarcă numai cuarţul. Culoarea pastei apare întunecată datorită unui pigment brun-cenuşiu de natură cloritoasă.

[1]) Datele microscopice ne-au fost furnizate de Olga Ionescu-Harcat pentru care îi aducem mulţumirile noastre.

Institutul Geologic al României

Cuarţul apare sub forma unor plaje largi cu conture neregulate, rotunjite. Indivizii sînt puternic corodaţi de către pasta care se insinuiază în golfuri adînci în interiorul cristalelor. Este străbătut de fisuri fine.

Felspatul, este cel mai frecvent dintre fenocristale. Se prezintă proaspăt, cu conture prismatice, deseori maclat polisintetic. Este un oligoclaz cu 25% An, ajungînd pînă la limita cu andezinul (30% An).

Biotitul se prezintă în cristale proaspete cu conture prismatice bine dezvoltate. În rocă apar incluziuni de apatit şi minerale opace. Hornblenda apare sistematic opacitizată şi spre deosebire de celelalte fenocristale are dimensiuni reduse.

S-a mai evidenţiat şi un mineral opac prezent sub formă de granule de dimensiuni reduse, uneori cu conture patratice determinat ca pirită.

Este o rocă efuzivă acidă (un dacit), cu multă pastă. În funcţie de caracterul mai mult sau mai puţin acid al pastei, roca ar aparţine unor dacite sau andezitului cuarţifer.

Probele recoltate din împrejurimile localităţii Dumbrava se deosebesc foarte puţin de cele descrise la Stolna, fiind constituite din aceeaşi pastă abundentă în care plutesc fenocristale de feldspat, cuarţ, biotit şi hornblendă. Feldspatul este un oligoclaz (25% An) pînă la un andezin (35% An), prezentîndu-se la fel în conture geometrice, maclat polisintetic şi mai rar Karlsbad.

Este la fel de proaspăt ca şi cel de la Stolna, cu uşoare calcitizări, mai ales în partea centrală a cristalelor. Biotitul conţine incluziuni de apatit şi separaţii granulare de oxizi de fier, iar hornblenda apare sub forma unor cristale mici opacitizate. Printre mineralele secundare sînt prezente calcitul şi cloritul, ultimul individualizat în plaje în masa rocii.

Vîrsta erupţiunilor. Pentru a preciza vîrsta erupţiunilor ne-am propus să începem prin a descrie succesiunea formaţiunilor cretacice pe profilul cel mai bine deschis (valea Stolna) începînd de la limita cu cristalinul (întîlnită sub Coasta Vintii, la 800 m E de confluenţa cu pîrîul Plebeşului) şi pînă unde acestea dispar acoperite de depozitele Eocenului inferior (fig. 3).

Depozitele cretacic-superioare sînt alcătuite în bază din gresii calcaroase şi calcare vinete-cenuşii sau roşcate, recifale, considerate de vîrstă santonian-superioară — campanian-inferioară, pe baza unor forme de rudişti din genul *Vaccinites* (M. Lupu, D. Lupu 1960).

Peste pachetul calcaros recifal descris mai sus, stratificat în bancuri pînă la cîţiva metri, stau şisturi argiloase, cenuşii, micacee, cu intercalaţii

Institutul Geologic al României

gresii cenuşii şi conglomerate cu elemente poligene şi mai rar calcare şi gresii calcaroase care prezintă cruste de alteraţie limonitică.

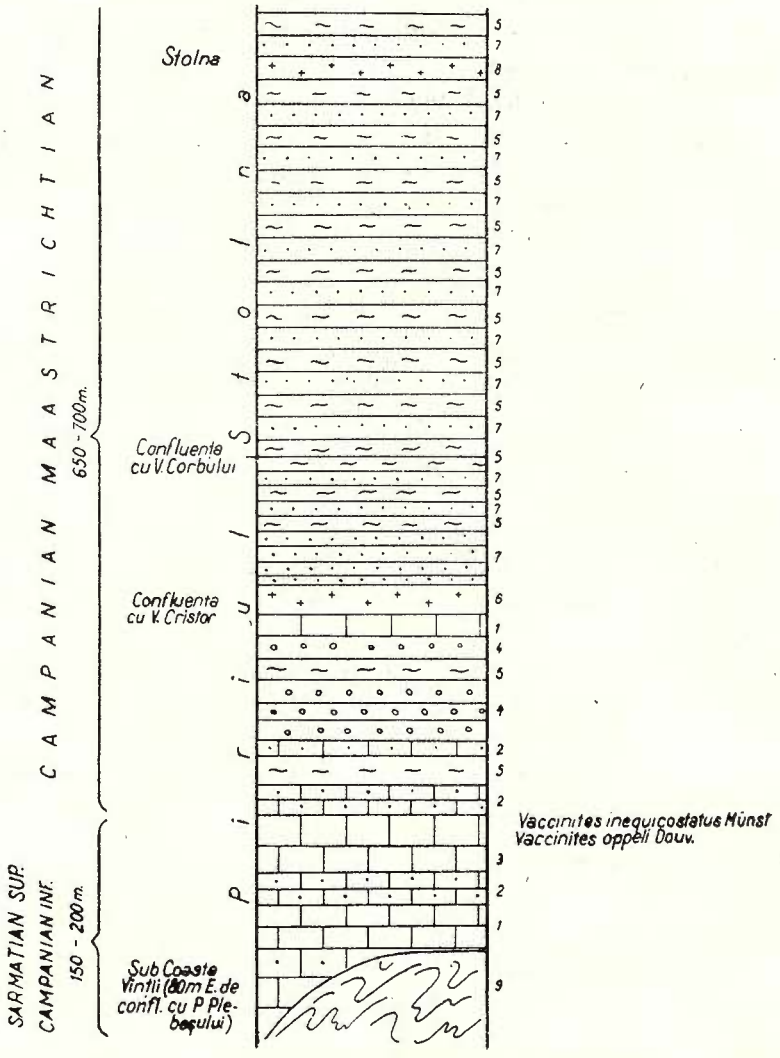


Fig. 3. — Coloană stratigrafică schematică în depozitele senoniene de la Stolna.

1, calcare vinete; 2, gresii calcaroase vinete; 3, calcare vinete şi roşcate cu hipuriţi; 4, conglomerate; 5, şisturi argiloase cenuşii, micacee; 6, tufite roşii şi albe în plăci; 7, gresii cenuşii micacee; 8, dacite; 9, şisturi cristaline.

Fig. 3.—Colonne stratigraphique schématique dans les dépôts sénoniens de Stolna.

1, calcaires violacés; 2, grès calcaires violacés; 3, calcaires violacés et rougeâtres à hippurites; 4, conglomérats; 5, schistes argileux gris, micacés; 6, tuffites rouges et blanches en plaques; 7, grès gris micacés; 8, dacites; 9, schistes cristallins.

Institutul Geologic al României

Succesiunea este acoperită la nivelul confluenţei cu pîrîul Cristor de tufite roşii şi albe în plăci. Întregul pachet atinge o grosime de 450—500 m. De aici, succesiunea depozitelor cretacice îmbracă un facies mai pelitic caracterizat prin predominanţa şisturilor şi gresiilor fine, micacee, de culoare cenuşie pînă la cenuşiu-verzuie şi galbene, compacte sau în plăci conţinînd intercalaţii subţiri de conglomerate cu elemente silicioase pînă la nivelul localităţii Stolna.

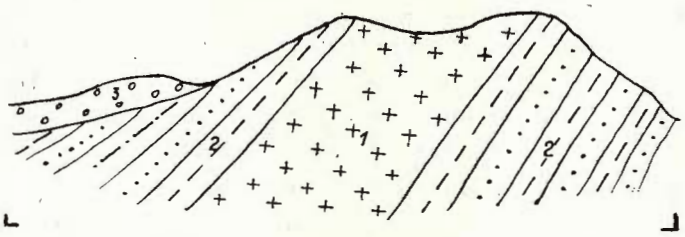


Fig. 4. — Secţiune transversală în eruptivul de la Stolna.
1, dacite; 2, gresii şi şisturi cenuşii micacee (Campanian); 3, pietrişuri şi conglomerate (Eocen inferior).

Fig. 4. — Coupe transversale dans l'éruptif de Stolna.
1, dacites; 2, grès et schistes gris micacés (Campanien); 3, gravier et conglomérats (Éocène inférieur).

La Stolna, în cadrul acestei succesiuni se interpune o erupţiune de natură dacitică, sub formă de sill, groasă de 7—10 m (fig. 4). Grosimea ultimului pachet atinge 350—400 m pînă la locul unde sînt acoperite discordant de depozite ale Eocenului inferior.

Aşa cum am arătat mai sus, în cadrul primului pachet s-au identificat forme de *Vaccinites* sp. Pe baza lor cît şi pe baza paralelismului cu unele forme de *Vaccinites oppeli* D o u v. întîlnite la confluenţa Someşului cald cu Someşul Rece (M. L u p u, D e n i s a L u p u, 1960) şi a lui *Vaccinites inegnicistatus* M ü n s t. întîlnit în aceiaşi recifi în regiuni învecinate, se stabileşte vîrsta santonian-superioară—campanian-inferioară a acestor depozite (M. L u p u, D. L u p u, 1960).

Al doilea pachet cu o poziţie stratigrafică superioară faţă de primul, a fost atribuit de noi Campanianului şi poate chiar bazei ultimului termen al Senonianului „Maestrichtianul". [asupra existenţei acestui subetaj se mai păstrează încă îndoială din partea unor cercetători M. (L u p u, D. L u p u, 1960) datorită lipsei de faună caracteristică].

Referindu-ne la situaţia stratigrafică a celorlalte iviri de dacite întîlnite la S şi NW de Gilău (pe valea Fetii, valea Săraţii şi în împrejurimile localităţii Dumbrava) menţionăm că ele nu se ridică la o poziţie care să depăşească Cretacicul superior.

Institutul Geologic al României

În aceste cazuri dacitele sînt acoperite de depozite eocen-inferioare (seria argilelor vărgate inferioare) ele reprezentînd un relief ante-eocen.

Din datele prezentate, bazaţi pe considerente de ordin stratigrafic şi paleontologic, rezultă că erupţiunile de la Stolna prezente sub forma unor silluri, aparţin Campanianului şi poate chiar bazei Maestrichtianului, întrucît ele ocupă o poziţie striatigrafică superioară (de 700 m) faţă de recifii cu hipuriţi atribuiţi anterior (M. Lupu, Denisa Lupu, 1960) Santonianului superior — Campanianului inferior. Lipsa de indicaţii asupra unor nivele superioare de erupţiuni în împrejurimile localităţii Dumbrava şi prezenţa unora la N de această localitate [1]), cu caracteristici deosebite ne-au permis să facem şi unele aprecieri asupra evoluţiei vulcanismului în acest sector al ramei de vest a bazinului Transilvaniei.

Astfel s-a putut constata că cel puţin pînă la paralela Huedinului erupţiunile nu depăşesc vîrsta senoniană. La nord de paralela menţionată, date recente [1]) demonstrează existenţa unor erupţiuni de vîrstă mai nouă eocenă şi oligocenă, ajunse la zi pe linii de minimă rezistenţă.

Rezultă că în timpul Paleogenului zona Băişoara — Huedin a fost liniştită din punct de vedere al manifestaţiilor vulcanice, spre deosebire de sectorul de la nord şi NE de Huedin, unde se înregistrează o activitate mai puternică manifestată prin punerea în loc a unor variate tipuri de lave, unele deosebite ca constituţie faţă de cele descrise de noi în prezenta notă.

BIBLIOGRAFIE

Lupu M., Lupu Denisa (1960). Contribuţii la cunoaşterea faunei de rudişti din Senonianul Munţilor Apuseni. *Acad. RPR, Stud. Cerc. geol.* 4, Tom 5. Bucureşti.

Mateescu Şt. (1926). Observaţii morfologice şi geologice asupra depresiunii Huedinului (Transilvania). *An. Inst. Geol. Rom.* XI. Bucureşti.

Mészáros N. (1957). Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din NW Transilvaniei. *Edit. Acad. R.P.R. Monografii de geologie şi paleontologie.*

Niţă Pion Petre, Vasilescu Maria, Vasilescu G. (1963). Contribuţii la stratigrafia depozitelor eocene din regiunea Huedin—Călăţele—Păniceni. *D.S. Com. Geol.* Bucureşti.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956). Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NW Bazinul Transilvaniei). *An. Com. Geol.* vol. XXIX. Bucureşti.

Vlaicu Tătărîm Niţa (1958). Stratigrafia Eocenului din reg. de la SW de Cluj. *Autoreferat la lucrarea de disertaţie. Univ. C. I. Parhon. Fac. Geol.-Geografie.* Bucureşti.

[1]) Op. cit., pag. 72, pct. 3c.

Institutul Geologic al României

NOTE CONCERNANT LA NATURE ET L'ÂGE DES ÉRUPTIONS DES ENVIRONS DES LOCALITÉS STOLNA ET DUMBRAVA (RÉGION DE CLUJ)

PAR

NIŢĂ PION PETRE

(Résumé)

L'auteur montre que les apparitions d'éruptif dans le cadre W du Bassin Transylvain entre Dumbrava et Stolna appartiennent à des dacites à structure hypocristalline — porphyrique et texture massive. Les minéraux que l'on y rencontre le plus souvent sont le quartzite, le feldspath, la biotite et la hornblende, tous inclus dans une pâte de nature feldspathique. En s'étayant des critériums d'ordre stratigraphique et paléontologique on a attribué au Campanien et, probablement à la base du Maestrichtien, l'âge de ces dacites. Le plus probant argument stratigraphique est résulté de la description de la position du dacite de Stolna, lequel représente un sill en grès et schistes gris micacés (environ 65—700 m au-dessus du paquet calcaire basal récifal à hippurites) appartenant au Santonien supérieur—Campanien inférieur dont des formes de *Vaccinites oppeli* D o u v. et *Vaccinites inequicostatus* M ü n s t. (M. L u p u, D. L u p u, 1960). La conclusion s'impose que, durant le Paléogène, la zone Băişoara—Huedin a été calme du point de vue des manifestations volcaniques à la différence du secteur situé au N de Huedin qui enregistre une activité intense manifestée par la mise en place de nombreux types variés de laves qui, en ce qui concerne la constitution, diffèrent de ceux rencontrés dans les environs des localités Stolna et Dumbrava.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ŞI PETROGRAFICE ÎN REGIUNEA ILVA—STÎNCENI—CĂLIMĂNEL (EXTREMITATEA SUDICĂ A MUNŢILOR CĂLIMANI) [1]

DE

S. PELTZ

Abstract

Geological and Petrographical Researches in the Ilva—Stînceni—Călimănel Area (Southern End of the Călimani Mountains). The investigated area consists mainly of Neogene volcanic rocks on a basement of epizonal crystalline schists and Oligocene, Helvetian, Tortonian and Sarmatian sedimentary deposits. The volcanic rocks are represented by different types of amphibole and pyroxene bearing andesites as well as by basaltic andesites and various andesitic pyroclastics. Chemical investigation of the chief rock types indicates that they belong to calc-alkalic series, to magma types ranging from normal quartz-dacitic type to the normal gabbro-dioritic one. The eruption centres and the intrusions of the area are assigned to the principal dislocation system with NW—SE trend, characteristic for the eruptive chain of the inner zone of the Carpathian Arc.

Introducere. Regiunea care face obiectul acestei lucrări, se situează în extremitatea sudică a munţilor Călimani, în zona centrală şi estică a defileului Mureşului (versantul drept). Ea este delimitată la sud de rîul Mureş, la vest de valea Ilva, la nord de o linie orientată W—E, ce trece prin pîrîul Unguraş—Poiana Borţii, la est de valea Călimănel şi pîrîul Gioriştea.

Cercetările geologice în această regiune au început în anul 1959 în cadrul unui colectiv [2] şi au fost continuate şi extinse de noi în sud-estul munţilor Călimani, între anii 1960—1963.

[1] Comunicare în şedinţa din 31 ianuarie 1964.

[2] Al. Vasilescu, S. Peltz, M. Dofescu, I. Solomon. Raport privind cercetările geologice executate în munţii Gurghiu de N şi munţii Călimani de S. Arh. Com. Geol. 1959.

Institutul Geologic al României

În această lucrare ne referim numai la o parte din regiunea cercetată în ultimii ani.

Structura geologică complexă, imprimă regiunii o morfologie variată. Alături de formele de relief caracteristice unei regiuni vulcanice, întîlnim pe cele colinare, determinate de prezența depozitelor sedimentare și vulcanogen — sedimentare.

Intrarea în defileu la Călimănel, este străjuită de impresionantul zid de lave (300 m) din dealul Băieșului. În continuare spre vest, formele vulcanice bine conservate din dealul Onășel și vîrful Leul, zidul continuu de piroclastite avînd înălțimea medie de 40 m, precum și variatele forme de eroziune în piroclastite, distonează cu zonele ușor vălurite ale depresiunilor Meșterhaza și Neagra.

Direcția majorității văilor este N—S: Călimănel, Săcăruță, Dușii, Mermezeu, Zebrac, Ilva. Toate sînt tributare rîului Mureș ce are o direcție W—E.

Istoric. Deși este situată pe singura cale de acces între Ardeal și bazinul Gheorghieni, fiind cea mai accesibilă din sudul munților Călimani, regiunea la care ne referim nu a constituit pînă în anul 1915 obiectul unor cercetări geologice. În lucrările lui F. Hauer și G. Stache (1863), F. Herbich (1878) și A. Koch (1900), găsim referiri cu totul generale. În anul 1915 Z. Török, întreprinde cercetări în zona defileului Mureșului. Acestea au fost continuate și extinse în anii următori, în diverse etape (Z. Török, 1928, 1945). În lucrările din perioada 1915—1946, Z. Török recunoaște caracterul vulcanic al regiunii, identifică centrele de erupție Tarnița, Onășel și Leul, face observații privind tectonica și vulcanologia regiunii. În această perioadă își desfășoară activitatea de cercetare a lanțului eruptiv Călimani-Harghita și I. Szádeczky. Referindu-se la regiunea noastră, descrie andezite bazaltice pe rîul Mureș și valea Ilvei (I. Szádeczky 1928). Între anii 1948—1954 Z. Török își intensifică cercetările în munții Călimani. În urma acestora, ajunge la concluzia că în fundament se află o mare masă subvulcanică care împreună cu depozitele sedimentare și șisturile cristaline constituie „fundamentul preefuziv", pe care s-a desfășurat ulterior activitatea vulcanică din Miocenul mediu pînă la sfîrșitul Pliocenului. Variatele produse efuzive și explozive sînt grupate în faciesuri și subfaciesuri corespunzătoare unui număr de 4 cicluri eruptive (Z. Török, 1956). I. Treiber (1954) cercetînd regiunea Zebrac, prezintă un studiu petrografic al „formațiunii subvulcanice". În lucrare sînt descrise

Institutul Geologic al României

andezitele amfibolice din zona Leul—Deşelătura, pe care, ca şi Z. T ö r ö k, le atribue subvulcanului.

O nouă etapă în cercetarea regiunii este marcată de prospecţiunile geologice şi geologo-tehnice efectuate între anii 1959—1962[1]) de către echipele Comitetului Geologic.

Fundamentul vulcanitelor. Pe pîrîul Bisericii, valea Zebrac şi afluienţii ei, pîraiele : Deşelătura, Şmida şi Şmiduţa şi pe pîrîul Deşelătura Mermezeului, aflorează depozite sedimentare miocene. Împreună cu ivirile situate la sud de Mureş, în regiunea Meşterhaza, ele reprezintă singurele apariţiuni de roci sedimentare din partea centrală a lanţului Călimani — Gurghiu—Harghita, constituind elemente preţioase în cunoaşterea naturii fundamentului eruptivului.

Corelarea şi completarea datelor de suprafaţă cu cele oferite de forajul executat de I.S.E.M. în valea Zebrac, arată că la alcătuirea fundamentului regiunii, iau parte depozite sedimentare miocene şi paleogene şi roci epimetamorfice.

În regiunea străbătută de foraj, Miocenul are grosimea de 1334 m, iar Paleogenul (Oligocen sup.) 198 m.

Pe baza caracterelor litologice, a asociaţiilor microfaunistice identificate, precum şi a interpretării rezultatelor carotajului electric, s-a stabilit[2]), că Miocenul este reprezentat prin Sarmaţian (456 m), Tortonian (84 m) şi Helveţian (794 m).

Sarmaţianul apare la zi cu cea mai mare dezvoltare în zona Zebrac—Deşelătura, unde este deschis pe o suprafaţă de cca 1 km p. În majoritatea ivirilor Sarmaţianul apare de sub placa piroclastitelor ; pe pîraiele Deşelătura, Şmida şi Şmiduţa este străbătut de andezitele cu hornblendă verde tip Leul.

În deschiderile bune din pîrîul Deşelătura şi versantul drept al văii Zebrac, se observă că depozitele sarmaţiene cuprind : conglomerate cu elemente de cristalin, cu ciment marnos sau grezos, marne cenuşii-nisipoase, micafere, ciocolatii, cenuşii-gălbui, intercalaţii centimetrice de

[1]) S t e l i a n C o m e a g ă şi echipa. Raport geologic tehnic asupra bazinului superior al rîului Mureş. Arh. C. G. 1960.

S. P e l t z. Raport asupra prospecţiunilor geologice executate în sud-estul M. Călimani între V. Mureşului şi V. Voivodeasa. Arh. C. G. 1962.

N. P i o n, D. G e o r g e s c u, L. G e o r g e s c u, D. I s t o c e s c u. Raport asupra prospecţiunilor geologice pt. cărbuni în Bazinul Oltului şi Mureşului superior. Arh. C. G. 1960.

[2]) Pe lîngă datele obţinute de noi prin examinarea carotelor şi studiul microscopic, am folosit cele existente în arhiva I. S. E. M.

Institutul Geologic al României

lignit. Orientarea generală este N 30° E/45° W. Sarmaţianul se extinde spre est sub placa piroclastitelor pînă în dreptul pîrîului Săcăruţă. Aici apar elemente rulate de cristalin din conglomerate.

În foraj prezintă o alcătuire litologică asemănătoare. În materialul provenit de la adîncimea de 295 m, E m i l i a S a u l e a a determinat *Modiola incrassata* d'O r b. de talie mică, formă frecventă în Sarmaţianul inferior.

Tortonianul şi Helveţianul întîlnit în foraj, este alcătuit dintr-o succesiune de marne cenuşii micafere, marne argiloase, gresii marnoase, conglomerate slab cimentate.

În cadrul depozitelor sedimentare miocene au fost identificate mai multe nivele de tufuri şi tufite. După conţinutul în cuarţ şi biotit le considerăm dacitice. Ele ar putea proveni din vulcanii dacitici situaţi în nord-estul munţilor Călimani (Drăgoiasa-Păltiniş). Oligocenul a fost străbătut pe o grosime de 198 m. El este alcătuit din : conglomerate şi microconglomerate bine cimentate cu elemente rulate de şisturi cristaline, gresii calcaroase, gresii micafere, argile şi marne cenuşii-negricioase compacte. La adîncimea de 1532 m, forajul a intrat în şisturi cristaline reprezentate prin : şisturi sericitoase-talcoase, şisturi cloritoase, şisturi grafitoase.

Descrierea petrografică. *Microdiorite.* În regiunea studiată, aceste roci nu apar la zi. Ele au fost întîlnite în foraj între 984—1056 m, constituind o apofiză a camerei magmatice din care s-au diferenţiat andezitele de tip Leul. Această apofiză străbate depozitele helveţiene. La microscop prezintă structura porfirică hipidiomorf-granulară.

TABELUL 1

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Continuă %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	76,50	2,88/1,62— 0,9/0,72—0,09/0,075
Hornblendă	21,40	2,88/0,39—1,44/0,93—0,14/0,08
Cuarţ	sporadic	0,21/0,25
Minerale opace	„	2,88/1,44—0,72/0,43—0,072/0,72

Feldspaţii plagioclazi formează fenocristale tabulare care împreună cu fenocristalele de hornblendă verde imprimă rocii structura porfirică. Fenocristalele tabulare sau prismatice sînt mai alterate decît cristalele cu dimensiuni intermediare care formează masa rocii. Alterarea este reprezentată printr-un agregat de caolin şi sericit care se dezvoltă pe

Institutul Geologic al României

microfisuri sau în zonele interne mai bazice. Sînt frecvente maclele albit şi Karlsbad. Conţinutul în anortit este cuprins între 38—45%.

Hornblenda verde apare în secţiuni prismatice maclate diagonal sau, bazale; $c : Ng = 17—21°$. Cuarţul xenomorf apare sporadic. Magnetitul constitue agregate microgranulare, sau apare sporadic. În masa rocii se disting paiete izolate de clorit.

Andezite cu hornblendă verde opacitizată de tip Leul. Apar în centrul regiunii, în jurul vîrfului Leul, extinzîndu-se spre N pînă în pîrîul Deşelătura. Aceste andezite emise de vulcanul Leul, au umplut canalul de alimentare şi au evazat foarte puţin către periferie piroclastitele pe care le străbat. Ele constitue o cupolă de extrusiune. Pe pîrîul Deşelătura sînt deschise nivelele mai inferioare ale cupolei, care străbat depozitele sarmaţiene. Sînt roci masive, granulare, de culoare cenuşie. Macroscopic se disting fenocristalele de hornblendă şi plagioclaz ce imprimă rocii structura porfirică. În cariera Leul, în masa acestor andezite se întîlnesc enclave de cristalin provenit din conglomeratele miocene străbătute.

La microscop, roca prezintă structura porfirică şi structura holocristalin-microgranulară a masei fundamentale.

TABELUL 2

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Conţinut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	36,07	2,16/1,44—1,08/0,54—0,18/0,108
Hornblendă	8,99	3,24/0,72—2,16/0,54—0,36/0,10
Piroxeni	2,02	0,468—0,144
Minerale opace	1,87	0,54/0,54—0,36/0,18—0,072/0,072
Masă fundamentală	51,05	—

Fenocristalele şi cristalele cu dimensiuni intermediare de plagioclaz prezintă maclări: albit, Karlsbad şi subordonat complexe şi zonări normale sau oscilatorii inverse. Conţinutul în anortit este cuprins între 32—39%.

Hornblenda verde prezintă grade diferite de opacitizare. La rocile din zona Leul hornblendele sînt frecvent complet opacitizate, spre deosebire de rocile din zona Deşelătura care au hornblendele proaspete sau cu coroane subţiri de opacit $c : Ng = 19—21°$. Pleocroismul : Ng = verde; Nm = verde-măsliniu; Np = verde pal-gălbui.

Institutul Geologic al României

Piroxenii sînt subordonaţi cantitativ. În zona Leul procentul creşte sensibil fără a putea conduce la separarea unor andezite cu hornblendă verde opacitizată şi piroxeni. Hiperstenul predomină faţă de augit.

Masa fundamentală holocristalină este alcătuită din microlite de plagioclaz, piroxeni şi subordonat agregate granulare de magnetit. Sporadic apare apatitul. La rocile din pîrîul Deşelătura se observă calcitizări, cloritizări şi piritizări.

În extremitatea estică a regiunii, intrarea în defileu şi marginea vestică a bazinului Topliţa, este dominată de creasta vulcanică dealul Băieşului-Tarniţa. Partea sudică, aflată în jurul dealului Băieşului este constituită din andezite cu hornblendă verde opacitizată. În partea centrală apar andezite cu hornblendă opacitizată şi piroxeni. Ele sînt acoperite de andezite bazaltice care ocupă împrejurimile vîrfului Tarniţa. Pe creasta Piciorul Popii, la sud de Tarniţa, sînt foarte bine deschise lavele andezitice amfibolo-piroxenice, care prin poziţia suprafeţei de curgere cuprinsă între N 30°E/38°S şi N 90°E/42°S, indică proveniența lor din vîrful Tarniţa.

Andezite cu hornblendă opacitizată tip dealul Băieşului. Sînt roci fine, uneori poroase, cenuşii sau cenuşii-rozii. La microscop se observă structura porfirică cu structura masei fundamentale microfelsitică. Caracteristică este prezenţa baghetelor fine de plagioclaz cu dispoziţie fluidală.

TABELUL 3

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Conţinut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	14,14	11,2/0,45—0,06/0,045
Hornblendă	6,90	1,35/0,12—0,15/2,075
Piroxeni	4,28	0,55/0,37—0,193/0,12
Minerale opace	1,40	0,12/0,09—0,045/0,03
Masă fundamentală	73,28	—

Plagioclazul este un andezin cu 35—39% An. Sînt caracteristice fenocristalele prismatice-alungite, maclate abit.

Hornblenda verde apare ca fenocristale prismatice-aciculare aproape complet resorbite. Piroxenul subordonat procentual este reprezentat prin augit şi hipersten. Masa fundamentală este alcătuită din sticlă, baghete fine de plagioclaz şi granule de magnetit.

Institutul Geologic al României

Andezite cu hornblendă opacitizată şi piroxeni tip Tarniţa. Lavele acestor andezite au fost întîlnite în special pe creasta Piciorul Popii. Ele reprezintă prima efuziune a centrului de erupţie Tarniţa, care acoperă andezitele amfibolice tip dealul Băieşului.

Aspectele macroscopice şi microscopice sînt asemănătoare cu cele ale andezitelor tip dealul Băieşului de care se deosebesc prin compoziţia mineralogică şi chimică.

TABELUL 4

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Conţinut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	10,5—14,8	0,975/0,225—0,075/0,03
Hornblendă	2,8— 3,3	1,05/0,15 —0,15/0,045
Piroxeni	3,8— 2,7	0,645/0,075—0,18/0,045
Minerale opace	1,9— 3,0	0,045/0,03
Masă fundamentală	81,0—76,2	—

Andezite piroxenice. Studiul structural, petrografic şi chimic al andezitelor din regiune, permite separarea mai multor tipuri de andezite piroxenice, corespunzătoare unui anumit stadiu în evoluţia vulcanică a regiunii.

T i p u l O n ă ş e l. În regiunea dealul Onăşel andezitele cu augit şi hipersten ocupă o suprafaţă de cca 0,650 km^2; ca şi în vîrful Leul ele constituie umplutura canalului de alimentare, iar spre periferie, s-au produs evazări ceva mai extinse.

Rocile acestui tip au culoarea cenuşie, sînt masive, compacte. Macroscopic se disting fenocristale echigranulare de plagioclaz şi rareori cele de piroxeni.

La microscop prezintă structura porfirică sau glomeroporfirică cu structura pilotaxitică a masei fundamentale.

TABELUL 5

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Conţinut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	31,59	2,16/1,44—0,9/0,432—0,18/0,072
Augit	10,50	1,08/0,54—0,36/0,288—0,144/0,144
Hipersten	6,29	1,152/0,36—0,72/0,288—0,216/0,072
Minerale opace	1,74	0,18/0,18—0,108/0,108—0,036/0,036
Masa fundamentală	49,88	—

Institutul Geologic al României

Feldspatul plagioclaz apare ca fenocristale tabulare, frecvent zonate (zonări normale, oscilatorii normale, sau oscilatorii inverse) şi mai rar maclate (cel mai frecvent albit).

Se observă incluziuni de sticlă, magnetit, apatit sau alterări incipiente ce se concentrează în zonele mai bazice.

Conţinutul în anortit este cuprins între 35—45%.

Dintre mineralele melanocrate predomină augitul care apare ca fenocristale maclate, cristale cu dimensiuni intermediare şi microlite.

Hiperstenul formează fenocristale idiomorfe cu colţurile rotunjite. Prezintă coroane de reacţie constituite din piroxen monoclinic. Marginal se observă bastitizări.

Masa fundamentală este alcătuită din sticlă, microlite şl criptolite de plagioclaz, microlite de piroxen, granule de magnetit. Uneori masa fundamentală este acoperită cu plaje de limonit.

T i p u l M e ş t e r h a z a. Andezitele cu augit ale acestui tip apar în versanţii Mureşului la intrarea în cătunul Meşterhaza, fiind deschise aproape continuu în carierele Stînceni.

Forma lor de zăcămînt este a unui dom intrus în masa piroclastitelor.

Sînt roci masive, compacte, avînd culoare variată de la cenuşie la neagră. Prezintă numeroase fisuri umplute cu calcedonie sau calcit, goluri tapisate cu cruste de oxizi de Mn şi Fe.

La microscop se observă structura glomeroporfirică. Masa fundamentală are structura pilotaxitică spre holocristalin-microgranulară.

TABELUL 6

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Conţinut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	40,12	2,88/1,08—1,152/0,54—0,072/0,036
Augit	7,64	2,34/0,9—1,44/0,252—0,18/0,14
Hipersten	2,44	1,26/0,36—0,72/0,54—0,396/0,072
Olivină	sporadic	1,26/0,468—0,54/0,36
Minerale opace	3,53	0,54/0,36—0,216/0,144—0,072/0,072
Masa fundamentală	43,49	—

Atît fenocristalele cît şi cristalele cu dimensiuni intermediare de plagioclaz sînt maclate albit, Karlsbad, complex. Conţinutul în anortit variază între 42—51% la fenocristale şi 30—33% la cristalele cu dimensiuni intermediare. Dintre mineralele melanocrate, predomină augitul.

Institutul Geologic al României

Fenocristalele sînt idiomorfe, adesea tabulare, maclate diagonal în secţiunile bazale. Aglomerările frecvente ale fenocristalelor de augit, imprimă rocii structura glomeroporfirică. Sporadic apare olivina cu incluziuni de plagioclazi sau magnetit.

Masa fundamentală este alcătuită din microlite de plagioclaz şi cu totul subordonat microlite de piroxeni. La unele secţiuni, se observă plaje de limonit, agregate solzoase de clorit, microfisuri umplute cu clorit, calcit, limonit. Fenocristalele de augit sînt proaspete, iar hiperstenul se află în diferite stadii de bastitizare. Se mai observă sporadic, enclave de roci gabbroice cu Ø 3,24/2,52—1,5/1 mm. Ele sînt alcătuite din hipersten, augit, un labrador acid şi magnetit.

Tipul Şingu-Zebrac constituie un sill foarte puţin înclinat. Partea sa centrală-axială este bine deschisă în zona văii Zebrac—pîrîul Sirostău—pîrîul Despăgubirea Buruşenilor, extinzîndu-se spre sud, unde este acoperit de piroclastite; în pîrîul Şingu este deschisă marginea sa vestică.

Sînt roci masive de culoare cenuşie-negricioasă. Macroscopic se observă masa fundamentală fin granulară, fenocristale de plagioclaz şi piroxeni.

Studiul microscopic a pus în evidenţă trei aspecte ale structurii masei fundamentale. Rocile din partea centrală a sillului prezintă structura holocristalină microgranulară; cele din pîrîul Şingu care aparţin părţii marginale a sillului au structura masei fundamentale pilotaxitică. În zonele mediane se observă treceri de la structura pilotaxitică la cea holocristalină.

TABELUL 7

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Conţinut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	44,08	3,528/1,8—1,188/0,432—0,108/0,072
Augit	5,73	1,152/0,54—0,36/0,288—0,18/0,18
Hipersten	3,56	2,52/0,576—0,72/0,18—0,18/0,072
Minerale opace	3,63	0,54/0,396—0,18/0,144—0,072/0,036
Masă fundamentală	43,00	—

Institutul Geologic al României

Fenocristalele de plagioclaz şi piroxen imprimă rocii structura porfirică sau glomeroporfirică.

Fenocristalele şi cristalele cu dimensiuni intermediare sînt maclate albit, albit-Karlsbad şi Karlsbad. Prezintă incluziuni de sticlă, magnetit, epidot, augit. Au un conţinut în anortit cuprins între 35—48%. Augitul apare frecvent sub forma fenocristalelor tabulare uneori maclate. Fenocristalele de hipersten prezintă aspecte variate de bastitizare.

În masa fundamentală se observă microlite de plagioclaz, piroxeni, apatit, granule de magnetit, plaje de clorit sau limonit.

Rocile din partea centrală a sillului au hiperstenul bastitizat, plagioclazul parţial alterat. În masa fundamentală se observă clorit, calcit, sericit şi magnetit limonitizat marginal.

Andezite bazaltice tip Tarniţa. Aceste roci ocupă zona vîrful Tarniţa şi reprezintă ultimele efuziuni ale vulcanului cu acelaşi nume.

În jurul cotei 1054 m a fost conturat canalul de alimentare. Andezitele bazaltice acoperă piroclastitele amfibolo-piroxenice din zona pîrîului Săcăruţă—Poiana Bortiţii, la sud acoperă andezitele amfibolo-piroxenice tip Tarniţa, iar la est şi sud, depozitele vulcanogen-sedimentare ale bazinului Toplita.

Macroscopic sînt roci fine, compacte, de culoare cenuşie.

La microscop se observă structura intersertală a masei fundamentale pentru lave şi microdoleritică pentru roca din coş.

TABELUL 8

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Conţinut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	19,98—89,63	0,225/0,015—0,12/0,015
Hipersten	2,24— 7,48	0,87/0,345—0,225/0,03
Augit	1,89— 1,83	0,495/0,225—0,15/0,105
Olivină	sporadic— 1,06	0,15/0,12
Minerale opace	sporadic	0,045/0,045—0,024/0,024
Masă fundamentală	75,89	—

Institutul Geologic al României

Plagioclazul formează baghete cu dispoziţie fluidală în jurul fenocristalelor de piroxen sau olivină.

Piroxenii sînt reprezentaţi prin augit şi hipersten. Uneori, augitul este înlocuit parţial de un agregat constituit din magnetit şi clorit.

Olivina apare ca fenocristale transformate parţial în idinngsit. Masa fundamentală este alcătuită din baghete fine de plagioclaz, microlite de piroxen şi olivină, granule de magnetit. Prezintă uneori mici vacuole umplute cu clorit, serpentină, cuarţ.

Piroclastitele. Ocupă aproximativ 80% din suprafaţă. Ele prezintă compoziţie, faciesuri şi structuri variate. Ordonarea materialului piroclastic care apare din abundenţă, constituie o problemă grea care se poate rezolva numai pe baza unui studiu detaliat şi complex : vulcanologic, petrografic şi chimic.

Nu este în intenţia noastră de a insista în această lucrare asupra rezultatelor pe care le-am obţinut în urma studiului sistematic şi complex efectuat în ultimii ani asupra piroclastitelor din sud-estul Călimanilor. Ne vom limita numai la prezentarea succintă a piroclastitelor din regiune. Pînă în prezent nu este adoptat un punct de vedere unitar în privinţa nomenclaturii lor. În tabelul 9 prezentăm o schemă a clasificării, nomenclaturii şi faciesurilor piroclastitelor, care cuprinde numai pe cele separate în regiune ; acestea sînt însă de fapt cele mai frecvente aspecte întîlnite în lanţul eruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita.

Piroclastitele alcătuiesc un complex de produse explozive depuse preponderent în mediul subaerian. Ele provin din centre de erupţie situate în regiunea Ilva—Călimănel sau în afara ei. Unele centre sînt vizibile şi azi, altele sînt acoperite de produse mai noi sau distruse de explozii ulterioare. În funcţie de compoziţia mineralogică se disting piroclastite amfibolo-piroxenice care înglobează elemente de andezite : amfibolice şi amfibolo-piroxenice prinse într-o masă de legătură bogată în fragmente de cristale şi litoclaste de andezite amfibolo-piroxenice şi piroxenice. În masa piroclastitelor se intercalează nivele de andezite : amfibolice, cu amfiboli şi piroxeni. Aceste vulcanite explozive împreună cu intercalaţiile de lave alcătuiesc n i v e l u l p i r o c l a s t i t e l o r a m f i b o l o - p i r o x e n i c e.

Predominarea elementelor de andezite : piroxenice, andezite bazaltice şi sporadic bazalte, în masa piroclastitelor intercalîndu-se nivele de lave piroxenice sau andezite bazaltice, caracterizează n i v e l u l p i r o c l a s t i t e l o r p i r o x e n i c e.

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Clasificarea, nomenclatura şi faciesurile piroclastilelor din regiunea Ilva—Călimănel

Natura liantului		Dimens. fragm. în mm	Compoziţia şi forma			Facies			Nomenclatură		
			Blocurilor	Blocurilor şi bombelor	Blocurilor, bombelor, fragmentelor allohtone						
I, II	III		I	II	III	I	II	III	I	II	III
Piroclastic	Piroclastic şi sedimentar sub 50%	Peste 100	Omogenă Angulară	Heterogenă, Angulară, subangulară, subrotunjită	Heterogenă subangulară, subrotunjită, rotunjită	Subaerian depunere în jurul centrului de erupţie	Subaerian depunere în zone intermediare	Subaerian şi subacvatic, depunere în zone intermediare şi îndepărtate	Brecii piroclastice	Aglomerate	Aglom. tufitice
		100—30							Microbrecii piroclastice	Microaglomerate	Microaglom. tufitice
		30— 5							Cinerite lapillice	Tufuri lapillice	Tufite lapillice
		5— 1							Cinerite grosiere (litoclastice, cristaloclastice, vitroclastice)	Tufuri grosiere subordonat	Tufite grosiere
		1—0,1							Cinerite fine cu fragmente mici (litoclastice, cristalovitroclastice)	Tufuri fine cu fragmente mici	Tufite fine (cristaloclastice, vitro-cristalo-litoclastice, vitroclastice)
		sub 0,1							Cinerite prăfoase (vitroclastice)	Tufuri prăfoase	

Institutul Geologic al României

Delimitarea cartografică a celor două nivele care alcătuiesc complexul piroclastitelor piroxenice este dificilă, ele putînd proveni din centre de erupţie diferite ca compoziţie, dar sincrone.

În general, piroclastitele amfibolo-piroxenice ocupă părţile estice ale regiunii şi suportă piroclastitele piroxenice. Grosimea nivelului este de aproximativ 300 m.

Piroclastitele nivelului piroxenic avînd grosimea de cca 400 m ocupă partea centrală şi vestică a regiunii. Ambele nivele corespund „complexului vulcanogen-sedimentar" separat în munţii Gurghiu, nivelele inferior şi superior (D. Rădulescu, Al. Vasilescu, S. Peltz, M. Peltz, (1964), precum şi în mare măsură piroclastitelor ciclul I separate în nordul munţilor Călimani (S. Cosma, I. Teodoru, C. Teodoru (1964).

I. *Nivelul amfibolo-piroxenic.* Breciile şi microbreciile piroclastice sînt alcătuite din elemente angulare cu Ø între 2 dm—4 cm. Masa de legătură compactă, cenuşie, cineritică-grosieră este alcătuită din zgură şi praf vulcanic cu lapilli care au compoziţia asemănătoare blocurilor.

Aglomeratele şi microaglomeratele sînt alcătuite din elemente subangulare, subrotunjite şi rotunjite cu Ø între 7 dm—4 cm. Masa de legătură tufacee compactă sau poroasă, cenuşie-albicioasă este uneori limonitizată sau argilizată.

Tufurile lapillice apar în alternanţă cu aglomeratele şi microaglomeratele. Elementele cu Ø între 2 cm—6 mm, sînt prinse într-o masă de legătură vitro-cristalo-litoclastică cenuşie, poroasă.

Intercalaţiile de lave apar pe pîrîul Săcăruţă fiind reprezentate prin andezite cu piroxeni şi hornblendă verde.

II. *Nivelul piroxenic.* Breciile piroclastice sînt alcătuite din elemente angulare cu Ø mediu 1,5 dm. Masa de legătură compactă sau poroasă este cineritică grosieră, uneori microbrecioasă.

Microbreciile piroclastice cuprind elemente angulare cu Ø între 3—7 cm, prinse într-o masă cineritică, compactă, negricioasă, cărămizie.

Cineritele lapillice apar ca nivele centimetrice în alternanţă cu microbreciile şi breciile.

Cineritele fine cuprind fragmente mici de andezite piroxenice. Masa de legătură este litoclastică (andezite piroxenice) sau lito-vitroclastică (andezite piroxenice şi sticlă brună).

Aglomeratele şi microaglomeratele au textura asemănătoare celor din nivelul I, dar diferă ca compoziţie. Pe valea Zebrac,

Institutul Geologic al României

ele includ în masa de legătură fragmente de gresii, marne, argile, elemente de cristalin din conglomerate. Materialul de origină sedimentară nu depăşeşte 15%. Aceste roci se pot numi aglomerate, respectiv microaglomerate tufitice.

Intercalaţiile de lave sînt reprezentate prin : andezite cu hornblendă verde opacitizată şi piroxeni care aflorează în dealul Şingu ; andezite cu augit care aflorează în versantul drept al văii Mermezeu în aval de confluenţa cu pîrîul Deşelătura ; andezite bazaltice care constituie două intercalaţii în zona Ilva şi pe pîrîul Unguraş.

TABE-

Analiza chimică a rocilor din extremitatea

Nr.	Roca şi locul de proveniență	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	Andezit bazaltic Ilva	50,53	19,60	6,22	4,00	0,52	5,50	7,87	2,00	0,44
2	Andezit cu augit şi hipersten p. Runcului	55,45	17,00	6,90	1.30	0,07	3,40	6,90	3,15	3,45
3	Andezit cu augit Meşterhaza	56,72	17,65	5,64	1,88	0,15	3,29	7,08	3,27	1,74
4	Andezit cu augit şi hipersten D. Onăşel	57,10	19,03	5,55	1,93	0,30	1,80	7,40	3,74	1,10
5	Andezit amfibolo-piroxenic Tarniţa	59,45	20,00	4,18	2,00	0,10	1,20	6,16	3,97	1,60
6	Andezit cu hornblendă opacitizată D. Băieşului	61,05	17,37	5,02	0,55	0,06	3,34	5,75	3,84	1,82
7	Microdiorit amfibolic Foraj V. Zebrac	62,59	19,24	1,52	2,23	0,10	1,20	5,40	3,79	1,51
8	Andezit cu hornblendă verde opacitizată Vf. Leul	63,64	16,11	4,43	0,59	0,07	2,80	5,10	4,10	0,79

Institutul Geologic al României

Depozitele vulcanogen-sedimentare ale bazinelor intravulcanice. Reprezintă materialul de umplutură al unor bazine lacustre care au funcţionat în timpul Pliocenului şi Cuaternarului inferior. În fazele de linişte ale activităţii vulcanice şi după încetarea sa, apele cu caracter temporar sau permanent, au erodat, transportat şi depus fragmente andezitice provenite din distrugerea aparatelor vulcanice, a curgerilor de lave, sau altor formaţiuni vulcanice primare. Nu este exclus, ca în anumite etape ale desfăşurării activităţii vulcanice, aceste depozite să se fi acumulat sincron cu diferite momente efuzive sau explozive.

LUL 10

sudică a munţilor Călimani

H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	Pierd. prin calcinare	Σ	Analist
1,74	0,14	1,05	0,20	lipsă	lipsă	—	99,61	Alex. Dănciulescu
—	0,55	0,86	0,19	—	lipsă	0,62	99,84	Gr. Racu
0,56	0,65	0,77	0,17	0,68	urme	—	100,25	G. Vasiliu
0,20	0,82	0,90	0,13	lipsă	urme	—	100,00	Alex. Dănciulescu
0,37	abs	0,64	0,17	0,35	0,18	—	100,37	Cr. Popescu
0,57	0,20	0,72	0,23	0,53	lipsă	—	101,05	Gh. Lahovary
0,76	0,05	0,82	0,15	lipsă	urme	—	99,36	Cr. Popescu
0,75	0,42	0,79	0,17	lipsă	urme	—	99,76	Cr. Popescu

Institutul Geologic al României

Fiind alcătuite dintr-un material de origină vulcanică redepus şi nu primar, ele nu pot fi înglobate la piroclastite. De aceea, le separăm într-o grupă aparte a rocilor exclusiv de natură vulcanică (vulcanogene), levigate şi redepuse în mediu lacustru, care au caracterele rocilor sedimentare.

Depozitele vulcanogen-sedimentare alcătuiesc umplutura bazinelor intravulcanice Toplița şi Neagra. Ele corespund nivelului intermediar din cadrul complexului vulcanogen-sedimentar descris în munții Gurghiu (D. Rădulescu, Al. Vasilescu, S. Peltz, M. Peltz, 1964).

Aceste depozite se caracterizează printr-o stratificație normală ritmică sau încrucișată, mare varietate a granulației, compoziției mineralogice şi culorii. În ele se interstratifică resturi de plante, trunchiuri incarbonizate şi silicifiate. În anumite zone sînt opalizate sau limonitizate. Grosimea lor variază între 120 m în vestul bazinului Toplița şi 100 m în bazinul Neagra.

Conglomeratele şi microconglomeratele andezitice sînt constituite din elemente rulate cu Ø între 5 dm—4 cm.

Predomină andezitele amfibolice; subordonat participă andezite: cu amfiboli şi piroxeni, piroxenice, bazaltice; cimentul friabil, gălbui-limonitic, este alcătuit din nisip andezitic ± elemente rulate şi caolinizate de andezite amfibolice.

Gresiile andezitice sînt alcătuite din fragmente subcentimetrice de andezite sau cristale de: plagioclaz, piroxen, hornblendă, fragmente de sticlă devitrificată. De multe ori sînt diagenizate hidrochimic, opalizate sau limonitizate.

Conglomeratele, microconglomeratele şi gresiile alternează între ele sau împreună cu nisipuri gălbui limonitice, argile uneori bentonitizate sau nivele tufogene vitro-cristaloclastice cenuşii sau cafenii.

Cuaternarul. Este reprezentat prin: aluviunile Mureşului şi ale văilor mai mari; terasele Mureşului mai dezvoltate la Sbăncani şi Neagra; depozitele deluviale de la Sbăncani, grohotişurile din versantul sudic al dealului Băieşului şi estul Tarniței.

Chimismul vulcanitelor. Principalele tipuri de andezite au fost analizate chimic; rezultatele sînt prezentate în tabelul 10. În literatura publicată sau aflată în manuscris, referitoare la această regiune, am găsit o singură analiză provenită din regiunea Leul (I. Treiber 1954), pentru care au fost calculați parametri Niggli şi Zavariţki.

Institutul Geologic al României

TABELUL 11

Parametri Niggli

Nr.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	π	γ	*Q*	*M*	*L*	α	Tip de magmă
1	129	29	43	22	6	.11	.49	.51	.68	.00	36,4	25,0	38,6	1,06	gabbro-dioritică normală
2	162,7	29	33	22	16	.42	.44	.66	.28	.29	23,2	24,4	52,4	. 93	tonalitică-normal dioritică
3	172	31,5	32,5	23	13	.25	.45	.71	.41	.12	40,3	17,5	42,2	1,98	peléeitică
4	178	36	27	24	13	.16	.30	.90	.64	.03	42,2	12,84	44,95	2,85	peléeitică
5	199	39,5	22,5	22	16	. 2	.27	.98	.40	.00	44,1	10,5	45,4	2,54	melacuarţdioritică
6	209	34	30	20	16	.23	.53	.66	.36	.06	44,8	13,4	41,8	3,81	melacuarţdioritică-cuarţdioritică
7	235	43	18	22	17,4	.20	.37	1,2	.38	.00	48,9	8,0	43,1	.60	cuarţdioritică normală
8	231	35	29	20	17	.12	.51	.68	.34	.08	47,5	11,7	40,7	5,2	cuarţdioritică normală

Institutul Geologic al României

Pentru cele 8 analize chimice noi, am calculat parametrii Niggli şi Zavariţki, precum şi mineralele normative C.I.P.W. (tabelele 11, 12 şi 13).

TABELUL 12

Parametri Zavariţki

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	5,2	10,2	22,5	62,1	10,3	45,6	44	—	88,8
2	12,4	16,4	5,6	65,5	—	45,06	36,05	18,80	57,94
3	10,1	7,3	14,6	68	—	48	39,6	12,2	74,6
4	10,3	8,1	12,2	69,4	—	60,87	27,91	11,18	83,33
5	10,9	13,0	7,9	68,2	8,26	66,92	24,8	—	79
6	11,2	6,3	11,5	71,0	—	42,8	50	7,2	76,5
7	10,9	6,8	7,8	74,5	27,2	45,5	27,3	—	79,2
8	9,9	5,4	14,3	70,4	—	29,9	31,7	3,68	88

TABELUL 13

Mineralele normative C.I.P.W.

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	6 %	7 %	8 %
Q	12,00	5,17	7,92	14,27	17,27	16,07	21,55	14,88
Or	2,34	20,29	10,37	6,56	9,26	10,07	8,88	5,33
Ab	13,00	27,97	30,52	32,82	34,79	33,00	33,84	39,27
An	38,60	21,66	29,51	31,19	28,99	23,90	25,70	24,69
Co	2,26	—	—	—	0,56	—	1,28	—
Di	—	11,14	6,09	4,04	—	2,24	—	1,18
Hip	—	11,07	11,54	7,25	5,05	11,87	5,82	11,77
En	19,20	—	—	—	—	—	—	—
Fer	6,70	—	—	—	—	—	—	—
Ap	0,40	0,24	0,31	0,29	0,29	0,20	0,30	0,33
Il	1,90	1,50	1,29	1,53	1,08	1,02	1,39	1,19
Mt	3,60	0,96	2,45	2,05	2,71	1,01	1,24	1,19
Rt	—	—	—	—	—	0,62	—	0,15

Rocile analizate, corespund tipurilor de magmă de la cuarţdioritic normal la gabbro-dioritic normal (tabelul 11). Gradul de diferenţiere al magmelor este evidenţiat în diagrama de variaţie a parametrilor Niggli (fig. 1). Se observă creşterea „agitată" a parametrilor *alk* şi *al*, scăderea în acelaşi mod a parametrului *fm*. Diferenţierea sensibilă a parametrilor

Institutul Geologic al României

între valorile *si* 162,7 şi 199 confirmă observaţiile microscopice şi de teren care ne-au determinat să separăm mai multe tipuri în cadrul andezitelor piroxenice.

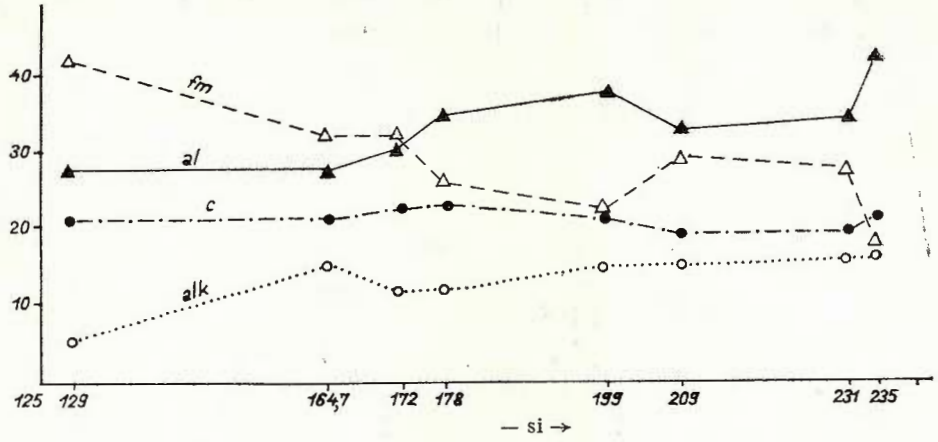


Fig. 1. — Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli.
Fig. 1. — Diagramme de variation des paramètres Niggli.

Prin aspectul ei, diagrama se încadrează în cea construită pentru rocile din munţii Călimani şi munţii Gurghiu (D. R ă d u l e s c u, 1963) reflectînd consangvinitatea magmelor calcoalcaline ale acestei regiuni eruptive. În diagrama variaţiei *mg* : *c*/*fm* (fig. 2) se observă că toate andezitele piroxenice se plasează în sectorul Ca > Fe > Mg.

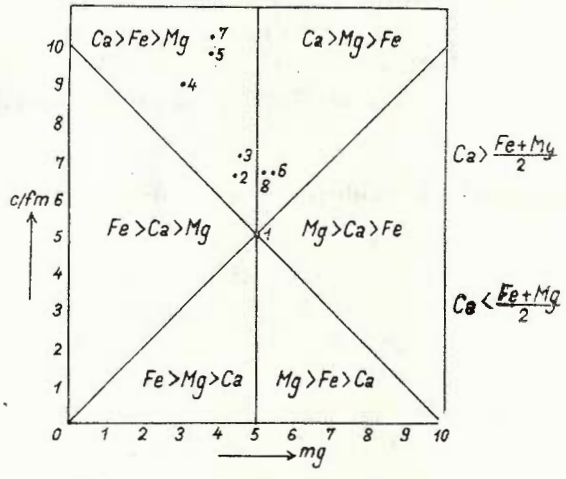


Fig. 2. — Diagrama variaţiei *mg* : *c*/*fm*.
Fig. 2. — Diagramme de la variation *mg* : *c*/*fm*.

Institutul Geologic al României

Andezitele amfibolice se plasează în partea inferioară a sectorului Ca > Mg > Fe, iar andezitele bazaltice de la gura Ilvei, în centrul diagramei. Menţionăm asemănarea pronunţată a compoziţiei chimice a acestui andezit bazaltic cu cea a andezitelor bazaltice de la Sărmaş şi Lomaş (M. S a v u l, T. K r ä u t n e r, 1936).

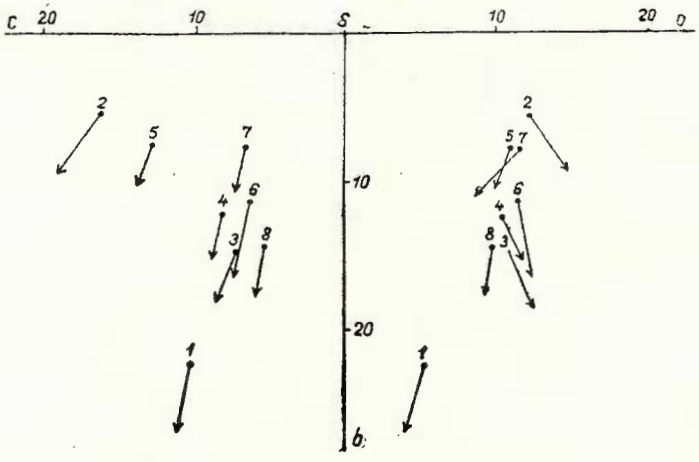


Fig. 3. — Diagrama parametrilor Zavariţki.
Fig. 3. — Diagramme des paramètres Zavariţki.

Diagrama parametrilor Zavariţki (fig. 3) de asemenea sugerează gradul de diferenţiere punînd în evidenţă tipurile suprasaturate în aluminiu (nr. 1, 5 şi 7). În diagrama QLM (fig. 4), se observă foarte clar caracterul calcoalcalin al magmelor din regiune. Majoritatea analizelor se plasează deasupra liniei PF în zona cîmpului tip Lassen Peak. Andezitul bazaltic se proiectează în cîmpul Tristan da Cunha, în partea dreaptă a sectorului F.P.L.

Structura geologică şi evoluţia desfăşurării activităţii vulcanice

Regiunea cercetată prezintă o structură geologică complicată.

Pe un fundament de şisturi cristaline şi depozite sedimentare oligocene şi miocene se află vulcanite explozive şi extruzive cu forme de zăcămînt variate, care provin din centre de erupţie diferite.

Fundamentul vulcanitelor din estul regiunii este constituit din şisturi cristaline care apar la zi în versantul drept al Mureşului la Topliţa. Acestea se afundă spre vest, astfel încît au fost identificate la 1532 m adîncime în forajul din valea Zebrac. (Acest foraj se află la 11 km vest de Topliţa).

Institutul Geologic al României

Peste şisturile cristaline stau depozite sedimentare oligocene şi miocene. Ele constituie un monoclin cu direcţia NNE şi căderi SSW a cărui margine s-ar afla în zona pîrîului Săcăruţă. Aceste sedimente mai pot fi interpretate ca aparţinînd flancului estic al unui sinclinoriu. Axul acestuia s-ar plasa în zona Răstoliţa, iar flancul vestic este reprezentat

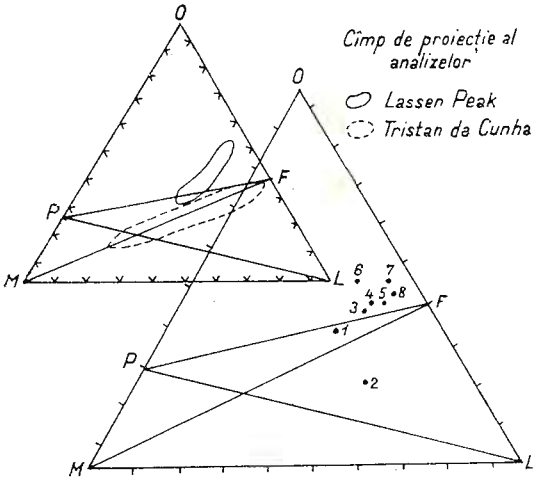


Fig. 4. — Diagrama QLM.
Fig. 4. — Diagramme QLM.

prin depozitele sedimentare, care la Deda—Bistra se afundă spre est sub placa piroclastitelor. În sprijinul acestei imagini structurale a fundamentului — de afundare spre vest —, stau pe lîngă datele forajului, cele obţinute prin profilul gravimetric efectuat pe defileul Mureşului [1]).

Masa vulcanitelor este alcătuită din produse explozive şi subordonat efuzive evidenţiind caracterul mixt al activităţii vulcanice din regiune. Ca şi în munţii Gurghiu (D. Rădulescu, Al. Vasilescu, S. Peltz, M. Peltz, 1964) sau Harghita (S. Peltz, M. Peltz, 1964) ele constituie fundamentul suprastructurii vulcanice, în cazul regiunii noastre, fundamentul suprastructurii Călimanilor de nord [produsele calderei Călimani posterioare, piroclastitelor Ciclul I (S. Cosma, I. Teodoru, C. Teodoru, 1964)].

În sud-estul munţilor Călimani unde eroziunea a fost mai avansată nu se întîlnesc aparate vulcanice bine conservate de tipul celor identificate în alte regiuni ale lanţului eruptiv.

[1]) M. Visarion. Prospecţiuni gravimetrice şi magnetice în regiunea Năsăud—Rodna—Săcel. Arh. Com. Geol. 1958.

Institutul Geologic al României

În timpul activităţii vulcanice în regiune au funcţionat aparatele Leul, Onăşel şi Tarniţa. Primele două cu activitate predominant explozivă, al 3-lea cu activitate exclusiv efuzivă.

O mare parte din piroclastitele regiunii provin din primele două centre. Ultimele produse ale vulcanilor Leul şi Onăşel au fost cele extrusive. Datorită mecanismului erupţiei nu s-au format curgeri. Lava s-a consolidat pe canalul de alimentare înregistrînd uşoare evazări marginale mai vizibile în dealul Onăşel, unde lava este mai fluidă şi mai reduse în zona Leul unde lava este mult mai vîscoasă. Intruziunea domului Meşterhaza şi a sillului Şingu-Zebrac este ulterioară formării cupolei Onăşel, aceasta fiind ulterioară cupolei Leul.

Vulcanul dealul Băieşului—Tarniţa a avut o activitate de mică amploare, exclusiv efuzivă. Prima efuziune a avut un caracter mai acid, lavele andezitelor cu hornblendă opacitizată fiind emise prin coşul din dealul Băieşului.

Urmează efuziunile andezitelor amfibolo-piroxenice şi andezitelor bazaltice emise prin coşul din vîrful Tarniţa (fig. 5).

În diferite momente de linişte ale activităţii vulcanice şi după stingerea ei, vulcanitele au fost erodate, transportate şi depuse în bazinele intravulcanice Topliţa şi Neagra. Acestea s-au format prin bararea apelor de către masa produselor eruptive şi prin scufundarea depozitelor din fundament. O parte din liniile tectonice pe care s-au produs aceste scufundări se plasează pe aceleaşi aliniamente cu centrele de erupţie sau intruziunile.

Centrele de erupţie se situează în diferite puncte ale unui aliniament tectonic orientat W—E. Ascensiunea magmei a fost favorizată de rupturile în trepte ale fundamentului.

Dislocaţia a fost activă iniţial în partea sa vestică Meşterhaza—Leul—Onăşel, apoi se cicatrizează devenind în final activă în marginea sa estică cu migrarea centrelor de la sud spre nord.

Această linie se încadrează în principalul sistem de dislocaţii orientat NW—SE caracteristic pentru lanţul eruptiv de la interiorul arcului carpatic (D. Rădulescu, 1962). Ea marchează legătura între caldera Călimani şi caldera Fîncel—Lăpuşna din munţii Gurghiu.

Vîrsta erupţiunilor. Fixarea în timp a activităţii vulcanice este favorizată de observarea clară a raporturilor vulcanitelor cu depozitele sedimentare.

Activitatea vulcanică s-a desfăşurat în cea mai mare parte a sa în timpul Pliocenului.

Institutul Geologic al României

Piroclastitele amfibolo-piroxenice şi piroxenice din partea centrală a regiunii stau peste Sarmaţian. Din această superpoziţie rezultă că activitatea vulcanilor Leul şi Onăşel s-a desfăşurat probabil în Pliocenul

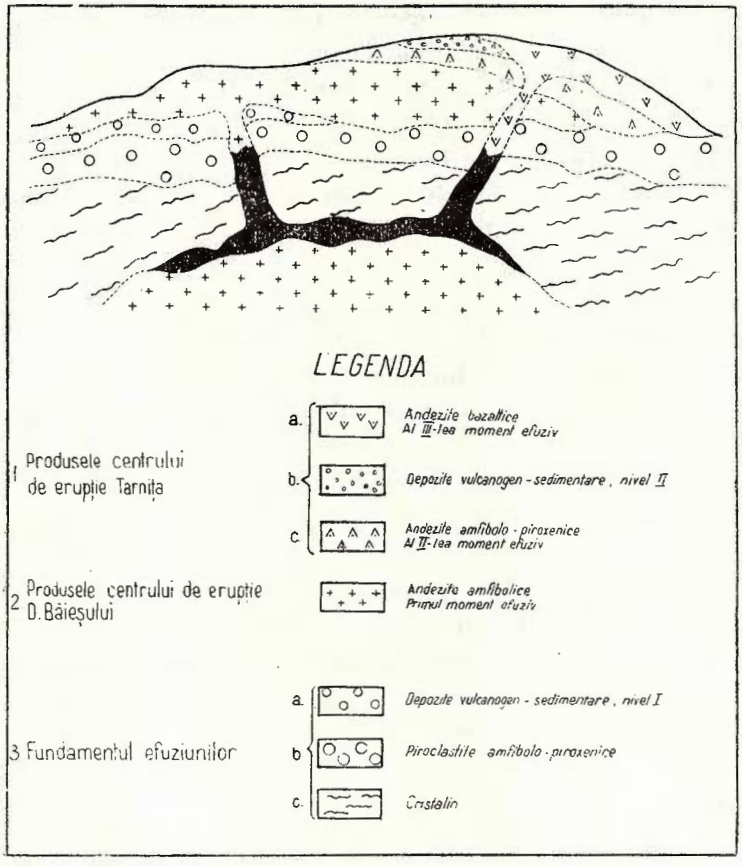


Fig. 5. — Structura aparatului vulcanic Tarniţa.

Fig. 5. — Structure de l'appareil volcanique de Tarniţa.

1, produits du centre de l'éruption Tarniţa: a, andésites basaltiques, Le. II-ème moment effusif: b, dépôts volcanogène-sédimentaires. II-ème niveau; c, andésites amphibolo-pyroxéniques. Le second moment effusif. 2, produits du centre de l'éruption de Dealul Băieşului; andésites amphiboliques. Premier moment effusif. 3. soubassement des effusions: a, dépôts volcanogènes sédimentaires, I-er niveau; b, pyroclastites amphibolo-pyroxéniques; c, cristallin.

inferior. Formarea cupolelor Leul şi Onăşel, intruziunea domului Meşterhaza şi în final a sillului Şingu-Zebrac este ulterioară.

Institutul Geologic al României

În Pliocenul superior, se înregistrează o perioadă de liniște marcată de acumularea depozitelor vulcanogen-sedimentare.

Activitatea bazinului Neagra se încheie în Pliocenul superior (la sfîrșitul Dacianului, Niță Pion Petre, D. Istocescu, 1963) deoarece aici depozitele vulcanogen-sedimentare sînt acoperite de piroclastitele piroxenice ale fazelor mai noi. În est, depozitele vulcanogen-sedimentare ale bazinului Topliţa se îndinţează şi acoperă piroclastitele piroxenice din extremitatea sud-estică a munţilor Călimani, care la Secu tau peste Pliocenul superior — Dacian (Niță Pion Petre, D. Istocescu, 1963). Aceste observaţii, ne permit plasarea activităţii vulcanului Tarniţa la sfîrşitul Pliocenului superior şi în Pleistocenul inferior deoarece andezitele de dealul Băieşului acoperă depozitele de bazin la Sbăncani şi le suportă la Piciorul Popii, iar andezitele bazaltice de Tarniţa mai noi, străbat şi acoperă depozitele vulcanogen-sedimentare.

Bazinul Topliţa a funcţionat pînă în Pleistocenul inferior cînd apele au străpuns zidul vulcanic din vestul Topliţei. Apele lacului sînt drenate de Mureş, care sapă un culuar adînc — actualul defileu Topliţa—Deda.

Activitatea vulcanică din partea centrală a regiunii poate fi paralelizată cu cea corespunzătoare depozitelor vulcanogen-sedimentare din munţii Gurghiu (D. Rădulescu, Al. Vasilescu, S. Peltz M. Peltz, 1964), cu ciclul vechi din estul (M. Savul, G. Mastacan, 1939) sau ciclul I, din nordul munţilor Călimani (S. Cosma, I. Teodoru, C. Teodoru, 1964). Activitatea vulcanului Tarniţa este ulterioară şi corespunde magmatismului final, marcînd stingerea activităţii vulcanice din regiune.

BIBLIOGRAFIE

Cosma S., Teodoru I., Teodoru C. (1964). Contribuţii la cunoaşterea geologicei M. Călimani de nord şi Bîrgău de sud. *D.S. Com. Geol.* vol. L. (p II-a)

Hauer F., Stache G. (1863). Geologie Siebenbürgens. Wien.

Herbich F. (1878). Das Szeklerland. *Jahrb. d. geol. R.A.*

Koch A. (1900). Die Tertiärbildungen der siebenbürgischen Landesteile Ungarns, II. Neogen. Budapest.

Niţă Pion. P., Istocescu D. (1963). Despre raporturile dintre sedimentarul Bilbor—Secu şi eruptivul din vest. *D.S. Com. Geol.* vol. XLVIII. Bucureşti.

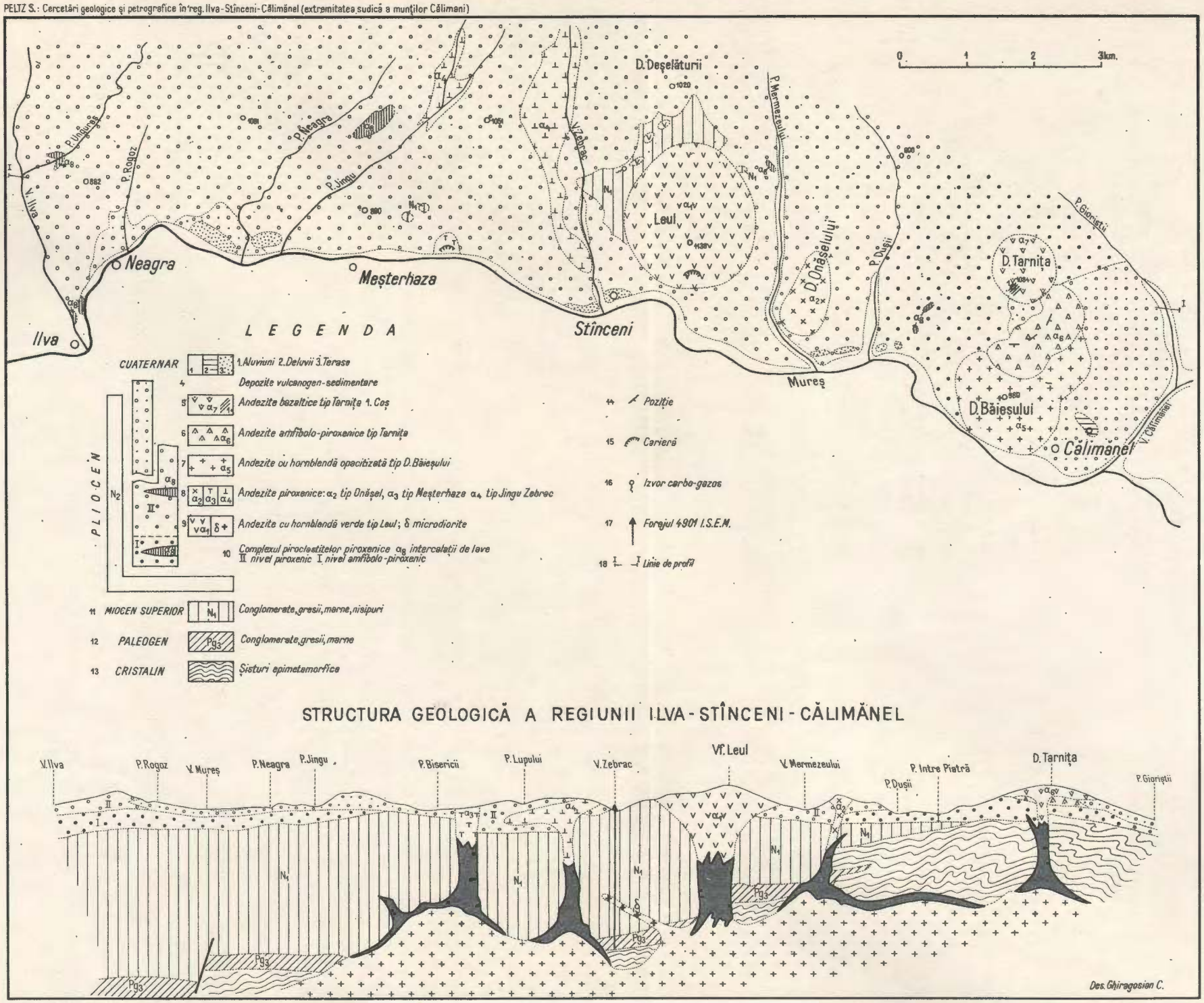
Peltz S., Peltz M. (1964). Contribuţii la cunoaşterea aparatului vulcanic Ostoroş (M. Harghita). *D.S. Com. Geol.* vol. L, (p. I-a). Bucureşti.

Institutul Geologic al României

S. PELTZ

HARTA GEOLOGICĂ A EXTREMITĂȚII SUDICE A MUNȚILOR CĂLIMANI ÎN REG. V. ILVA-V.CĂLIMĂNEL

PELTZ S.: Cercetări geologice și petrografice în reg. Ilva-Stînceni-Călimănel (extremitatea sudică a munților Călimani)



LEGENDA

CUATERNAR — 1. Aluviuni 2. Deluvii 3. Terase

4 Depozite vulcanogen-sedimentare

5 Andezite bazaltice tip Tarnița 1. Coș

6 Andezite amfibolo-piroxenice tip Tarnița

7 Andezite cu hornblendă opacitizată tip D. Băiețului

8 Andezite piroxenice: α_2 tip Onășel, α_3 tip Meșterhaza α_4 tip Jingu Zebrec

9 Andezite cu hornblendă verde tip Leul; δ microdiorite

10 Complexul piroclastitelor piroxenice α_8 intercalații de lave
II nivel piroxenic I nivel amfibolo-piroxenic

PLIOCEN — N_2

11 MIOCEN SUPERIOR — N_1 Conglomerate, gresii, marne, nisipuri

12 PALEOGEN — Pg_3 Conglomerate, gresii, marne

13 CRISTALIN — Șisturi epimetamorfice

14 Poziție

15 Carieră

16 Izvor carbo-gazos

17 Forajul 4901 I.S.E.M.

18 Linie de profil

STRUCTURA GEOLOGICĂ A REGIUNII ILVA-STÎNCENI-CĂLIMĂNEL

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LI/1

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Rădulescu D. (1962). Probleme ale vulcanismului terţiar în M. Călimani—Gurghiu—Harghita. *St. şi cercet. de Geologie* 2. Bucureşti.

Rădulescu D. (1963). Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. *Comunic. ştiinţif. Asoc. Geol. Carp.-Balcanică Congr. V.* vol. II. Bucureşti.

Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz M. (1964). Contribuţiuni la cunoaşterea structurii geologice a munţilor Gurghiu. *An. Com. Geol.* vol. XXXIII. Bucureşti.

Savul M., Kräutner T. (1936). Die Basaltandesite von Topliţa und Sărmaş. *C.R. des Séances Ac. des Sci.* R. Tom. I. Bucureşti.

Savul M., Mastacan G. (1939). Les dacites et la succession des éruptions volcaniques dans la région Est des Monts Călimani. *C.R. des Séances Ac. des Sc. R.* T. III.

Szádeczky I. (1928). Munţii vulcanici „Hărghita—Călimani" *D.S. I.G.R.* vol. XVI. 1927—1928.

Török Z. (1928). Treccătoarea Mureşului la Topliţa. *An. Lic. „Princip. Nicolae"* Sighişoara. 1927—1928.

Török Z. (1945). A moroshévizi Tárnica vulkanologiai problémája. *Muz. Füz.* vol. III. p. 1—4.

Török Z. (1956). Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe. *St. şi cercet. ştiinţif. Acad. R.P.R. — filiala Cluj.*

Treiber I. (1954). Studiul petrografic al formaţiunii subvulcanice din regiunea Zebracului. *St. şi cercet. ştiinţif. Acad. R.P.R. — filiala Cluj.*

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION ILVA—STÎNCENI—CĂLIMĂNEL (EXTRÉMITÉ S DES MONTS CĂLIMANI)

PAR

S. PELTZ

(Résumé)

Le travail présente les résultats des recherches géologiques et pétrographiques effectuées dans l'extrémité S des monts Călimani entre Valea Ilva et Valea Călimănel.

La région est constituée pour la plupart des roches volcaniques néogènes dont le soubassement est formé des dépôts sédimentaires : miocènes (Helvétien, Tortonien et Sarmatien), paléogènes (Oligocène supérieur) et schistes cristallins.

Les dépôts sédimentaires constituent un monocline à direction NNE et des affaissements SSW. Ils pourraient figurer également le flanc

Institutul Geologic al României

E d'un synclinorium dont l'axe se placerait dans la zone Răstolița, tandis que le flanc W affleure dans la zone de Deda.

Les roches volcanogènes sont représentées par diverses andésites et pyroclastites andésitiques.

On y a distingué : des andésites à hornblende verte opacitisée type Leul ; andésites à hornblende opacitisée type D. Băieșului ; andésites à hornblende opacitisée et pyroxènes type Tarnița ; andésites à augite et hypersthène, types Onășel et Șingu-Zebrac ; andésites à augite type Meșterhaza ; andésites basaltiques type Tarnița. Elles présentent des formes de gisement variées : écoulement, pilier, coupole, dôme, sill.

Les pyroclastites andésitiques occupent environ 80% de la surface étudiée, à composition, structures et faciès variés.

Elles forment le complexe des pyroclastites pyroxéniques, les niveaux amphibolo-pyroxénique et pyroxénique qui comprennent des brèches et des microbrèches pyroclastiques, des cinérites lapilliques et fines, des agglomérats, des microagglomérats et des tufs lapilliques, des agglomérats et microagglomerats tuffitiques.

Les intercalations de laves sont représentées par : des andésites à hornblende verte opacitisée et des pyroxènes, des andésites à pyroxènes et hornblende verte, des andésites à augite, des andésites basaltiques.

Une description à part est réservée aux dépôts volcanogène-sédimentaires des bassins intravolcaniques Topliţa et Neagra ; ces dépôts constituent le comblement de certains bassins lacustres qui ont fonctionné durant le Pliocène et le Quaternaire inférieur.

Dans ces dépôts, constitués d'un matériel de nature volcanique lévigué et déposé à nouveau, on a séparé : les conglomérats et microconglomérats andésitiques, des grès andésitiques, des sables andésitiques, des argiles parfois bentonitisées, des niveaux tufogènes vitro-cristalloclastiques.

L'étude chimique des principaux types de roches vient compléter l'étude pétrographique. Pour les huit analyses chimiques présentées, ont été calculés les paramètres Niggli et Zavariţki ainsi que les minéraux normatifs C.I.P.W. Les roches appartiennent à la série calco-alcaline, aux types de magma compris entre quartz dioritique normal et gabbro-dioritique normal.

Les roches volcanogènes de la région sont le résultat d'une riche activité mixte ou bien d'une activité uniquement effusive de petite ampleur, manifestée pendant le Pliocène. Les centres éruptifs se situent dans

Institutul Geologic al României

le périmètre de la zone présentée : Leul, Onăşel, Tarniţa ou bien en dehors. Par leur position, les centres éruptifs et les intrusions font partie du principal système de dislocations orienté NW—SE, système caractéristique pour la chaîne éruptive de l'intérieur de l'arc carpatique.

EXPLICATION DE LA CARTE

Carte géologique de l'extrémité méridionale des monts Călimani dans la région des vallées Ilva—Călimănel.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

NOTĂ ASUPRA UNOR IVIRI DE ŞISTURI CRISTALINE ÎN REGIUNEA TISA—IONEASCA (M-ŢII POIANA RUSCĂ) [1]

DE

S. PELTZ, MARGARETA PELTZ

Abstract

On Some Crystalline Schistes Occurrences in the Tisa—Ioneasca Area (Poiana Ruscă Mountains). This note presents some occurrences of crystalline schistes not yet specified by previous research workers. These occurrences fall within Tisa village (Ilia district) and Bulza village (Făget district) and consist of phyllites associated with metadiorites. The identified occurrences reveal the presence of epizonal crystalline rocks at the northern end of Poiana Ruscă Mountains in the Tisa—Bulza area.

Ivirile de şisturi cristaline care constituie obiectul acestei note au fost identificate de noi cu prilejul prospecţiunilor geologice executate în anul 1963 în regiunea Zam—Tisa—Bulza. Ele se situează la sud de rîul Mureş în raza localităţilor Tisa şi Bulza, raioanele Ilia şi Făget.

Puţinii cercetători anteriori ai regiunii Tisa—Bulza, O. Kádić (1906, 1908) şi E. Pinkert (1907), descriu formaţiuni sedimentare jurasice şi cretacice, diabaze şi piroclastite andezitice, în sectoarele unde am identificat şisturile cristaline.

Pe harta geologică sc. 1 : 500 000 a Comitetului Geologic şi pe harta geologică sc. 1 : 100 000 a M.I.P.C., în aceste sectoare sînt reprezentate formaţiuni sedimentare cretacice sau vulcanite neogene.

Cercetînd regiunea limitrofă vestică (Bulza—Căpîlnaş), C. V. Papiu [2] (1951), identifică pentru prima dată şisturi cristaline epizonale în versantul stîng al văii Bulza în aval de confluenţa cu pîrîul Boţchi

[1] Comunicare în şedinţa din 17 februarie 1964.

[2] C. V. Papiu. Raport geologic minier asupra regiunii Valea Mare—Căprioara—Bulza—Pojoga. Arh. C. G. 1949.

Institutul Geologic al României

şi pe pîrîul Dîmbul cu Tei afluent al văii Dobîrleşti. Ele sînt considerate cele mai nordice iviri ale cristalinului tip Poiana Ruscă, fiind reprezentate prin filite cloritice (valea Bulza) şi cloritoşisturi calcitice cu albit (pîrîul Dîmbul cu Tei).

În anul 1957, H. S a v u [1]) cercetînd regiunea Căprioara—Căpîlnaş descrie pe pîrîul Dîmbul cu Tei cloritoşisturi cu epidot şi albit şi cloritoşisturi carbonatice. Autorul consideră cristalinul într-o zonă de solzi deversaţi SSE, datorită unor împingeri NW.

În regiunea Tisa—Ioneasca şisturile cristaline aflorează pe mici suprafeţe. Ele suportă fie depozitele sedimentare cretacice inferioare (Vallanginian—Hauterivian şi Barremian) reprezentate printr-o alternanţă de gresii, calcare, şisturi argiloase şi vulcanite mezozoice (bazalte, anamesite şi dolerite), sau neogene (andezite amfibolo-piroxenice, andezite piroxenice şi piroclastitele lor).

Localizarea ivirilor este următoarea (fig. 1):

1. Versantul stîng al văii Ioneasca la cca 1 km spre sud de confluenţa cu valea Bulza;

2. Pîrîul Boului în apropierea confluenţei cu valea Ioneasca la 205 m altitudine;

3. Braţul stîng al văii Ioneasca (ambele ramificaţii) la cca 375 m sud de confluenţa cu braţul drept şi la cca 1,5 km sud de cabana silvică „Vila Rece";

4. Pîrîul Scoruş la cca 600 m amonte de vărsarea în pîrîul Ursului;

5. Pîrîul Moşelu afluent drept al pîrîului Ursului la cca 1,6 km amonte de confluenţă;

6. În raza satului Tisa pe pîrîul Strei, valea Şendreasca, creasta între pîraie şi dealul Gruniu.

Majoritatea ivirilor au dimensiuni modeste (între 100 şi 500 m lungime); în zona cuprinsă între valea Şendreasca şi pîrîul Scoruş şisturile cristaline aflorează pe cca 1 km patrat.

Studiul macroscopic şi microscopic arată că rocile identificate aparţin unei serii slab metamorfozate, care se poate raporta în ansamblu filitelor.

Astfel am separat: şisturi sericito-cloritoase, şisturi cuarţito-cloritoase, cuarţite grafitoase, şisturi calcaroase, şisturi cuarţito-carbonatice, şisturi tufogene, epidozite şi metadolerite (fig. 2).

Şisturi sericito-cloritoase aflorează pe pîrîul Boului şi în versantul stîng al văii Ioneasca reprezentînd cele mai nordice iviri de cristalin în

[1]) H. S a v u. Raport geologic asupra lucrărilor din Masivul Drocea. (M-ţii Apuseni) · Arh. C. G. 1957.

Institutul Geologic al României

cadrul regiunii cercetate. Sînt roci de culoare verzuie-cenușie, fine, satinate. La microscop prezintă structura lepidoblastică și textura șistoasă.

Masa rocii este constituită dintr-o alternanță de benzi subțiri alcătuite din cuarț și feldspat cu benzi sericito-cloritoase, bordate de grafit.

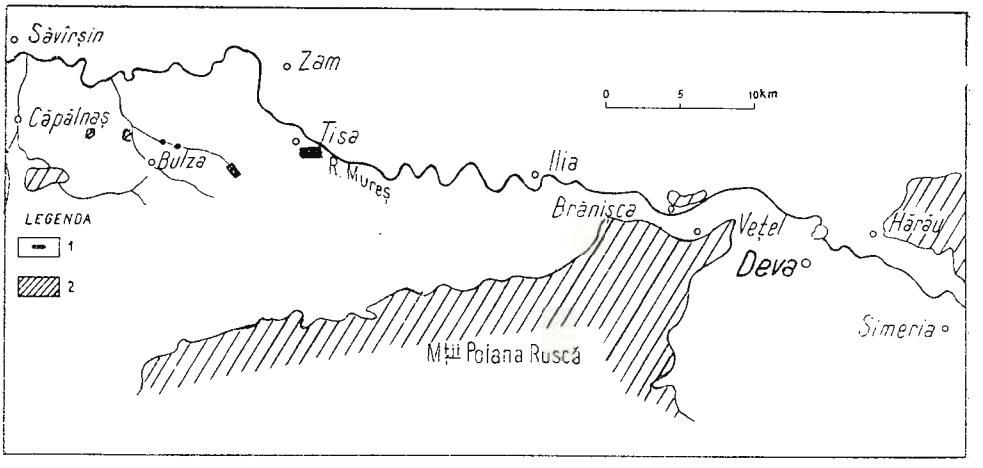


Fig. 1. — Localizarea ivirilor de șisturi cristaline.

1, iviri de șisturi cristaline identificate; 2, șisturi cristaline din zonele învecinate (după harta geologică 1 : 500.000 a Comitetului Geologic completată).

Fig. 1. — Localisation des apparitions des schistes cristallins.

1, apparitions des schistes cristallins identifiés; 2, schistes cristallins des zones avoisinées (d'après la carte géologique complétée 1 : 500.000 du Comité Géologique).

Se disting rare porfiroblaste de albit sau cuarț, rare granule de pirită idiomorfă dispusă perpendicular pe direcția generală a șistuozității.

Parageneza caracteristică acestor roci este: cuarț + feldspat + + sericit + clorit.

Șisturi cuarțito-cloritoase aflorează pe brațul stîng al văii Ioneasca și pe pîrîul Strei în alternanță cu șisturile tufogene. Sînt roci de culoare verzuie-cenușie cu o șistuozitate pronunțată. La microscop prezintă structura blastopelitică și textura șistoasă. Roca este alcătuită din benzi fine, cloritoase (42,3%) și benzi mai grosiere predominant cuarțitice (55,5%). Parageneza caracteristică este: cuarț + albit + clorit, + calcit. Aspectul rubanat este accentuat de prezența unor fîșii fine, grafitoase. Se observă frumoase microcutări (Pl. I, fig. 2).

Șisturile calcaroase sînt prezente în toate ivirile.

La microscop prezintă structura blastopelitică și textura șistoasă. Sînt alcătuite dintr-o masă fină, filitică, adeseori microcutată cu calcit

Institutul Geologic al României

sau calcit și dolomit. Discordant față de aceasta, se dispun benzi de calcit care reprezintă umplutura unor fisuri. Acestea sînt discontinui, îndoite și microfaliate. Uneori, masa filitică vine în contact discordant cu zone aleuritice cuarțoase; planul de discontinuitate este invadat de calcit și clorit.

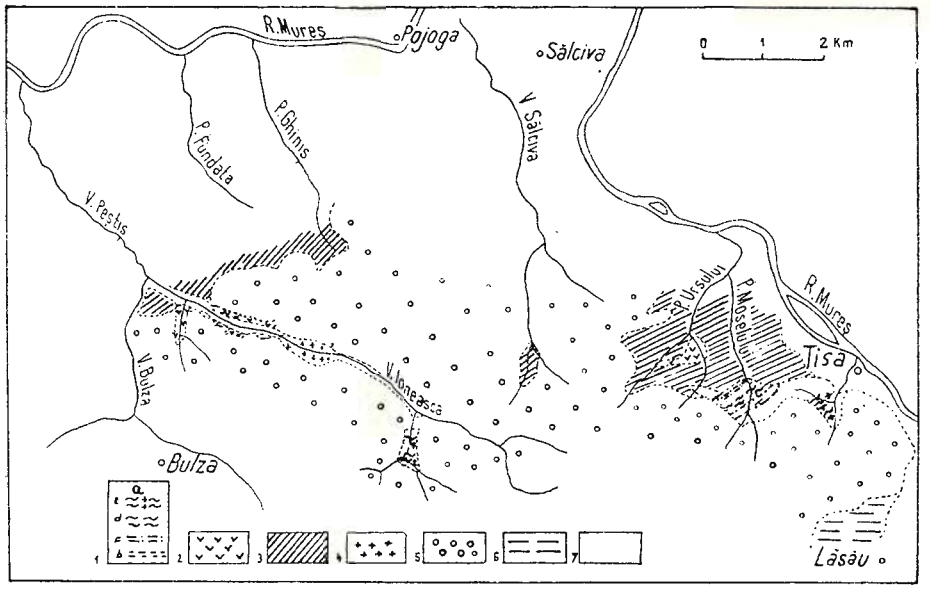


Fig. 2. — Schiță geologică în zona ivirilor de șisturi cristaline Tisa—Ioneasca. sc. 1 : 100.000.

1, șisturi cristaline: a, șisturi cuarțito-cloritoase; b, șisturi sericito-cloritoase; c, roci carbonatice; d, cuarțite grafitioase; e, șisturi tufogene și metadolerite. 2, eruptiv bazic (bazalte, anamesite, dolerite). 3, Cretacic inferior (Valanginian-Hauterivian-Barremian). 4, Eruptiv banatitic (diorite). 5, vulcanite neogene (piroclastite și lave andezitice. 6, Panonian 7, aluviuni.

Fig. 2.—Esquisse géologique dans la zone des apparitions de schistes cristallins Tisa—Ioneasca. Échelle 1 : 100.000.

1, schistes cristallins: a, schistes quartzito-chloriteux; b, schistes séricito-chloriteux; c, roches carbonatées; d, quartzites graphiteux; e, schistes tufogènes et métadolérites. 2, Éruptif basique (basaltes, anamésites, dolérites). 3, Crétacé inférieur (Valanginien-Hauterivien-Barrémien). 4, Éruptif banatitique (diorites). 5, volcanites néogènes (pyroclastites et laves andésitiques). 6, Pannonien. 7, alluvions.

Roci cuarțito-carbonatice (Pl. I. fig. 3, 4; Pl. II. fig. 2). Sub această denumire înglobăm roci caracterizate prin microalternanța unor zone cuarțitice cu zone carbonatice (calcaroase sau dolomitice). Între ele se dispun uneori fișii subțiri de grafit. Parageneza caracteristică acestor roci este: cuarț + albit + calcit + dolomit + grafit + clorit + sericit. În unele secțiuni carbonatul este reprezentat exclusiv prin dolomit (53%),

Institutul Geologic al României

care constituie fondul rocii. În masa dolomitică se observă forme elipsoidale cuarţoase, (Pl. I, fig. 3). Aceste roci au fost întîlnite pe pîrîul Moşelu împreună cu şisturile calcaroase şi cuarţitele grafitoase.

Cuarţite grafitoase (Pl. I, fig. 1; Pl. II, fig. 1) aflorează pe pîrîul Moşelu în alternanţă cu şisturile calcaroase şi rocile cuarţito-carbonatice. Sînt roci de culoare negricioasă. Alternanţa păturilor subţiri grafitoase cu cele cenuşii, cuarţitice, imprimă aspectul lor rubanat.

La microscop se observă structura blastopelitică şi textura şistoasă. Benzile alcătuite din material pelitic grafitos alternează cu cele cuarţitice microcutate. Fisurile ce străbat roca sînt umplute cu clorit, carbonaţi şi cuarţ.

Şisturile tufogene apar frecvent împreună cu şisturile calcaroase şi cele cuarţito-cloritoase în cadrul ivirilor identificate pe pîrîul Strei, valea Şendreasca şi valea Ionească. Sînt roci fine, şistoase, verzi, cu structura blastopelitică-lepidoblastică şi textură şistoasă.

Cloritul participă în proporţie de 53,3—90,4%, alcătuind fondul rocii. Zonei cloritoase fine, uneori microcutate i se asociază o altă zonă mai grosieră alcătuită din cuarţ şi albit cu cloritul subordonat.

Epidozitele au fost observate pe pîrîul Strei în asociere cu şisturile tufogene şi metadoleritele. Sînt roci fine, compacte, verzui, foarte bogate în epidot şi zoizit (cca 92%).

Metadoleritele (Pl. II fig. 3) aflorează pe braţul stîng al văii Ionească şi pe pîrîul Strei unde au cea mai largă dezvoltare împreună cu şisturile tufogene.

La microscop se observă structura blastoofitică şi textura orientată; în unele secţiuni textura devine mai şistoasă. În compoziţia mineralogică intră: plagioclaz + hornblendă (actinolit) + clorit + calcit + minerale opace.

Plagioclazul (52—55%) apare fie ca baghete, uneori cu dispoziţie ofitică, fie ca fenocristale tabulare complet transformate. Hornblenda (39—43%) uneori actinolitică, apare ca prisme fasciculate marginal, uneori îndoite sau rupte. Fisurile ce străbat roca sînt umplute cu calcit şi epidot.

Diferitele tipuri de roci filitice descrise provin din metamorfozarea în condiţiile faciesului de şisturi verzi a unor depozite argiloase, marno-argiloase, marno-grezoase, carbonatice şi tufogene. Acestora li se asociază roci eruptive bazice — dolerite — metamorfozate.

Ţinînd seama de caracterele petrografice şi extinderea în fundamentul regiunii, întreaga serie de roci poate fi separată în două complexe epime-

Institutul Geologic al României

tamorfice: Complexul de Ioneasca constituit din şisturi sericito-cloritoase şi şisturi calcaroase şi complexul de Tisa, caracterizat prin participarea alături de şisturi cuarţito-cloritoase, cuarţito-grafitoase, roci carbonatice, a şisturilor tufogene şi a metadoleritelor.

Complexul de Ioneasca cuprinde cele mai nordice iviri de şisturi cristaline care aflorează pe pîrîul Boului şi versantul stîng al văii Ioneasca, în zona confluenţei cu pîrîul Boului.

Complexul de Tisa cuprinde ivirile situate mai la sud, pe braţul stîng al văii Ioneasca şi care reapar spre est, în raza satului Tisa. Şisturile cristaline ale acestui complex constituie un monoclin orientat NE avînd căderi SSE.

Ivirile identificate, arată prezenţa cristalinului în fundamentul regiunii Tisa—Ioneasca, fapt confirmat de altfel şi de rezultatele prospecţiunilor gravimetrice executate în regiune, în anul 1963 de J. Andrei [1]).

Prin aspectele macroscopice şi microscopice şisturile cristaline din regiunea Tisa—Ioneasca sînt asemănătoare celor descrise în unele nivele ale epizonei din nordul M. Poiana Ruscă [2]) (F. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureşan, 1963; C. V. Papiu, 1951; C. V. Papiu, A. Popescu, V. Serafimovici, 1963; L. Pavelescu, 1958), a căror continuare nordică o constituie.

Pe baza asemănărilor petrografice şi a dispoziţiei spaţiale, rocile complexului Ioneasca reprezintă continuarea spre est a ivirilor din pîrîul Boului, Dobîrleşti şi valea Bulza. Ele se leagă probabil spre NE cu ivirile de la Boul de Sus—Vorţa [3]) (G. Cioflica, 1961). Rocile complexului Tisa se leagă probabil spre E—NE, prin ivirea de la Brănişca, cu cristalinul munţilor Rapolt [4]).

---

[1]) Relatare verbală.

[2]) O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu. Raport geologic asupra regiunii Poieni—Bătrîna—Roşcani. Arh. C. G. 1960.

M. Mureşan. Raport asupra formaţiunilor geologice în regiunea Poieni—Tomeşti—Luncani. Arh. C. G. 1960.

V. Serafimovici, C. Chivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe în regiunea Gladna Romînă—Surduc—Boteşti. Arh. C. G. 1962.

[3]) R. Jude, I. Teodoru, M. Tabacu, C. Teodoru, A. Popescu, A. Ionescu, F. Codarcea, L. Scarlat. Raport geologic asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri aurifere de la Caraci—D. Mare—Vorţa şi Juncuri. Partea II-a. Arh. C. G. 1962.

[4]) I. Berbeleac. Raport geologic privind prospecţiunile pentru aur, sulfuri polimetalice şi fier în regiunea Uroi—Vărmaga—Hărău (Cristalinul Insulei de Rapolt). Arh. C. G. 1962.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

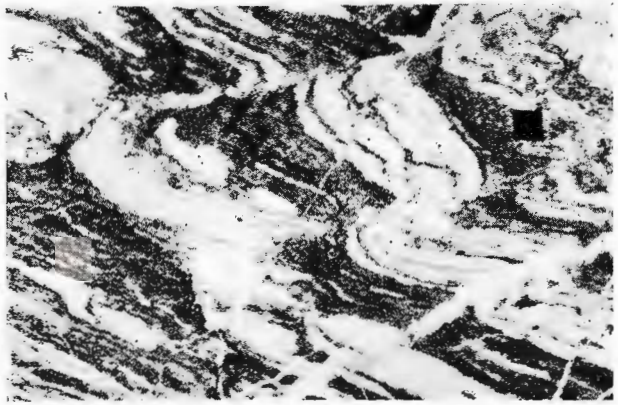
Fig. 1. — Cuarțit grafitos. Pîrîul Moșelu. N ‖ ; × 10. Quartzite graphiteux. Ruisseau de Moșelu. N ‖ ; × 10.

Fig. 2. — Șist cuarțito-cloritos. Valea Ioneasca. N + ; × 10. Schiste quartzito-chloriteux. Valea Ioneasca. N + ; × 10.

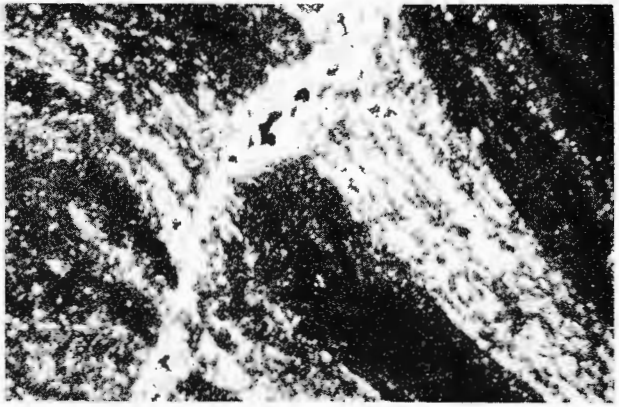
Fig. 3. — Rocă cuarțito-carbonatică. Pîrîul Moșelu ; N + ; × 10. Roche quartzito-carbonatée. Ruisseau de Moșelu. N + ; × 10.

Fig. 4. — Rocă cuarțito-carbonatică. Pîrîul Moșelu. N + ; × 10. Roche quartzito-carbonatée. Ruisseau de Moșelu. N + ; × 10.

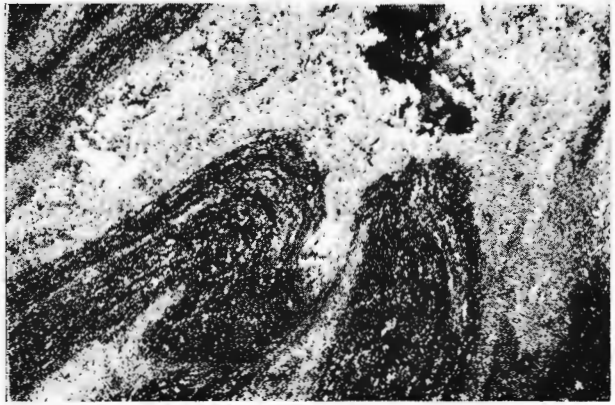
Institutul Geologic al României



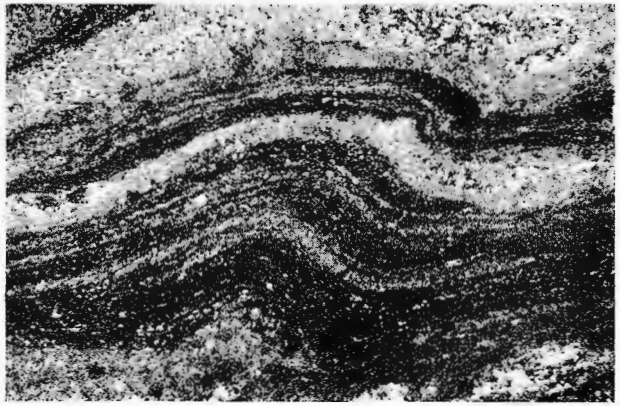
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Cuarţit grafitos. Valea Ioneasca. N +; × 10. Quartzite graphiteux. Valea Ioneasca. N +; × 10.

Fig. 2. — Rocă cuarţito-carbonatică. Pîrîul Moşelu. N +; × 10. Roche quartzito-carbonatée. Ruisseau de Moşelu. N +; × 10.

Fig. 3. — Metadolerit. 1, hornblendă actinolitică. Pîrîul Strei; N +; × 10. Métadolérite. 1, hornblende actinolitique. Ruisseau de Strei; N +; × 10.

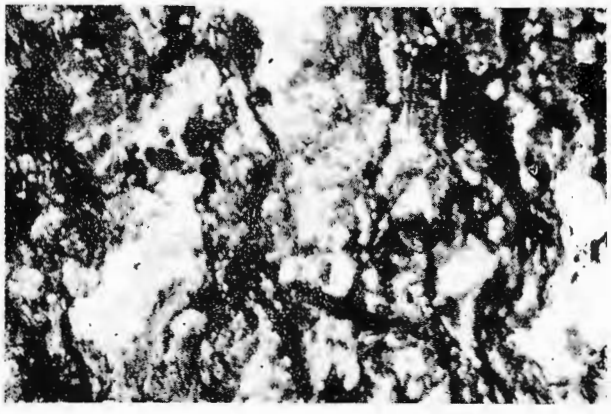
Institutul Geologic al României

114-3

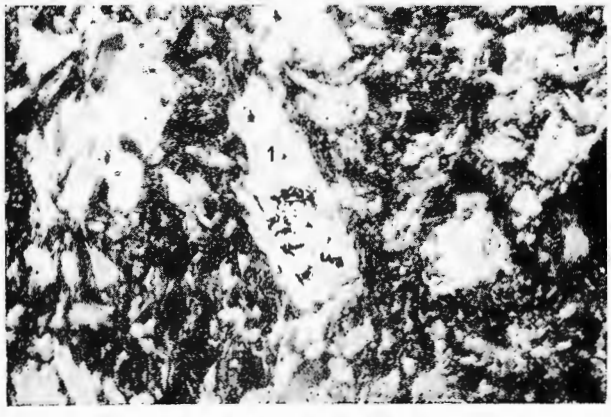
S. PELTZ, MARGARETA PELTZ. Iviri de şisturi cristaline în reg. Tisa — Ioneasca. Pl. II.



1



2



3

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Cioflica G. (1961). Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munţilor Metaliferi. *Analele Univ. Buc. Geol.-Geogr.* nr. 27. Bucureşti.

Iacob D. (1953). Contribuţii la stratigrafia şi tectonica regiunii vestice a M. Metaliferi. *St. şi Cercet. Ştiinţific.* 3—4, an. IV. Cluj.

Ionescu F., Kräutner H., Mureşan M. (1963). Contribuţiuni la cunoaşterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului, pe baza unor date geofizice şi geologice. *Comunic. ştiinţif. Asoc. Geol. Carp-Balc.* vol. II. Bucureşti.

Kadić O. (1906). Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer der Maroş, in der Umgebung von Czella, Bulza und Pozsoga. *Jahresb. d.k. ung. geol. A. f 1904.* Budapest.

Kadić O. (1908). Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer der Maroş, in der Umgebung von Tisza, Dobra und Lapugy. *Jahresb. d.k. ung. geol. Anst.* 1906. Budapest.

Papiu C. V. (1950—1951). Géologie de la région Valea Mare—Căprioara—Bulza—Pojoga. *C.R.I.G.R.* T. XXXVIII.

Papiu C. V. (1952—1953). Cercetări geologice pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* XL. Bucureşti.

Papiu C. V., Popescu A., Serafimovici V. (1963). Consideraţii petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din Masivul Poiana Ruscă. *Comunic. Ştiinţ. Asoc. Geol. Carp-Balc.* vol. II. 1963. Bucureşti.

Pavelescu L. (1958). Geologia Carpaţilor Meridionali. *An. Rom. Sov.* Bucureşti.

Pinkert E. (1907). Adatok a Bulzai hegycsoport eruptivus kőzeteinek ismertéhez. *Földt. Közl.* vol. XXXVII. Budapest.

NOTE SUR L'APPARITION DES SCHISTES CRISTALLINS DANS LA RÉGION TISA—IONEASCA (MONTS POIANA RUSCĂ)

PAR

S. PELTZ, MARGARETA PELTZ

(Résumé)

Cette note présente quelques apparitions de schistes cristallins que les auteurs précédents n'ont pas signalées. Elles se situent au S de la région Mureş dans la zone des villages Tisa (district ad-tif Ilia) et Bulza (district ad-tif Făget) et sont constituées par des roches phyllitiques : schistes séricito-chloriteux, schistes quartzito-chloriteux, quartzites graphiteux, roches carbonatées, schistes tufogènes associés à des roches éruptives basiques métamorphisées (métadolérites).

Institutul Geologic al României

Les schistes cristallins groupés en deux complexes (de Ioneasca et de Tisa) indiquent la présence du Cristallin épizonal du N des Monts Poiana Ruscă dans le soubassement de la région Tisa—Bulza.

Ils sont probablement en continuité vers le S et le NE associés aux schistes cristallins de Brănişca — Rapolt [1]) et de Boiul de Sus — Vorţa (G. Cioflica, 1961).

---

[1]) I. Berbeleac. Rapport géologique concernant les levers pour or, sulfures polymétaliques et fer dans la région Uroi—Vărmaga—Hărău, (Cristallin de l'Ile de Rapolt). Arh. C. G. 1962.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

STUDIUL STRATIGRAFIC ȘI STRUCTURAL AL CRISTALINULUI EPIMETAMORFIC DIN REGIUNEA GEMENEA—OSTRA[1])

DE

G. PITULEA

Abstract

Stratigraphic and Structural Study of Epimetamorphic Crystalline Rocks in the Gemenea—Ostra Area. The work exposes the detailed stratigraphy of the epimetamorphic crystalline rocks of the area, wherein following complexes have been distinguished: the volcanogenous complex including sericite-chlorite ± albite schists in which a level of basic tuffogenous schistes and a graphite schists level have been individualized as well as a horizon of porphyrogenous rocks consisting of several porphyrogenous, tuffogenous and tuffitogenous levels; the terrigenous complex at the upper part, wherein another level of basic tuffogenous green schists and a thin level of dark quartzites was pointed out.

Regiunea este localizată în extremitatea sudică a cuvetei Rarăului, la W de localitățile Gemenea și Ostra și reprezintă o fîșie din zona cristalino-mesozoică orientată N—S — cu o lățime care variază între 2—5 km — situată imediat la W de contactul anormal dintre această zonă și flișul cretacic inferior în faciesul stratelor de Sinaia.

Limita nordică a regiunii o formează creasta care delimitează bazinul văii Hojdenilor de cel al văii Slătioarei, iar cea sudică de creasta Grebin—Muntele Lung care delimitează bazinul văii Slătioarei de bazinul văii Bistriței.

Abordînd acest studiu într-o zonă atît de apropiată de o linie tectonică majoră a Carpaților orientali, ne-am așteptat de la început la întîmpinarea multor dificultăți. Cercetarea amănunțită a regiunii însă

[1]) Comunicare în ședința din 27 martie 1964.

Institutul Geologic al României

— cea mai mare parte a fost cartată la scara 1 : 2 000 — precum şi corelarea datelor macro- şi microtectonice din domeniul cristalin cu cele din sinclinalul mezozoic, ne-a permis să obţinem în final o imagine asupra structurii ei, apropiată de realitate. De asemenea interpretarea datelor obţinute prin lucrările miniere şi de foraj, ne-a fost de un real folos.

În harta geologică scara 1 : 10 000 pe care o prezentăm, am putut trasa toate separaţiile făcute în complexele stabilite, numai în zonele unde au fost deschideri suficiente. În zonele lipsite de aflorimente, am trasat — pe baza fragmentelor — numai culoarea complexului sau a orizontului respectiv. Menţionăm de asemenea că unele nivele (şisturile tufogene bazice, cuarţitele negre etc.), au fost exagerat trasate pe hartă, pentru a scoate în evidenţă valoarea lor stratigrafică.

Istoricul cercetărilor. Lăsînd la o parte lucrările mai vechi ale lui W. Uhlig (1907), K. Paul (1876), V. Buţureanu (1916), care au un caracter cu totul general, trebuie menţionate lucrările lui Th. Kräutner (1929, 1930—1931) care prezintă prima lucrare referitoare la extremitatea sudică a cuvetei Rarăului, precum şi cele ale lui M. Savul (1938), unde sînt menţionate primele separaţii mai amănunţite în formaţiunile cristalofiliene ale munţilor Bistriţei.

În anul 1958, Florin Tănăsescu şi George Pitulea (1962, 1963) reiau studiul amănunţit al extremităţii sudice a cuvetei Rarăului, aducînd date noi referitoare la formaţiunile cristalofiliene şi sedimentare, precum şi date noi privind tectonica regiunii. Cu această ocazie semnalează pentru prima dată în Carpaţii orientali existenţa unor mineralizaţii interesante de baritină, care ulterior s-au dovedit a prezenta un deosebit interes economic.

În anul 1960, D. Constantinof şi colaboratorii [1]) efectuează primele cercetări structurale în regiunea munţilor Bistriţei, afectînd şi partea de S a regiunii noastre. După aceşti autori, gnaisele de Rărău şi rocile cu caracter mesozonal cu care acestea se asociază spaţial, sînt încadrate în mesometamorfic şi ies la zi de-a lungul unor falii orientate în general paralel cu structura. De asemenea consideră complexul rocilor porfirogene (porfiroide) şi al rocilor cloritoase tufogene stînd în baza complexului cuarţitelor negre, care au o largă dezvoltare de-a lungul văii Bistriţei şi apar sporadic în regiunea noastră.

[1]) D. Constantinof, L. Tănăsescu, Al. Manea, N. Bîra, V. Puiu şi M. Puiu. Raport asupra prospecţiunilor geologice efectuate în regiunea Panaci—Crucea—Ostra. 1960. Arh. Com. Geol. Rom.

Institutul Geologic al României

În anul 1962 un colectiv al Institutului Geologic format din M. Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner şi M. Mureşan[1]) efectuează o serie de profile în regiunea Bărnărel—Holdiţa din munţii Bistriţei, descifrînd stratigrafia şi structura cristalinului din zona respectivă şi punînd totodată bazele viitoarelor cercetări stratonomice în toată zona cristalinului Carpaţilor orientali. Cu această ocazie s-a ajuns la concluzia exprimată încă de mult de M. Savul (1938) că porfiroidele ocupă o poziţie superioară complexului cu cuarţite negre.

Stratigrafia regiunii

Regiunea este alcătuită din formaţiuni cristalofiliene epimetamorfice şi depozite sedimentare triasice, cretacice şi cuaternare.

A) **Stratigrafia şisturilor cristaline.** Din compararea datelor care le-am obţinut în segmentul de cristalin studiat, cu cele din regiunea Giumalău—Pojorîta unde am efectuat cercetări în campania 1963, precum şi cu cele ale altor geologi care au studiat cristalinul din regiunile învecinate (D. Constantinof, Colect. Inst. Geologic, etc.), am ajuns la concluzia că regiunea Gemenea—Ostra reprezintă o zonă de afundare iar formaţiunile întîlnite constituie termeni superiori ai cristalinului epimetamorfic din Carpaţii orientali.

În regiune am separat două complexe: complexul vulcanogen, în bază şi complexul terigen al şisturilor sericito-cloritoase ± cuarţitice, în partea superioară.

1. *Complexul vulcanogen.* Sub această denumire înţelegem ceea ce colectivul Institutului Geologic[1]) denumeşte complexul rocilor porfiroide cu deosebirea că în regiunea noastră este prezentă doar partea superioară a complexului separat de colectivul amintit. În zona de izvoare a rîului Greben (extremitatea sudică a regiunii cercetate), puternic ridicată, probabil că apare şi orizontul inferior al complexului vulcanogen. Lipsa aproape totală de aflorimente precum şi tectonica extrem de complicată a acestei zone, nu ne-a permis să facem o orizontare precisă.

În urma studiului din acest an al regiunii Pojorîta—Giumalău includem în complexul vulcanogen şi ceea ce într-o lucrare anterioară[2]) se-

[1]) M. Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner şi M. Mureşan. Cercetări structurale şi stratigrafice în cristalinul Munţilor Bistriţei (regiunea Bărnărel—Holdiţa). Comunicare 1963 (sub tipar).

[2]) V. Ianovici, D. Giuşcă, F. Tănăsescu, G. Pitulea. Zăcămîntul de baritină de la Ostra. Congr. VI al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice. Varşovia. 1963. Sub tipar.

Institutul Geologic al României

parasem ca un complex aparte în baza cristalinului din regiune (complexul şisturilor sericito-cloritoase ± albit). Aceasta întrucît în regiunile învecinate el este cuprins în realitate între două orizonturi ale aceluiaşi complex vulcanogen.

Complexul vulcanogen este cel mai bine deschis în regiune şi este format din două orizonturi; orizontul şisturilor sericito-cloritoase ± albit, în bază, şi orizontul rocilor porfirogene cu intercalaţii de hälleflinte, şisturi tufogene şi tufitogene.

Orizontul şisturilor sericito-cloritoase ± albit (300—400 m) este bine deschis în pîrîul Scăldători, pîrîul Greben şi în bazinul pîrîului Cheilor. Este format din şisturi sericito-cloritoase slab verzui cu albit porfiroblastic care au adesea un aspect oarecum satinat. Frecvent trec la şisturi cuarţitice sericitoase, slab limonitizate, care au ca element comun porfiroblastele de feldspat. Distribuţia albitului este foarte capricioasă, variind atît pe direcţie cît şi pe verticală. Menţionăm că în regiunea Gemenea—Ostra şisturile cu albit apar întotdeauna în baza orizontului porfirogenelor şi deci ele pot juca rolul unui orizont-reper, spre deosebire de regiunea Pojorîta—Giumalău, unde aceste şisturi apar şi la partea superioară a complexului vulcanogen.

În baza acestui orizont se separă un nivel discontinuu de şisturi verzi tufogene bazice, cu magnetit şi calcit (10—20 m) care suportă (numai în pîrîul Cheilor) un nivel discontinuu de şisturi cloritoase cu budine de cuarţ. Acest nivel are 8—10 m grosime.

Deasupra şisturilor tufogene bazice urmează intercalaţii lentiliforme de şisturi grafitoase care au o largă dezvoltare în bazinul văii Cheilor în restul regiunii apărînd sporadic. Această concentrare de materie organică nu respectă cu stricteţe un anumit nivel. Astfel şisturile grafitoase uneori stau direct peste nivelul şisturilor tufogene bazice şi al şisturilor cloritoase cu budine de cuarţ, iar alteori se situează în partea superioară a acestui orizont, venind în contact direct cu rocile porfirogene. Cu toate acestea a fost imposibil să separăm mai multe nivele de şisturi grafitoase.

Orizontul rocilor porfirogene cu intercalaţii de hälleflinte, şisturi tufogene şi tufitogene (100—250 m) se urmăreşte fără întrerupere de-a lungul întregii regiuni studiate şi este format din roci albe porfirogene (în accepţiunea lui I. Atanasiu), şisturi tufogene şi tufitogene şi simple cuarţite şi şisturi cuarţitice care au un aspect mătăsos, solzos caracteristic.

Institutul Geologic al României

În bază acest orizont este reprezentat printr-un nivel de cuarţite şi şisturi limonitizate şi uneori piritizate, care adesea se efilează pe direcţie lăsînd loc fie şisturilor tufitogene, fie şisturilor grafitoase.

Urmează apoi nivelul caracteristic al acestui orizont format din roci albe porfirogene, adesea rubanate, cu intercalaţii de hälleflinte, şisturi tufogene şi tufitogene, între care este însă greu de trasat limite precise. Numărul benzilor de hälleflinte, tufogene şi tufitogene este variabil, iar grosimea lor oscilează între cîţiva decimetri şi zeci de metri. Menţionăm de asemenea că în unele puncte din regiune (pîrîul Cheilor, pîrîul Mesteceni, pîrîul Afiniş, etc.) între porfirogene se intercalează mici lentile de şisturi grafitoase care reprezintă termeni superiori nivelului de şisturi grafitoase descris anterior.

Acest orizont se încheie cu un nivel de şisturi cuarţitice pătate cu limonit, care, frecvent, se îndinţează pe direcţie cu şisturile tufitogene.

2. *Complexul terigen al şisturilor sericito-cloritoase ± cuarţitice* (300 — —400 m vizibil). Acest complex reprezintă ultimul termen al cristalinului epimetamorfic şi este format din şisturi banale, cu intercalaţii sporadice de cuarţite sericitoase, a căror poziţie nu poate fi stabilită cu precizie.

În acest complex se separă spre partea superioară un alt nivel discontinuu de şisturi verzi tufogene bazice, cu o textură mai şistoasă şi lipsite de obicei de magnetit. Apar în cîteva puncte: valea Tarniţa, creasta de la S de muntele Tarniţa etc., şi au grosimi care nu depăşesc 10—15 m. Apariţia lor sporadică se datoreşte şi tectonicii disjunctive care a dus la ridicarea puternică a unor compartimente, astfel că ele au fost erodate.

În partea superioară a complexului se intercalează un nivel de cuarţite negre (8—10 m) care se întîlnesc doar în cîteva puncte (sub muntele Arşiţa Rea, pe interfluviul Botuşana—Muncel, etc.).

Problema orizontării gnaiselor de Rarău şi a micaşisturilor, paragnaiselor şi amfibolitelor cu care se asociază spaţial. Am lăsat la urmă discutarea poziţiei gnaiselor de Rarău în scara stratigrafică stabilită, pentru că aceasta reprezintă o problemă dificilă. În lucrările noastre anterioare (1962, 1963) am situat gnaisele în partea superioară a cristalinului. Într-adevăr, ele suportă de obicei direct depozitele mezozoice din regiune. Orizontarea cristalinului însă, ne-a relevat faptul că ele apar şi la nivele inferioare venind adesea în contact atît cu orizontul rocilor porfirogene cît şi cu cel al şisturilor cu albit. Urmărind îndeaproape contactul lor cu diferitele orizonturi, am constatat că acesta se realizează de-a lungul unor falii puternice care au condus la brecifierea intensă a gnaiselor şi metamorfozarea

Institutul Geologic al României

micașisturilor și paragnaiselor asociate. Acestea capătă adesea aspect de șisturi pătate cu puncte verzi datorită transformării granatului și biotitului în clorit (retromorfism dinamic).

Dacă acceptăm ideia că aceste gnaise sînt granite metamorfozate iar micașisturile, paragnaisele și amfibolitele asociate, au rezultat metasomatic, atunci ele ar putea fi incluse în epimetamorfic, reprezentînd deci intruziuni care au avut loc spre finele metamorfismului regional. (În lumina ultimilor concepții H. Savu, Al. Vasilescu 1958, St. Cosma, S. Peltiz 1959, C. Ionescu 1960, R. Dimitrescu 1963 (în a doua fază de metamorfism regional care a afectat crstalinul Carpaților orientali).

Dacă am considera gnaisele de Rarău drept gnaise migmatice și ținînd seama de faptul că ele apar în contact tectonic cu diferitele complexe ale cristalinului epimetamorfic, am putea accepta ideia că au venit din fundamentul mesometamorfic, cu suita de micașisturi, paragnaise și amfibolite de-a lungul unor falii majore.

Sintetizînd cele expuse pînă acum, ajungem la următoarea coloană stratigrafică a cristalinului epimetamorfic din regiune (fig. 1).

B) **Stratigrafia depozitelor sedimentare.** Peste formațiunile cristalofiliene se dispun transgresiv depozitele mezozoice reprezentate prin conglomerate cuarțoase (Werfenian inferior), calcare, dolomite și calcare dolomitice (Werfenian superior-Anisian), jaspuri (Ladinian) și formațiunea de umplutură a cuvetei marginale a Moldovei de N (conglomerate și gresii poligene de vîrstă apțiană). Cuaternarul este reprezentat doar prin depozite aluviale.

Elemente microtectonice

A) **Elementele lineare.** Elementele lineare întîlnite au fost axele de cute paralele cu axa B a structurii, lineațiile fine de microcute, lineații rezultate prin creșterea orientată a mineralelor micacee și lineațiile de intersecție.

Pentru a înlătura erorile în construcția structurii regiunii am folosit numai axele B, lineațiile microcute și lineațiile de orientare a mineralelor micacee (atunci cînd ele au corespuns în linii mari cu direcția generală a structurii). Elementul linear cel mai des întîlnit este cel al microcutelor milimetrice.

În cîteva puncte din regiune (pîrîul Mesteceni, pîrîul Ursului etc.) am întîlnit în același afloriment mai multe lineații suprapuse. Astfel în

Institutul Geologic al României

pîrîul Mesteceni s-au întîlnit în şisturi tufitogene trei lineaţii suprapuse : o lineaţie dată de orientarea mineralelor micacee (L_1) cu direcţie aproape E—W/4°N (aici structura este deranjată de un sistem de falii *ac*); a doua lineaţie (L_2) este dată de microcute centimetrice cu direcţia 132°/14°,

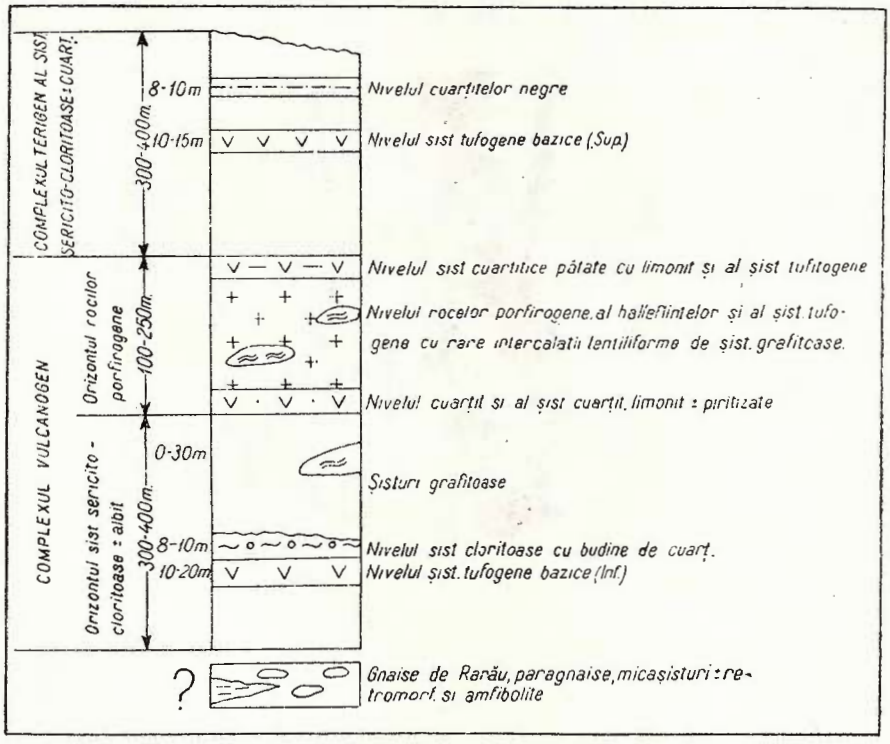


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea—Ostra.

Fig. 1. — Colonne stratigraphique du Cristallin épimétamorphique de la région Gemenea—Ostra,

iar a treia lineaţie (L_3), care se prezintă ca nişte flexuri distanţate la 2—3 cm şi neriguros paralele au direcţia 250°/6° (fig. 2).

Într-o intercalaţie de şisturi grafitoase din rocile porfirogene, precum şi într-un pachet de şisturi cuarţitice limonitizate din baza rocilor porfirogene, s-au întîlnit două lineaţii suprapuse : $L_1 = 230°/7°$; $L_2 = 320°/25°$.

În pîrîul Ursului într-un afloriment de şisturi tufogene peste lineaţiile de microcute se suprapun lineaţii (164°/40°) de cute decimetrice paralele cu faţa AC.

Institutul Geologic al României

Prezența celor trei tipuri de lineații ridică problema existenței mai multor faze de cutare care ar fi afectat cristalinul epimetamorfic din Carpații orientali. Dintre cele trei lineații, primele două pot constitui elemente pentru susținerea acestei idei. A treia lineație este dată de flexurile unui clivaj incipient. Aceste flexuri sînt în general paralele cu planul AC al structurii și reprezintă deci fisuri *ac* nedesăvîrșite. Am putut verifica



Fig. 2. — Șisturi tufitogene din pîrîul Mesteceni în care se observă cele 3 lineații (L_1, L_2, L_3).

Fig. 2. — Schistes tuffitogènes du ruisseau Mesteceni dans lesquels on observe les trois linéations (L_1, L_2, L_3).

acest lucru în mai multe puncte ale regiunii, urmărind pe direcție aceste flexuri care se transformă treptat în clivaje de fractură. Prima lineație (L_1) este generată incontestabil de un metamorfism regional. A doua lineație (L_2) este efectul unui metamorfism regional, sau efectul unei faze de cutare postmetamorfice (?). O secțiune orientată perpendicular pe axul lineației L_2 a arătat o simplă ondulare a primei lineații, microcutele apărute avînd șarniera mult îngroșată față de flancuri (cute similare). În planul axial al acestor microcute nu apar clivaje și nici minerale micacee orientate paralel cu el. Totuși, măsurînd orientarea axelor optice ale cuarțului se constată că o parte din granule au axele optice paralele cu planul axial al acestor cute. De asemenea, unele granule încep să se orienteze oarecum perpendicular pe direcția granulelor, care urmăresc lineația principală L_2. Orientarea diferită a axelor optice și parțial a granulelor de cuarț, este subliniată și de dispunerea în două direcții — ca

Institutul Geologic al României

nişte şiruri — ale incluziunilor pe care le conţine cuarţul. Aşa dar este vorba de nişte cute de tranziţie — între cutele de alunecare concentrică şi cele de forfecare — care nu apar decît în timpul metamorfismului regional. În ceea ce priveşte vîrsta celei de-a doua cutări, nu putem spune decît că ea este mai nouă decît cutarea care a generat prima lineaţie (L_1). Credem că această fază de cutare a avut loc în timpul metamorfismului regional care a generat şisturile epimetamorfice din Carpaţii orientali, constituind un moment sau o subfază a acestei faze tectonice importante, prin schimbarea direcţiei forţei tectonice datorită unor cauze locale.

I. Bercia şi colaboratorii [1]) citează pentru prima dată în ţara noastră existenţa a două lineaţii suprapuse în masivul Poiana Ruscă. Autorii explică existenţa celei de-a doua lineaţii prin mişcările care au produs şi antrenarea mesozonei peste şisturile epizonale într-o etapă mai tîrzie ale aceleiaşi faze tectonice care a generat însăşi formaţiunile cristalofiliene ale masivului Poiana Ruscă. Totodată ajungînd la concluzia că formaţiunile epizonale din Carpaţi au suferit în general acelaşi complex de mişcări, anticipează existenţa mai multor lineaţii în toate formaţiunile epizonale din Carpaţi.

C. Ionescu şi R. Dimitrescu citează două lineaţii în şisturile epimetamorfice din regiunea Cîrlibaba şi Iacobeni, limitîndu-se a admite existenţa a două cutări fără a face nici o precizare privitoare la vîrsta şi valoarea cutării care a generat lineaţia a doua.

Admiterea unui nou metamorfism regional care să fi afectat cristalinul epimetamorfic al Carpaţilor orientali, este greu de susţinut, iar o simplă fază de cutare postmetamorfică nu credem că a putut genera cute de acest fel.

Pe de altă parte, lineaţia L_3 dată de flexurile clivajului incipient (*ac*) întrerupe primele două lineaţii şi deci este mai nouă. Întrucît fisurile *ac* nu apar decît în timpul metamorfismului regional (spre finele lui), este clar că nu poate fi vorba de o simplă fază de cutare care să fi generat lineaţia L_2, şi că toate trei au rezultat în timpul unei singure faze tectonice : faza care a generat cristalinul epimetamorfic din Carpaţii orientali.

Urmărirea în toată regiunea a elementelor lineare, confirmă gradul ei intens de tectonizare. Astfel în partea de S a regiunii, în zona de izvoare a pîrîului Greben, unde de sub cristalin ies în fereastră tectonică stratele de Sinaia, poziţia elementelor lineare — destul de rare — oscilează

[1]) I. Bercia, E. Bercia şi C. Chivu. Cercetări microtectonice în zona centrală a Masivului Poiana Ruscă. Comunicare 1960. Sub tipar.

Institutul Geologic al României

între 30—70°W/7—30°S. Aici am întîlnit şi lineaţii cu căderi nordice de 40—45°, ceea ce confirmă ridicarea puternică a acestui sector (diagrama de sector nr. 1).

Mai la N, începînd cam din dreptul pîrîului Greben (afluent stîng al pîrîului Greben) şi pînă în dreptul pîrîului Botuşanei, lineaţiile au direcţii care variază între 5—30° NW cu înclinări sudice de 5—25°. Existenţa fracturii posibil mineralizate cu sulfuri şi baritină dintre Ostra şi Gemenea, este materializată prin apariţia de lineaţii cu direcţii aproape E—W şi înclinări vestice (diagrama de sector nr. 2).

Imediat la N de pîrîul Botuşanei (aici structura atinge o ridicare maximă), urmează un sector unde lineaţiile păstrează în general direcţia structurii (10—25°W), dar cu căderi nordice de 10—30°. Schimbarea bruscă a înclinării structurii se datoreşte atît unor ondulaţii de-a lungul axului B cît şi unor falii transversale pe structură (diagrama de sector nr. 3).

La N de pîrîul Muncel o falie paralelă cu el, schimbă brusc direcţia structurii, care are valori cuprinse între 60—85°W/10—22° W, iar cutele sînt puternic culcate spre E (vergenţa estică) — diagrama de sector nr. 4. În acest sector sînt cunoscute acumulările de sulfuri polimetalice de la Gemenea (pîrîul Afiniş) care au o direcţie cuprinsă între 60—80° W.

La W de sinclinalul mezozoic o falie majoră direcţională retează brusc structura. Paralel cu planul acestei falii s-a produs atît o deplasare pe verticală a compartimentelor, cît şi o răsucire, astfel că în bazinul văii Cheilor, structura îşi reia direcţia generală (NNW) dar se afundă spre S (diagrama de sector nr. 5).

La N de pîrîul Gemenei, în pîrîul Hojdeni şi pîrîul Mesteceni unde cristalinul, deşi este deranjat puternic de un sistem de falii încît lineaţiile sînt disperse, se constată totuşi o afundare a structurii spre N (diagrama de sector nr. 6).

B) **Competenţa rocilor şi cutarea.** Rocile cele mai competente din regiune sînt : hälleflintele urmate în ordine de rocile albe porfirogene, cuarţitele sericitoase, şisturile tufogene şi tufitogene, şisturile sericitoase cuarţitice, şisturile sericito-cloritoase şi şisturile grafitoase.

Rocile care au dirijat cutarea au fost în special hälleflintele, porfirogenele rubanate, şi cuarţitele care formează cute largi de ordin superior, simple, ce depăşesc frecvent ordinul zecilor de metri. Şisturile tufogene şi tufitogene formează cute de ordinul metrilor, decimetrilor şi mai rar de ordinul centimetrilor, iar şisturile sericitoase şi grafitoase, cute de ordinul centimetrilor (fig. 3).

Institutul Geologic al României

Abundenţa lineaţiilor de microcute, arată că stilul de cutare a fost cel de alunecare concentrică, iar cutele cel mai des întîlnite au fost cute de alunecare concentrică.

În apropierea contactului anormal dintre zona cristalino-mezozoică şi flişul cretacic inferior, s-au întîlnit frecvent cute faliate (fig. 4) şi chiar culcate şi şariate de-a lungul planului axial (fig. 5).

În pîrîul Gemenei şi în alte cîteva puncte din regiune s-a întîlnit un tip de cute aparte avînd flancurile contrarii : un flanc normal şi celălalt invers (fig. 6). Acest tip de cute ar reprezenta un argument în sprijinul existenţei a două faze de cutare, considerîndu-se unul din flancuri ca relict al primei faze.

În ceea ce priveşte vergenţa, se constată că în partea de E a regiunii, între sinclinalul mezozoic şi stratele de Sinaia are sensuri foarte variate (din cauza gradului intens de tectonizare), astfel că nu se poate stabili sensul ei general. În schimb, la W de sinclinalul mezozoic (bazinul valea Cheilor), unde regiunea se mai linişteşte, vergenţa este constant vestică.



Fig. 3. — Afloriment în orizontul rocilor porfirogene din pîrîul Gemenei, în care se observă efectul competenţei rocilor în cutare.

1, roci porfirogene care trec lateral în hälleflinte ; 2, şisturi tufogene ; 3, şisturi tufitogene.

Fig. 3. — Affleurement dans l'horizon des roches porphyrogènes du ruisseau Gemenea dans lequel on observe l'effet de la compétence des roches en plissement.

1, roches porphyrogènes qui passent latéralement en hälleflintas: 2, schistes tufogènes; 3, schistes tuffitogènes.

C) **Şistozitatea de stratificaţie şi şistozitatea de clivaj.** În lucrările noastre anterioare, ca de altfel şi a majorităţii cercetătorilor din cristalinul Carpaţilor orientali, elementele de stratificaţie figurate au fost cele ale şistozităţii de clivaj şi nu a şistozităţii de stratificaţie propriu-zisă. Acest lucru a dus la construirea unor cute strînse cu amplitudine mare (fig. 7).

În ultimul timp prin adoptarea studiului microtectonic în cercetarea cristalinului, s-a putut reda imaginea reală a stilului cutelor.

Urmărind şistozitatea de stratificaţie, atît în regiunea Gemenea—Ostra cît şi în regiunile învecinate, am ajuns la concluzia că şisturile epimetamorifce formează cute largi cu amplitudine mică.

Institutul Geologic al României

Stilul cutelor rezultate în această regiune este similar cu cel arătat de colectivul Institutului Geologic[1]) în regiunea văii Bistriței, şi poate

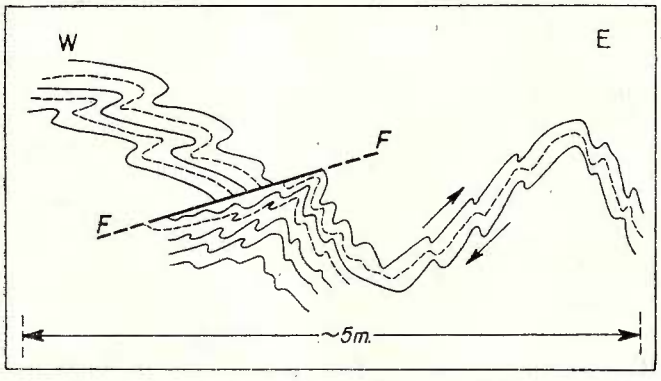


Fig. 4. — Cută faliată în şisturi tufitogene (pîrîul Gemenei).

Fig. 4. — Pli faillé en schistes tuffitogènes (ruisseau de Gemenea).

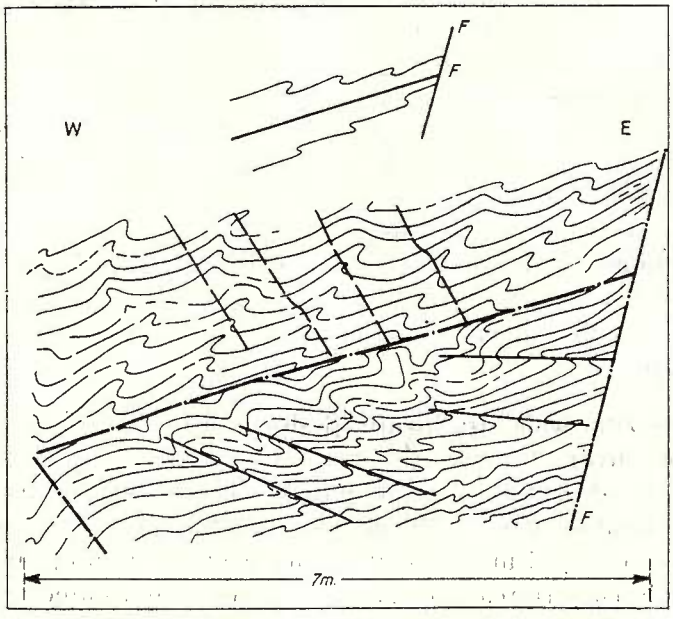


Fig. 5. — Cută culcată şi şariată de-a lungul planului axial în şisturi tufitogene (pîrîul Gemenei).

Fig. 5. — Pli couché et charrié le long du plan axial en schistes tuffitogènes (ruisseau de Gemenea).

[1]) Vezi nota 1, pag. 119.

Institutul Geologic al României

fi comparat cu aspectul unei seismograme : după o serie de cute cu amplitudinea unică urmează brusc o cută cu flancurile puternic înclinate, după care situaţia se repetă (fig. 8).

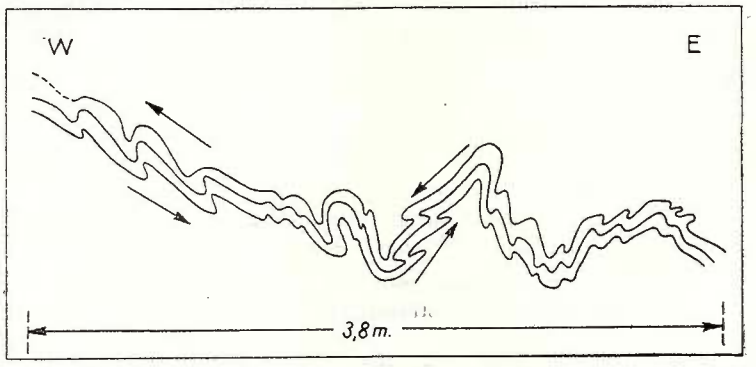


Fig. 6. — Cută cu flancuri contrarii în şisturi tufogene (pîrîul Gemenei).
Fig. 6. — Pli à flancs contraires en schistes tufogènes (ruisseau de Gemenea).

Şistozitatea de stratificaţie este mai evidentă în rocile competente şi scade treptat pînă la dispariţie în şisturile grafitoase, (acestea sînt bine deschise în tunelul Ostra—Leşul Ursului).

Valoarea înclinării flancurilor acestor cute variază între 5—50° pe cînd cutele care rezultă pe seama stratificaţiei de clivaj, au flancuri care înclină cu 50—80° (fig. 9).

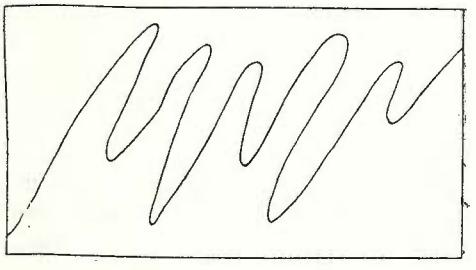


Fig. 7. — Stilul cutelor construite pe baza şistozităţii de clivaj.
Fig. 7. — Style des plis construits grâce à la schistosité de clivage.

Densitatea clivajului axial creşte treptat de la ordinul centimetrilor în roci porfirogene şi cuarţite, pînă la ordinul milimetrilor şi submilimetrilor în şisturile sericitoase, sericito-cloritoase şi grafitoase. Frecvent înclinarea şistozităţii de clivaj este inversă înclinării şistozităţii de stratificaţie (fig. 10).

În hälleflinte, roci porfirogene şi cuarţite s-a observat foarte clar cum — pe flancurile acestora — şistozitatea de clivaj se suprapune pe şistozitatea de stratificaţie.

În şisturile tufitogene, sericito-cloritoase şi grafitoase, de-a lungul clivajului axial, se dezvoltă cuarţuri albe exudate.

Institutul Geologic al României

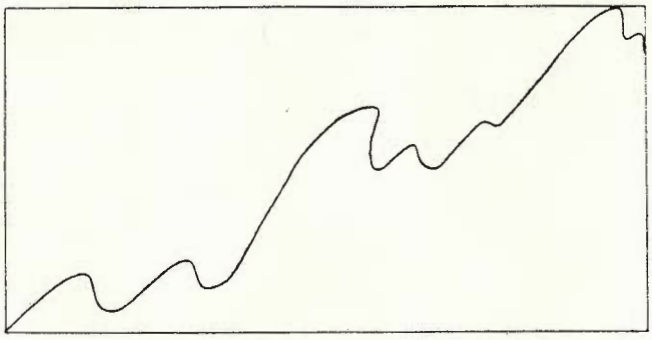


Fig. 8. — Stilul cutelor construite pe baza şistozităţii de stratificaţie.

Fig. 8. — Style des plis construits grâce à la schistosité de stratification.

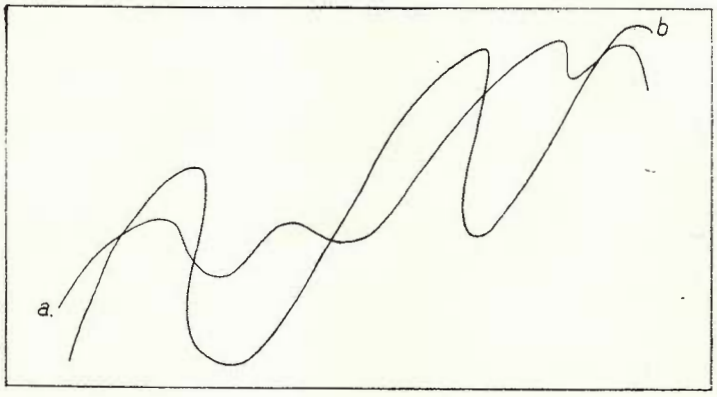


Fig. 9. — *a)* Stilul cutelor rezultate pe baza şistozităţii de stratificaţie; *b)* stilul cutelor rezultate pe baza şistozităţii de clivaj.

Fig. 9. — *a)* Style des plis résultés grâce à la schistosité de stratification; *b)* style des plis résultés grâce à la schistosité de clivage.

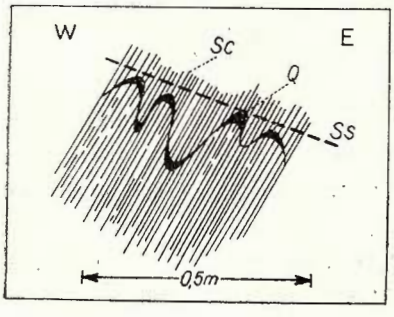


Fig. 10. — Înclinarea inversă a şistozităţii de clivaj faţă de şistozitatea de stratificaţie;

sc, şistozitatea de clivaj; ss, şistozitatea de stratificaţie; q, budine de cuarţ (şisturi grafitoase — pîrîul Scăldători).

Fig. 10. — Pendage inverse de la schistosité de clivage par rapport à la schistosité de stratification.

sc, schistosité de clivage; ss, schistosité de stratification; q, boudins de quartz (schistes graphiteux — ruisseau de Scăldători).

Institutul Geologic al României

Menţionăm de asemenea că mineralizaţiile întîlnite (tip Slătioara—Gemenea) se dezvoltă de-a lungul clivajului axial, care în timpul mişcărilor tectonice mai noi s-au deschis, generînd căi de acces pe care au putut circula soluţiile mineralizante.

D) **Fisurile şi faliile.** Nu am executat un studiu sistematic al fisurilor în fiecare afloriment întîlnit, ci doar în cîteva zeci de aflorimente din diferite puncte ale regiunii. Am constatat astfel existenţa a două sisteme principale de fisuri: un sistem paralel cu direcţia generală a structurii (fisuri hol) şi un al doilea sistem, aproximativ perpendicular pe ea (fisuri *ac*). Planul fisurilor *ac* este în general diferit de planul teoretic cu 10—15° (în mod excepţional pînă la 25°), atît pentru direcţie cît şi pentru înclinare.

În timpul mişcărilor metamorfice, fisurile au fost reluate generînd falii perpendicular pe structură (falii *ac*) şi falii paralele cu structura (falii *hol*).

În regiunea studiată faliile sînt foarte frecvente. În general, planul faliilor longitudinale înclină spre W, de-a lungul lor producîndu-se deplasări care capătă uneori valori de solzi (solzul Clife—Aluniş). La S de pîrîul Aluniş însă, în zona de dezvoltare maximă a mineralizaţiei de baritină, se întîlnesc frecvent falii a căror plan înclină spre E. Şi aici se observă deplasări în planul acestor falii (de la E către W) de ordinul cîtorva metri, pînă la 10—15 m.

Acest lucru a fost verificat atît prin lucrări miniere de explorare a zăcămîntului, unde gnaisele care bordează partea estică a filonului de baritină stau peste baritină şi chiar peste calcarele din partea vestică a zăcămîntului, cît şi prin forajul structural din pîrîul Aluniş unde se observă o dedublare, gnaisele de Rarău din baza depozitelor mezozoice fiind împinse de la E către W peste calcarele triasice. Aceste falii s-au născut fie în timpul mişcărilor mesocretacice (austrice), dirijate W—E, datorită unei rezistenţe întîmpinate în timpul deplasării masei de şisturi spre E (în timpul acestor mişcări zona cristalino-mezozoică a fost antrenată peste flişul cretacic inferior), fie, probabil, în urma unor mişcări mai noi, post-luteţiene, prezente în Carpaţii orientali aşa cum a arătat şi *C.* Ionescu (1959—60) mai la N.

Faliile transversale pe structură sînt în general apropiate de verticală, iar planele lor au valori care oscilează între 70—90°, atît spre N cît şi spre S. De-a lungul lor s-au produs decroşări care uneori depăşesc 100 m (în zona pîrîului Tarniţa decroşările s-au produs succesiv, astfel că depozitele mezozoice dau impresia unei deplasări în trepte).

Institutul Geologic al României

Menţionăm însă că valoarea săriturilor compartimentelor faliate, este cu mult mai mare decît cea a decroşărilor. Forajul structural din pîrîul Aluniş a confirmat acest punct de vedere, baza complexului vulcanogen din regiune nefiind atinsă nici la adîncimea de 1100 m.

Ca vîrstă relativă, cea mai mare parte a faliilor longitudinale sînt mai vechi decît faliile transversale, acestea din urmă afectîndu-le.



Fig. 11. — Budine de cuarţ în şisturi grafitoase (tunelul Ostra — Leşul Ursului).

q, budine de cuarţ dezvoltate în şarnierele cutelor.

Fig. 11. — Boudins de quartz en schistes graphiteux (tunnel Ostra — Leşul Ursului).

q, boudins de quartz développés dans les charnières des plis.

E) **Budinajul.** Fenomenele de budinaj sînt destul de frecvente în regiune. Budinajul este foarte bine dezvoltat în şisturile grafitoase (în tunelul Ostra — Leşul Ursului şisturile grafitoase au frumoase budine de cuarţ — fig. 11), şisturile cloritoase din valea Cheilor şi şisturile sericito-cloritoase.

Dimensiunile budinelor variază de la 5—50 cm (faţa *ac*) iar axele lor sînt paralele cu axul B al structurii.

Structura majoră a regiunii

În regiunea Gemenea—Ostra direcţia generală a structurii este NNW—SSE pînă la N—S. În anumite zone (izvorul pîrîul Botuşanei, pîrîul Gemenei, pîrîul Mesteceni), structura capătă direcţii diferite variind între 60—80° spre W, iar în unele sectoare este chiar E—W.

Structuri orientate perpendicular pe direcţia generală a şisturilor cristaline din Carpaţii orientali, semnalează şi C. Ionescu (1959—60) în regiunea Cîrlibaba—Iacobeni care ajunge la concluzia că şisturile epimetamorfice din Carpaţii orientali au suferit două faze de cutare.

Şisturile cristaline formează o serie de cute anticlinale şi sinclinale orientate paralel cu structura. Astfel, în partea de E a regiunii, se desenează un sinclinal cu flancul estic rupt de contactul anormal dintre zona cristalino-mezozoică şi flişul cretacic inferior. Mai la W, urmează o cută anticlinală cu aceeaşi orientare, avînd uneori vergenţa estică iar alteori

Institutul Geologic al României

vestică, după care se schiţează un sinclinal de-a lungul căruia sînt depuse şi formaţiunile mezozoice. La W de sinclinalul mezozoic se distinge (bazinul superior al văii Cheilor) o cută monoclinală deranjată de mici cute cu vergenţă vestică. Se reliefează astfel un sinclinoriu orientat aproape N—S, aşa cum am putut urmări şi mai la N în regiunea Pojorîta—Giumalău atît noi cît şi colectivul Institutului Geologic.

Urmărind structura direcţional, se constată existenţa unor ondulaţii de-a lungul axei B, astfel că acolo unde structura se afundă, la aceleaşi cote absolute se întîlnesc termeni superiori ai complexelor separate, pe cînd în zonele de ridicare axială apar termenii inferiori. Această imagine este subliniată şi de prezenţa faliilor longitudinale care aduc succesiv de la N spre S şi de la W către E o serie de compartimente ridicate şi căzute. Am putea spune că regiunea privită de la N către S reprezintă o suită de grabenuri şi horsturi (bine înţeles la scară mică). Acest fapt este confirmat de dezvoltarea diferită a depozitelor mezozoice care au grosimi mari în zonele cufundate şi din ce în ce mai mici — pînă la dispariţie — în zonele puternic ridicate. Imaginea dezvoltării pe direcţie a zăcămîntului de baritină de la Ostra vine să confirme concluzia noastră, întrucît el are o grosime maximă acolo unde s-a produs o puternică scufundare (pîrîul Aluniş—pîrîul Tractoriştilor), în timp ce în zonele ridicate zăcămîntul are o dezvoltare redusă datorită eroziunii mai active.

Sinclinalul mezozoic este flancat de două falii longitudinale, cea situată la estul lui pierzîndu-şi valoarea pe direcţie, pe cînd cea de la W fiind o falie majoră, produce o puternică ridicare a cristalinului de la W de sinclinal. Astfel, pe cînd în zona estică a sinclinalului dezvoltarea cea mai mare o are orizontul porfirogenelor, hälleflintelor şi a şisturilor tufogene şi tufitogene, la W iese din fundament orizontul şisturilor sericito-cloritoase ± albit cu nivelul şisturilor verzi tufogene bazice şi a şisturilor grafitoase, foarte bine dezvoltate (pîrîul Cheilor) în timp ce orizontul rocilor porfirogene apare cu totul sporadic, întîlnindu-se doar pe cîteva creste ca simple petece de acoperire.

Concluzii

În concluzie, regiunea Gemenea—Ostra reprezintă o zonă de afundare axială, şisturile epimetamorfice întîlnite fiind termeni superiori ai cristalinului din Carpaţii orientali. Dezvoltarea cea mai largă o are complexul vulcanogen. Gnaisele de Rarău vin în contact tectonic cu diferitele nivele separate, astfel că nu se poate preciza poziţia lor stratigrafică

Institutul Geologic al României

Direcţia generală a structurii este NNW—SSE pînă la N—S, în anumite sectoare structura fiind orientată aproape perpendicular (WSW pînă la E—W).

Şisturile cristaline formează o serie de cute sinclinale şi anticlinale orientate în general N—S schiţîndu-se astfel o structură în sinclinoriu.

În regiune se constată existenţa unor ondulaţii de-a lungul axului B. În partea de E a sinclinalului mezozoic pînă la contactul cu depozitele flişului cretacic inferior, din cauza tectonizării intense, sensul vergenţei es e variabil, în timp ce la W de sinclinalul mezozoic el este constant vestic.

Tipul de cutare al şisturilor cristaline este cel de alunecare concentrică, în mai multe puncte din regiune întîlnindu-se cute faliate şi şariate de-a lungul planului axial şi un tip aparte de cute cu flancurile contrare. Local s-au întîlnit lineaţii secundare suprapuse peste lineaţia primară.

Atît şisturile cristaline cît şi depozitele mezozoice au fost afectate de două sisteme de falii : un sistem, mai vechi, paralel cu direcţia structurii şi al doilea, perpendicular pe ea.

De-a lungul faliilor transversale, a avut loc un joc remarcabil pe verticală, de la N spre S apărînd o suită de compartimente ridicate şi scufundate.

Sectorul situat la W de sinclinalul mezozoic a fost puternic ridicat, — de-a lungul unei falii longitudinale majore, — astfel că aici ies din fundament orizonturile inferioare ale cristalinului, separate de noi, pe cînd cele superioare au fost erodate complet sau apar ca mici petece de acoperire.

Existenţa în regiune a anumitor sectoare unde structura se dispune aproape perpendicular pe direcţia generală a cristalinului, a lineaţiilor care întrerup lineaţia primară, precum şi a cutelor cu flancuri contrare, nu pot constitui elemente pentru susţinerea mai multor faze de metamorfism care ar fi afectat cristalinul epimetamorfic din regiune. Structurile perpendiculare trebuiesc explicate ca fiind efecte ale tectonicii disjunctive postmetamorfice, iar lineaţiile secundare şi cutele cu flancuri contrare ca efecte ale unei etape mai tîrzii ale aceleiaşi faze de metamorfism regional care a generat şisturile epimetamorfice din Carpaţii orientali.

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Gurău A. (1961). Practica geologică. Ed. Tehnică. Bucureşti.

Buţureanu V. (1916). Masivul cristalin de la Broşteni. *An. Acad. Rom. Seria II 38. Mem. Sect. St.* Bucureşti.

Institutul Geologic al României

G. PITULEA

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
GEMENEA - OSTRA
(CARPAȚII ORIENTALI)

ridicată în anii 1962 - 1963

0 1 2km.

* Limitele sedimentar cristalin, părțial după Th. Krejtner și harta sc. 1:100.000 a Ministerului Petrolului și Chimiei, iar unele detalii din extremitatea sudică a hărții după F. Tănăsescu și G. Pitulea.

Gemenea

Ostra

vf. Tarnița

vf. Clifele

vf. Piciorul Lung

M. Grebin

LEGENDA

CUATERNAR 1 Aluviuni

APȚIAN 2 Gresii și microconglomerate poligene

VALANGINIAN-HAUTERIVIAN 3 Strate de Sinaia

LADINIAN 4 Jaspuri și radiolarite

WERFENIAN SUP-ANISIAN 5 Calcare, dolomite și calcare dolomitice

WERFENIAN INF. 6 Conglomerate și gresii silicioase

COMPLEXUL TEBIGEN 7

8 Șisturi sericito-cloritoase ± cuarțitice 8-10m — Nivelul cuarțitelor negre

300 - 400m

10-12m 10 — Nivelul șisturilor verzi tufitogene bazice (sup.)

COMPLEXUL VULCANOGEN 11

12 Orizontul rocilor porfirogene 80-200m

13 — Nivelul șisturilor cuarțitice pătate cu limonit și al șisturilor tufitogene

14 — Nivelul rocilor albe porfirogene, al helisflintelor și al șisturilor tufitogene cu rare intercalații de șisturi grafitoase lenticulare

15 — Nivelul șisturilor cuarțitice limonitizate ± piritizate

16 Orizontul șisturilor sericito-cloritoase ± albit 300 - 400m

17 — Nivelul șisturilor grafitoase

18 — Nivelul șisturilor cloritoase cu budine de cuarț

19 — Nivelul șisturilor verzi tufitogene bazice (inf.)

20 Micașisturi și paragnaise ± retromorfozate

21 Gnaise de Rarău

22 Șistozitate de stratificație

23 Șistozitate de clivaj

24 Liniație de microcute și de orientare a mineralelor micacee

25 Liniație dată de axele B

26 Șistozitatea de stratificație și liniația de microcute și orientare a mineralelor micacee

27 Sinclinal

28 Anticlinal

29 Falie

30 Linie de încălecare

32 Mineralizații de baritină

33 A — A' Linie de profil

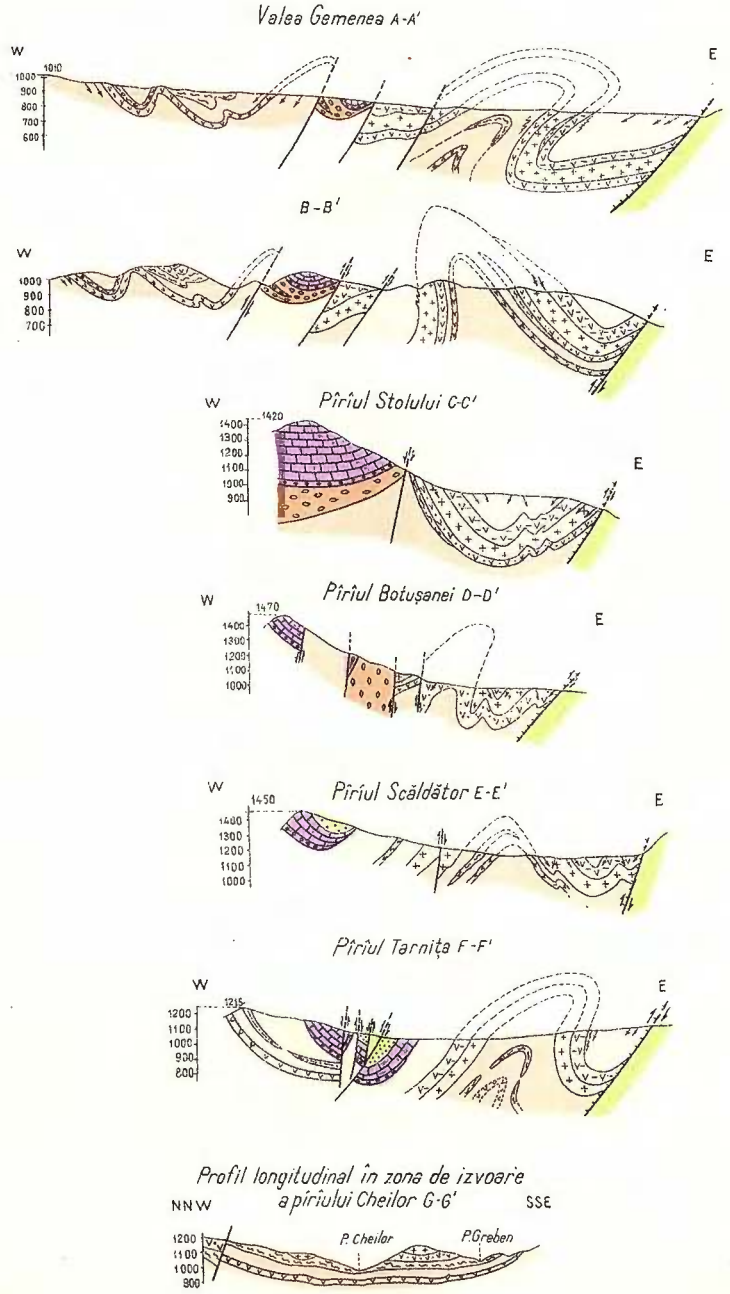
Des. Ghiragosian C.

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

PROFILE GEOLOGICE TRANSVERSALE PE STRUCTURA REG. GEMENEA-OSTRA

SCARA 1:50.000



LEGENDA

APȚIAN 1 — Gresii și microconglomerate poligene

VALANGINIAN-HAUTERIVIAN 2 — Strate de Sinaia

WERFENIAN SUP.-ANISIAN 3 — Calcare, dolomite și calcare dolomitice

WERFENIAN INF. 4 — Conglomerate și gresii silicioase

COMPLEXUL TERIGEN

Șisturi sericito-cloritoase ± cuarțitice — 300–400 m

5 — 8–10 m — Nivelul cuarțitelor negre

6 — 10–15 m — Nivelul șisturilor verzi tufitogene bazice (sup.)

COMPLEXUL VULCANOGEN

Orizontul rocilor porfirogene — 180–200 m

7 — Nivelul șisturilor cuarțitice pătate cu limonit și al șisturilor tufitogene

8 — Nivelul rocilor albe porfirogene al helieflintelor și al șisturilor tufitogene cu rare intercalații de șisturi grafitoase lentiliforme

9 — Nivelul șisturilor cuarțitice limonitizate ± piritizate

Orizontul șisturilor sericito-cloritoase ± albit — 300–400 m

10 — 0–30 m — Nivelul șisturilor grafitoase

11 — 8–10 m — Nivelul șisturilor cloritoase cu budine de cuarț

12 — 10–20 m — Nivelul șisturilor verzi tufitogene bazice (inf.)

13 — Micașisturi și paragnaise ± retromorfozate

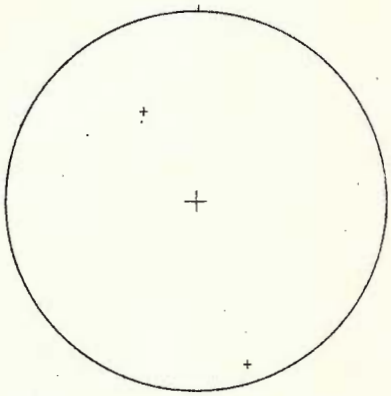
14 — Gnaise de Rarău

15 — Valoarea înclinării șistozității de stratificație

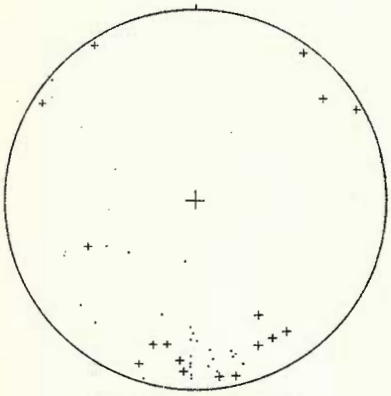
Imprim atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

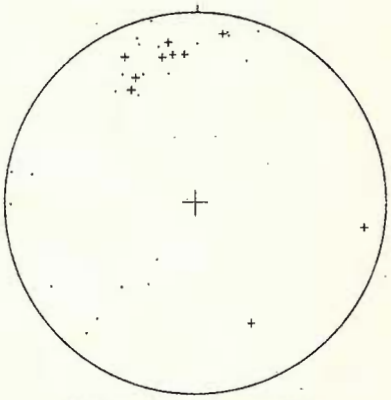
DIAGRAME DE SECTOR CU ELEMENTE LINIARE



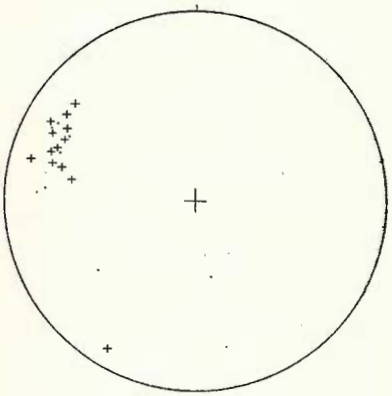
SECTOR I IZV. GREBEN
5 ELEMENTE LINIARE



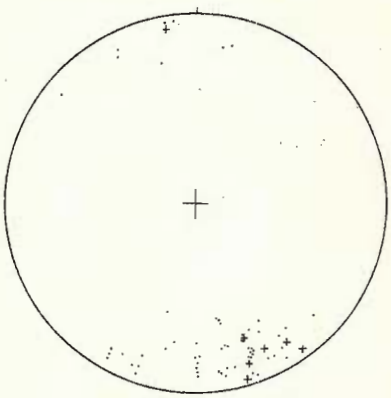
SECTOR II P.GREBIN-P.BOTUȘANEI
37 ELEMENTE LINIARE



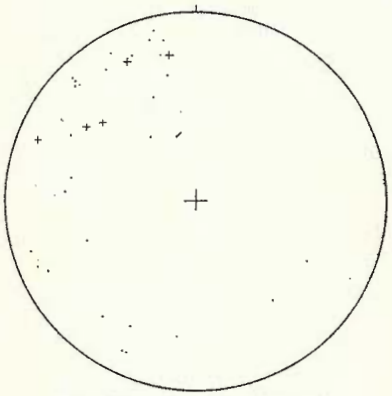
SECTOR III P.BOTUȘANA-P.MUNCEL
30 ELEMENTE LINIARE



SECTOR IV P.GEMENI
21 ELEMENTE LINIARE



SECTOR V IZV. P.CHEILOR
58 ELEMENTE LINIARE



SECTOR VI P. GEMENI-P.MESTECENI
28 ELEMENTE LINIARE

\+ *AXE B*

LINIAȚII DE CUTE FINE ȘI DE ORIENTARE A MIN. MICACEE

Institutul Geologic al României

Ianovici V., Giuşcă D., Stiopol C., Mînzăraru L. (1957). Studiul fiziografic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Gemenea. *An. Univ. Parhon. Bucureşti. Ser. St. Nat.* nr. 16. Ed. Tehn. Bucureşti.

Ionescu C. (1959—60). Cercetări geologice şi petrografice în reg. Cîrlibaba—Ciocăneşti—Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* vol. XLVII.

Kräutner Th. (1929). Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XIV. Bucureşti.

Kräutner Th. (1930—31) L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *C.R. Inst. Géol. Roum.* Tom. XIX. Bucureşti.

Paul K. (1876). Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jb. k.k. geol. Reichsanstalt.* 26. Wien.

Pitulea G., Tănăsescu Fl., Mînzăraru L. (1963). Asupra prezenţei witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.*, vol. VIII. Nr. 3. Bucureşti.

Savul M. (1938). Le cristallin de Bistriţa. *Ann. sci. Univ. Jassy.*, II. Tom. XXIV, fasc. 1. Iaşi.

Tănăsescu Fl., Pitulea G., Băncilă Fl. (1963). Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între bazinele V. Gemenei şi V. Greben. *D.S. Com. Geol.* vol. XLIX/2. Bucureşti.

Tănăsescu Fl., Pitulea G. (1962). Consideraţiuni asupra mineralizaţiilor de baritină de la Ostra. (Carpaţii Orientali). *Rev. Min.* Tom. XIII Nr. 6. Bucureşti.

Uhlig W. (1907). Über die Tektonik der Karpathen. *S.B. k. Akad. Wiss., Math-Naturw. CL.* 116, Wien.

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU CRISTALLIN ÉPIMÉTAMORPHIQUE DE LA RÉGION GEMENEA — OSTRA

PAR

G. PITULEA

(Résumé)

La région Gemenea—Ostra représente une zone d'exondation axiale, les schistes épimétamorphiques qu'on y rencontre sont les termes supérieurs du Cristallin des Carpates Orientales.

Dans ces schistes on distingue :

1. Le complexe volcanogène — en base — constitué par l'horizon des schistes séricito-chloriteux ± albite avec un niveau de schistes tufogènes basiques et un autre de schistes graphiteux et de l'horizon des roches porphyrogènes (porphyroïdes) à intercalations de hälleflinta, schistes tufogènes et tufogènes acides avec — en base — un niveau de quartzites et schistes quartzitiques limonitisés, — pyritisés parfois — et à la partie supérieure, un niveau de schistes quartzitiques tachetés à limonite.

Institutul Geologic al României

2. Le complexe terrigène — à la partie supérieure — des schistes séricito-chloriteux ± quartzitiques dans lequel sont séparés un autre niveau de schistes basiques et un niveau mince de quartzites noirs.

L'orientation générale de la structure est NNW—SSE jusqu'au N—S dans certains secteurs, E—W presque.

Les schistes cristallins forment une série de plis synclinaux et anticlinaux, de sorte qu'une structure en synclinorium s'y esquisse.

On signale l'existence des ondulations le long de l'axe B.

Ces schistes présentent un type de plissement par glissement concentrique, ce qui fait qu'on rencontre assez souvent des plis faliés et charriés le long du plan axial et un type spécial de plis aux flancs Par ontraires. endroits, paraissent deux ou trois linéations superposées.

Les schistes cristallins sont affectés par deux systèmes de failles et de clivages : un système plus ancien parallèle à la direction de la structure et un autre, plus récent, perpendiculaire.

Une série de compartiments exhaussés et exondés, orientés N—S ou même W—E, nous font supposer un remarquable jeu vertical le long des failles.

L'existence dans la région de certains secteurs à structure presque perpendiculaire à la direction générale du cristallin, l'existence des linéations qui interrompent la linéation première, ainsi que les plis à flancs contraires ne sont pas suffisantes pour conclure de plusieurs phases de métamorphisme qui auraient affecté le cristallin épimétamorphique. Les structures perpendiculaires s'expliquent comme effets de la tectonique disjonctive post-métamorphique, tandis que les linéations secondaires et les plis à flancs contraires sont les effets d'une étape plus tardive de cette même phase de métamorphisme régional qui a engendré les schistes épimétamorphiques des Carpates Orientales.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DE LA PLANCHE

CARTE

Carte géologique de la région Gemenea—Ostra (Carpates orientales).

PLANCHE

Coupes géologiques transversales dans la structure de la région Gemenea—Ostra.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR ELEMENTE MINORE ÎN ZĂCĂMÎNTUL DE BARITINĂ DE LA OSTRA [1])

DE

G. PITULEA, AL. MUȘAT

Abstract

On the Presence of some Minor Elements in the Barytine Deposit of Ostra (East Carpathians). Among the minor elements mentioned in the barytine deposit of Ostra there are also gold and silver. They have a non uniform distribution and are related both to vein body of polymetalliferous sulphides (tectonically coming to light from the depth) and to a system of pyrite and collomorphous silica veinlets. The latter represent the ends of a deeper, unitary vein system, in which concentrations of copper, tin, zinc, gold and silver could be interesting economic.

Prezența unor elemente minore în zăcămîntul de baritină de la Ostra a fost semnalată în 1961 (F. Tănăsescu, G. Pitulea, 1962).

Rezultatele analizelor chimice obținute atunci n-au putut fi luate în considerație pentru valorificarea acestora, datorită procentelor scăzute. Pe măsură însă ce lucrările de conturare a zăcămîntului s-au continuat noile date de observație și noile analize chimice au relevat posibilitatea unor concluzii genetice interesante.

Urmărind distribuția sulfurilor în filonul de baritină și în gnaisele baritizate din partea sa estică, atît pe direcție cît și pe înclinare, se constată că în ele sînt prezentate uneori aurul și argintul.

Sulfurile întîlnite în zăcămîntul de la Ostra au două aspecte distincte : primele apar sub forma unui corp filonian de cîțiva metri grosime delimitat de falii aproape în toate direcțiile, care dă imaginea unui corp suspendat în baritină (fig. 1). Aceste sulfuri constituie o masă compactă alcătuită

[1]) Comunicare în ședința din 13 martie 1964.

Institutul Geologic al României

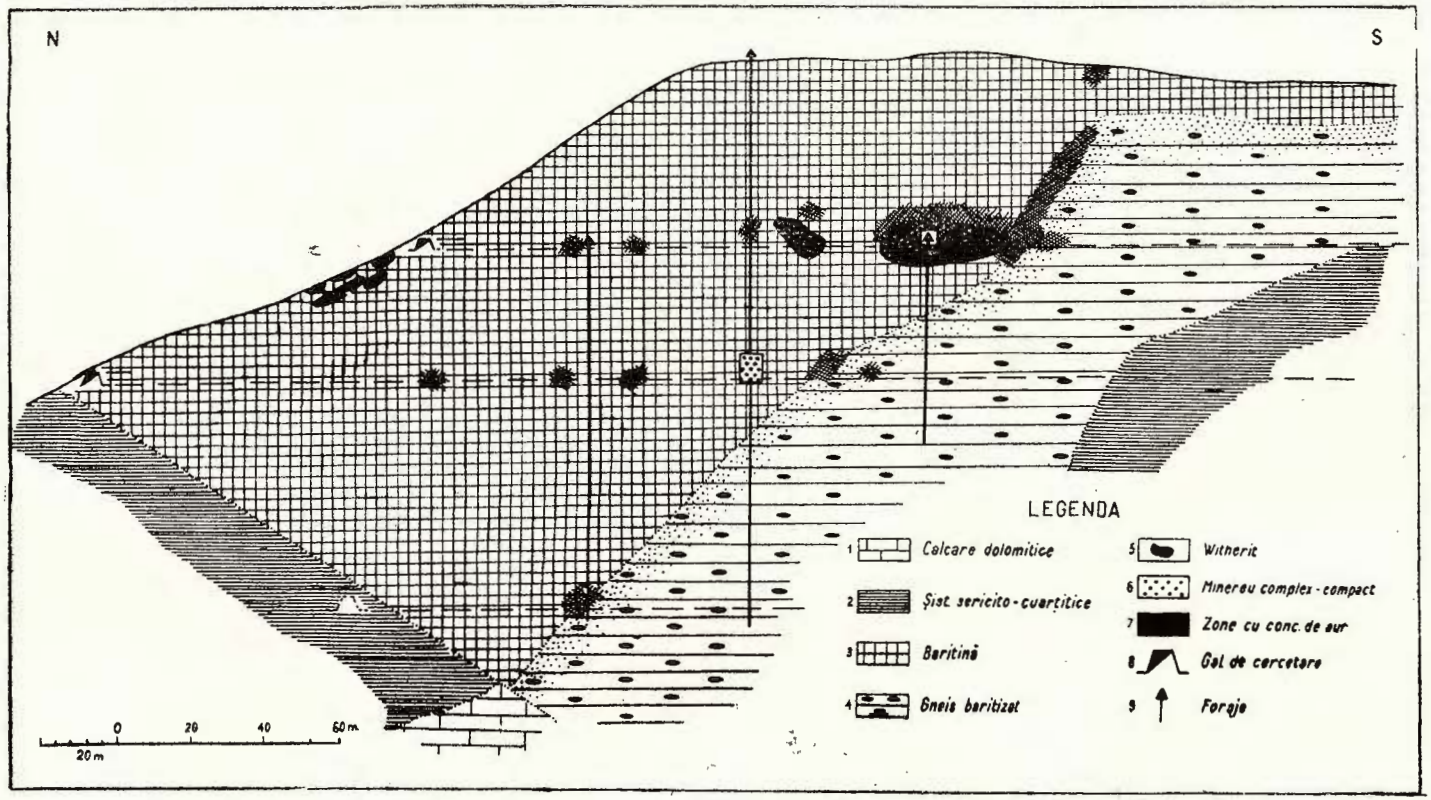


Fig. 1. — Secţiune longitudinală prin zăcămîntul de la Ostra.

1, calcare dolomitice; 2, şisturi sericito-cuarţitice; 3, baritina; 4 gnais baritizat; 5, witherit; 6, minereu complex compact; 7, zone cu concentraţii de aur; 8, galerie de cercetare; 9, foraje.

Fig. 1. — Coupe longitudinale dans le gisement d'Ostra.

1, calcaires dolomitiques; 2, schistes séricito-quartzitiques; 3, barytine; 4, gneiss barytisé; 5, withérite; 6, minerai complexe compact; 7, zones à concentrations d'or; 8, galerie de recherche; 9, forage.

Institutul Geologic al României

din pirită abundentă care formează agregate granulare, în general zdrobite, blendă şi galenă în agregate allotriomorfe, calcopirită şi tetraedrit. Frecvent se observă cu ochiul liber fragmente de marcasită (de obicei mai mari de 1 cm) uşor gălbuie, cu conture neregulate (V. Ianovici, D. Giuşcă, F. Tănăsescu, G. Pitulea, 1963).

Ordinea depunerii acestor minerale a fost : marcasită, pirită, blendă, galenă, calcopirită şi tetraedrit. Ca minerale de gangă se întîlnesc : cuarţul, baritina şi calcitul. În aceste sulfuri, aurul a fost detectat —alături de argint — numai cu ajutorul analizelor chimice ; a doua categorie de sulfuri este reprezentată aproape numai de pirită pulverulentă, colomorfă, neagră în agregate, asemănătoare adesea unei argile de falie. Aceasta se dezvoltă pe o largă reţea neregulată căptuşind fisurile din baritină, witherit şi gnaisele baritizate. Aspectul acestor filonaşe este acela al unor filoane de umplere cu textură brecioasă, în care materialul principal este silicea coloidală, urmată în ordine de pirită coloidală în care se întîlneşte baritină în prisme sfărîmate şi cu conturele uneori corodate, apoi sericit, granule de cuarţ cu conture neregulate, remaniate probabil din şisturile cristaline şi foarte rar biotit cloritizat. Salbanda este constituită în general dintr-un material argilos, uneori limonitizat, cu fine granule de cuarţ şi baritină. Aceste filonaşe sînt uneori întrerupte de vinişoare de cuarţ.

Cu cît înaintăm în adîncime, pirita începe să cristalizeze şi creşte cantitativ formînd adesea o masă compactă în care sînt prinse prisme de baritină albă sau cenuşie, larg dezvoltate.

Din punct de vedere al formei lor, filonaşele de pirită sînt arborescente, compuse, filoane cameră sau lenticulare. Deşi la prima vedere dau impresia unei răspîndiri haotice, se evidenţiază totuşi două zone de ramificaţii mai distincte, una la limita sudică a corpului principal de baritină şi alta mai la N, legate ambele de două fracturi profunde şi transversale pe zăcămînt [1]).

În pungile de witherit din corpul principal de baritină, pirita capătă forme de lentile, de cilindri, de stea, etc.

Deşi grosimea filoanelor este foarte redusă (0,2—5 cm) lăţimea complexului lor atinge uneori 50 m şi rar scade sub 10 m.

În secţiunile subţiri şi şlefuite se observă o masă primară formată din silice colomorfă sau microcristalină, care include pirită colomorfă, xenolite de baritină sfărîmate, cuarţ metamorfic cu conture dantelate, biotit cloritizat cu aspect sdrenţuit, sericit şi calcit.

---

[1]) G. Pitulea, A. Gurău, Fl. Tănăsescu. Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra. Comunicare 1964.

Institutul Geologic al României

În partea centrală a filoanelor, pirita coloidală are aspecte de umplere masivă şi se diluează treptat spre marginea acestora trecînd la aspecte, de plaje şi insule în silice, sau ca nişte puncte dispuse oarecum pe direcţia de curgere a soluţiei.

Fragmentele de cuarţ au marginile dantelate căptuşite cu silice coloidală. Cristalele de baritină au conture corodate mai ales în zona terminală a filoanelor şi în filoanele marginale. În apropierea canalului principal de umplere unde procentual pirita predomină asupra silicei, cristalele de baritină la marginea filoanelor au conture netede şi sînt puternic sfărîmate (fig. 2).

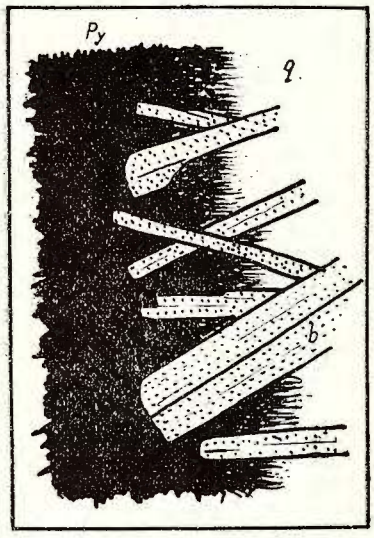


Fig. 2. — Mod de umplere a canalului filonian principal. × 2.
q, masă cuarţoasă; b, baritină; Py, pirită colomorfă.

Fig. 2. — Mode de remplissage du canal filonien principal. × 2.
q, masse quartzeuse; b, barytine; Py, pyrite colomorphe.



Fig. 3. — Plajă şi insuliţe de pirită colomorfă.

Fig. 3. — Plage et îlots de pyrite colomorphe.

Calcitul a fost ultimul mineral depus, astfel că el a găsit spaţii suficiente pentru a cristaliza larg.

Studiul atent al silicei coloidale a relevat evoluţia în timp a acestor filonaşe de care este legată şi prezenţa aurului. Astfel, alături de o masă colomorfă, încep să se distingă mai ales în zonele marginale ale complexe-

Institutul Geologic al României

lor filoniene, slabe conture hexagonale, piramidale sau prismatic-piramidale, în care şi pirita, dispusă haotic în silice, începe să se concentreze paralel cu aceste conture, avînd tendinţa să iasă din cristalit. Se observă

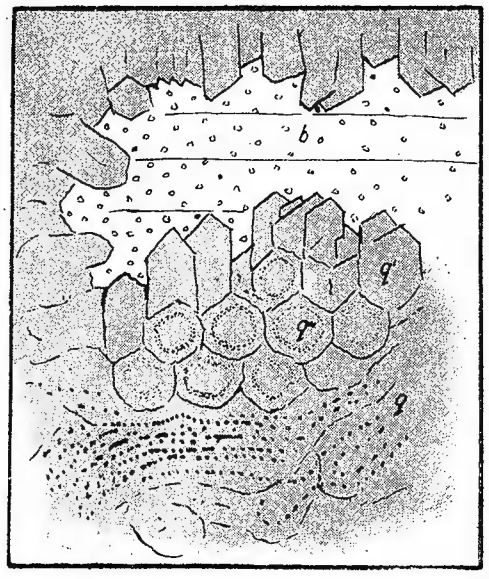


Fig. 4. — Început de cristalizare al silicei colomorfe. × 50.

b, cristal de baritină; q, silice colomorfă; q', silice în stadiu de cristalizare; q'', cristale hexagonale de cuarţ cu separaţii de piritâ.

Fig. 4. — Cristallisation incipiente de la silice colomorphe. × 50.

b, cristal de barytine; q, silice colomorphe; q', silice en état de cristallisation; q'', cristaux hexagonaux du quartz à séparations de pyrite.

de asemenea cum zona din interiorul cristalului de pirită prezintă extincţie, pe cînd în zona dintre marginile piritei şi cristalul de cuarţ în formare, acest fenomen abia începe să se evidenţieze.

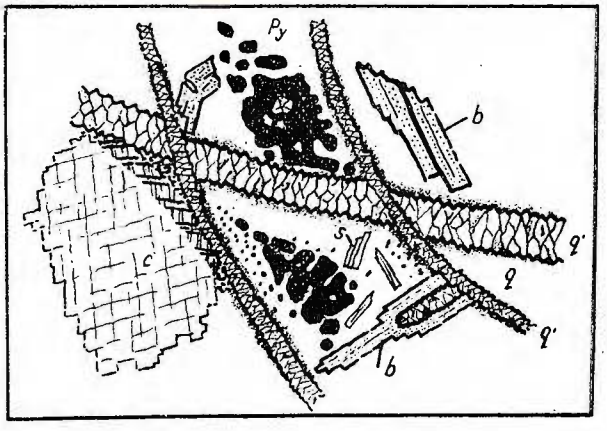


Fig. 5. — Aspectul general al filonaşelor. × 20.

b, baritină cu conture corodate; c, calcit; q, silice colomorfă; q', silice cu un început de cristallzare; s, sericit; Py, pirită colomorfă.

Fig. 5. — Aspect général des filonnets. × 20.

b, barytine à contours corrodés; c, calcite; q, silice colomorphe; q', silice à cristallisation incipiente; s, séricite; Py, pyrite colomorphe.

Începutul de cristalizare al silicei colomorfe are loc întotdeauna numai în jurul cristalelor de cuarţ sau baritină (fig. 4).

Institutul Geologic al României

Această „îmbătrînire" a silicei, este rezultatul creşterii presiunii şi temperaturii datorită atît apăsării masei de baritină cît şi mişcărilor tectonice care au însoţit procesul formării mineralizaţiei.

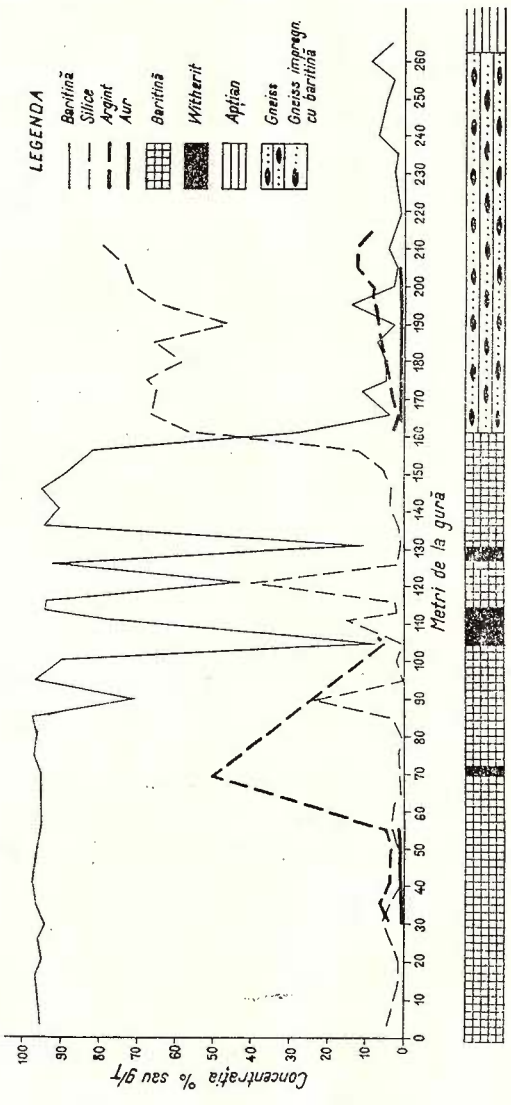


Fig. 6. — Diagrama variaţiei conţinuturilor de baritină, silice, aur şi argint la nivelul galeriei nr. 4.
Fig. 6. — Diagramme de la variation des teneurs en barytine, silice, or et argent au niveau de la galerie nr. 4.

Aceşti factori au determinat fenomenul de selectare şi rearanjare în spaţiu, atît al silicei cît şi al piritei. Alteori toată pirita şi silicea colomorfă trec într-o masă cripto- sau microcristalină.

Institutul Geologic al României

Frecvent această masă criptocristalină este străbătută de filonaşe de cuarţ de mai multe generaţii care se întrerup reciproc (fig. 5).

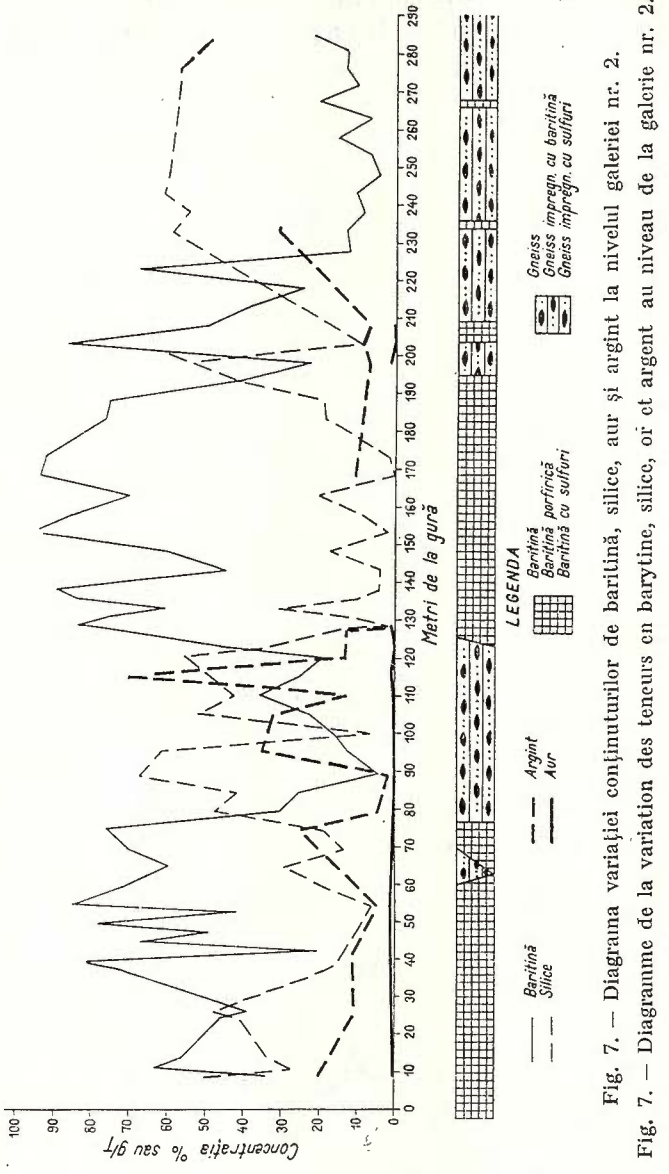


Fig. 7. — Diagrama variaţiei conţinuturilor de baritină, silice, aur şi argint la nivelul galeriei nr. 2.

Fig. 7. — Diagramme de la variation des teneurs en barytine, silice, or et argent au niveau de la galerie nr. 2.

Prezenţa cristalelor mari de calcit din aceste filoane confirmă ideia că depunerea silicei şi piritei — precum şi a aurului şi argintului care le însoţesc — s-au produs dintr-o soluţie caldă ascendentă, imediat după

Institutul Geologic al României

ce ea a venit în contact cu o soluție superficială, rece și încărcată cu CO_2 și bicarbonat de calciu — existența acestor soluții este confirmată de prezența, în golurile din witherit a unor agregate reniforme de gips (G. P i t u l e a, F. T ă n ă s e s c u, P. M î n z ă r a r u, 1963) — care a provocat

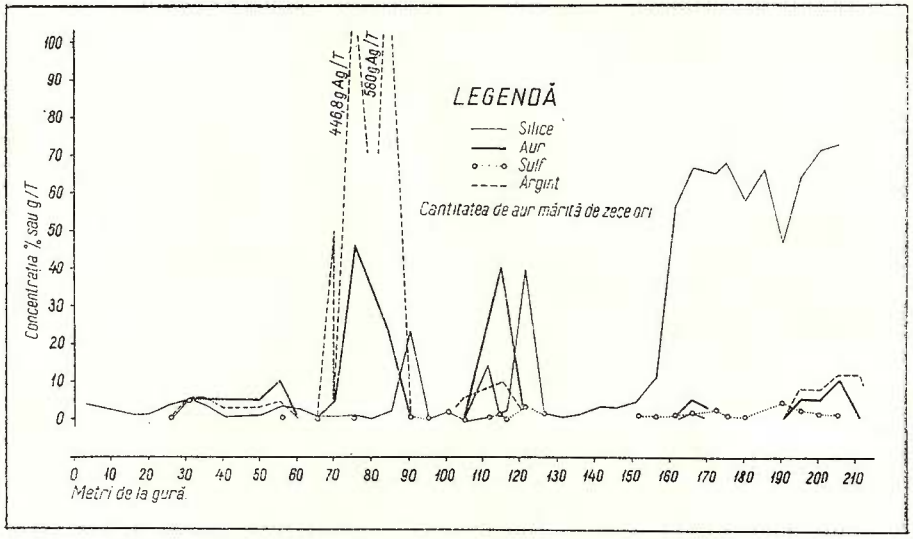


Fig. 8. — Diagramă cu detalii asupra variației conținuturilor de sulf, silice, aur și argint la nivelul galeriei nr. 4.

Fig. 8. — Diagramme à détails sur la variation des teneurs en soufre, silice, or et argent au niveau de la galerie nr. 4.

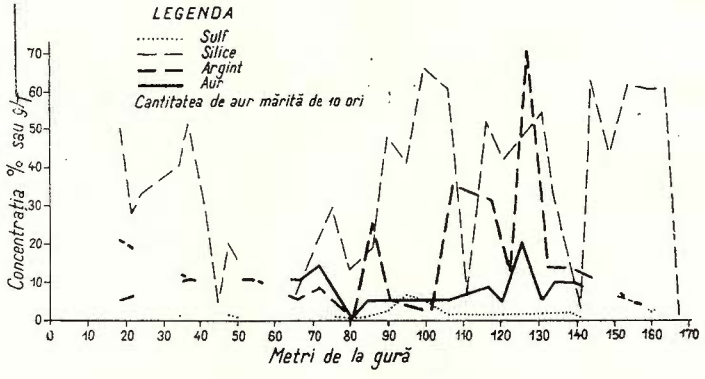


Fig. 9. — Diagrama cu detalii referitoare la raporturile dintre conținuturile de silice și aur la nivelul galeriei nr. 2.

Fig. 9. — Diagramme à détails concernant les rapports des tencurs en silice et or au niveau de la galerie nr. 2.

Institutul Geologic al României

o bruscă schimbare a condiţiilor de temperatură, presiune, şi concentraţie chimică, respectiv schimbarea pH-ului. Pirita şi apoi silicea din soluţie, datorită noilor condiţii de echilibru electrostatic, au fost nevoite să coaguleze, particulele disperse pierzîndu-şi sarcinile electrice şi devenind neutre.

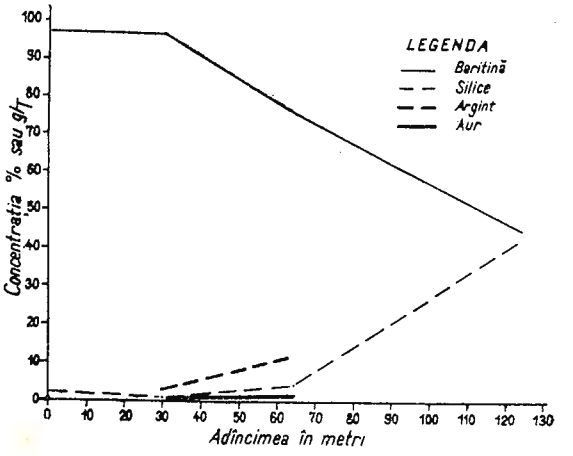


Fig. 10. — Diagrama cu variaţiile conţinuturilor de baritină, silice, aur şi argint, pe adîncime.

Fig. 10. — Diagramme à variations des teneurs en barytine, silice, or et argent, par profondeur.

În aceste condiţii, după depunerea lor gravitaţională, CO_3Ca s-a putut depune din soluţie în condiţii normale.

Analizele chimice efectuate asupra unor probe colectate din diferite puncte ale zăcămîntului, au arătat că aurul se concentrează mai ales în apropierea căilor principale de acces ale soluţiilor dar scade brusc spre zonele terminale sau în ramificaţiile fine ale filoanelor de pirită.

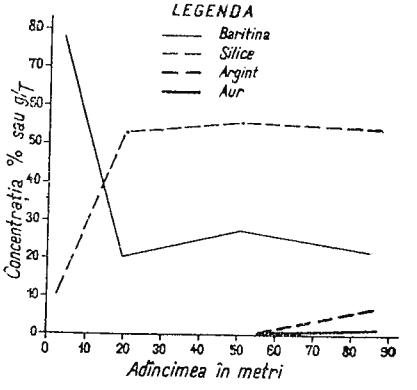


Fig. 11. — Diagrama cu variaţiile conţinuturilor de baritină, silice, aur şi argint, pe adîncime.

Fig. 11. — Diagramme à variations des teneurs en barytine, silice, or et argent, par profondeur.

În baritina masivă larg cristalizată din centrul corpului principal, aurul a fost întîlnit cu totul accidental în procente neglijabile, acolo unde fenomenele de cataclază au favorizat circulaţia soluţiilor încărcate cu silice şi sulfuri (mai ales pirită).

Institutul Geologic al României

Variaţia conţinuturilor atît pe orizontală cît şi pe adîncime precum şi legătura genetică dintre aur, silice şi pirita colomorfă, este ilustrată în diagramele din fig. 6, 7, 8, 9, 10, 11.

Figura nr. 6 reflectă variaţia conţinuturilor de baritină, silice, aur şi argint în galeria nr. 4 (galeria este săpată la cca 45—50 m sub zona de aflorimente).

Astfel în prima parte, pînă la 90 m, acolo unde conţinutul de baritină este foarte ridicat, conţinutul în silice este neglijabil. După 90 m unde începe o bruscă variaţie a procentului de baritină, silicea creşte şi ea brusc. La acest nivel conţinutul în aur şi argint este neglijabil. Totuşi interdependenţa acestora cu silicea se poate urmări perfect în figura nr. 8 care reflectă detalii în cîteva zone din zăcămînt la acest orizont. Diagrama doua (Fig. 7) a fost construită pe baza datelor de analiză chimică, oferite de galeria nr. 2, situată cu 40 m sub galeria nr. 4. Aici variaţia conţinuturilor este mult mai mare, iar creşterea concentraţiei de silice, acolo unde scade conţinutul în baritină, este mai evidentă. Totodată se relevă mai clar faptul că odată cu creşterea procentului de silice cresc şi conţinuturile de aur şi argint. În figura nr. 9 prezentăm detalii din zăcămînt la acest nivel unde interdependenţa dintre silice, aur şi argint este mai evidentă.

Variaţia în adîncime a conţinutului de baritină, silice, aur şi argint este exprimată în figurile nr. 10 şi 11 care reprezintă secţiuni prin zăcămînt de la suprafaţă pînă la cca 150 m adîncime (galeria nr. 5). Aici este evident faptul că odată cu scăderea procentului de baritină, creşte cel de silice şi odată cu el cel de aur şi argint.

Am arătat că în adîncime creşte cantitatea sulfurilor. Conţinutul de silice indică un paralelism cu cel de pirită, pe cînd conţinuturile de aur şi argint indică, atît un paralelism cît şi o suprapunere a lor peste cel de silice. Aceasta se explică în sensul că aurul şi argintul pot fi uneori incluse şi sub formă de cristalosoli direct în silicea coloidală. Întrucît prin analizele microscopice nu se poate demonstra acest lucru, sîntem nevoiţi a trage această concluzie ţinînd seama de rezultatele analizele chimice.

Comparînd rezultatele analizelor chimice, obţinute în blocul de minereu complex, cu cele din zonele cu filonaşe de pirită şi silice colomorfă, se constată o legătură genetică între ele, deşi procentele de aur şi argint sînt cu mult mai mari în minereul complex. Astfel, deşi în filonaşele descrise nu este constantă prezenţa calcopiritei, blendei şi galenei, în anumite zone, ele însoţesc pirita colomorfă sau apar sub formă de cuiburi independente.

Institutul Geologic al României

Pe de altă parte, cu cît creşte adîncimea, pirita din filoanele studiate capătă aspecte similare cu pirita din minereul complex compact.

Ţinînd seama de faptul că minereul complex compact întîlnit la orizontul median al corpului de baritină, este delimitată de falii în toate direcţiile considerăm că punerea lui în loc a fost determinată de mişcări tectonice.

În această ideie pirita şi silicea colomorfă, de care este legat aurul la orizonturile superioare, reprezintă ultimele depuneri, iar filonaşele studiate sînt terminaţiile unui sistem filonian unitar — din care s-a rupt şi blocul de minereu complex — mai profund, în care atît conţinuturile de cupru, zinc şi plumb cît şi cele de aur şi argint ar putea prezenta interes economic.

Originea hidrotermală şi temperatura coborîtă de formare a acestor sulfuri aurifere este confirmată, atît de structura lor colomorfă, cît şi de prezenţa calcitului şi a mercurului detectat în piritele din gnaisele baritizate [1]).

BIBLIOGRAFIE

Betehtin A. G. (1953). Despre procesele de depunere a mineralizaţiei la zăcămintele filoniene de tip hidrotermal (Probleme fundamentale ale studiului zăcămintelor metalifere de origină magmatogenă. Acad. de Ştiinţe a U.R.S.S. Moscova).

Betehtin A. G. (1953). Curs de mineralogie (trad. l. rusă). Ed. Tehnică. Bucureşti.

Giuşcă Dan (1916). Petrologia rocilor endogene. Ed. Didactică şi Ped. Bucureşti.

Ianovici V., Giuşcă D., Tănăsescu F., Pitulea G. (1963). Zăcămîntul de baritină de la Ostra. *Al VI-lea Congres al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice.* Varşovia. (s-a publicat rezumatul).

Pitulea G., Tănăsescu F., Mînzăraru L. (1963). Über das Witheritvorkommen in der Barythlagerstätten von Ostra. *Rev. de Géol. et Géogr. Acad. RPR.* Tome VII, nr. 2. Bucureşti.

Ştiopol V. (1963). Geochimie. Ed. didactică şi pedagogică. Bucureşti.

Schneiderhöhn H. (1962). Erzlagerstätten, 4 Auflage, V.E.B. Gustav Fischer Verlag. Jena.

Tănăsescu F., Pitulea G. (1962). Consideraţii asupra mineralizaţiilor de baritină de la Ostra. Carpaţii Orientali. *Rev. Min.* vol. XIII. nr. 6. Bucureşti.

Wegmann C. E. (1928). Über die Formen magmatischer Erzlagerstätten in Gebirgen. *Zeitsch. f. prakt. Geol.* H. 2 Halle, Saale.

[1]) Cr. Muşeţeanu. Cercetări privind posibilităţile de valorificare a gnaiselor baritizate de la Ostra. Comunicare 1964.

Institutul Geologic al României

SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINS ÉLÉMENTS MINEURS DANS LE GISEMENT DE BARYTINE D'OSTRA

PAR

G. PITULEA, AL. MUŞAT

(Résumé)

Parmi les éléments mineurs signalés dans le gisement de barytine d'Ostra, on trouve l'or et l'argent.

Il n'y a que les analyses chimiques qui aient signalé jusqu'ici la présence de l'or dans le voisinage de l'argent dans les gisements de barytine d'Ostra.

En observant sa distribution on a constaté qu'il apparaît toujours associé aux sulfures présentes dans le gisement et dans les zones de concentration de la silice coloïdale.

Les sulfures présentent deux aspects distincts : les premières apparaissent au niveau intermédiaire du filon de barytine sous forme de corps filonien épais de quelques mètres, délimité de toutes parts par des failles — et sont constituées par la pyrite, la blende, galène, marcassite, chalcopyrite, tetraédrite, en gangue de quartz, barytine et calcite. Les analyses chimiques ont indiqué des teneurs en or de beaucoup supérieures à la limite d'exploitabilité ; le second type paraît presque uniquement sous forme de pyrite pulvérulante colomorphe, contenue dans un large réseau, elle tapisse les fissures en barytine, witherite, et gneïss barytisées.

Cette pyrite est associée à la silice colomorphe. La pyrite, tout comme la silice, présente un commencement de crystallisation par l'apparition des contours hexagonaux, pyramidaux ou bien primatopyramidaux. L'or associé à la pyrite et à la silice colomorphe ne présente pas de concentrations importantes qu'à la proximité des principales voies d'accès des solutions (deux zones se distinguent dans le gisement : l'une au Sud, l'autre au Nord), et diminue brusquement vers les zones terminales ou bien dans les ramifications fines des filons en pyrite colomorphe.

L'interdépendance de l'or et de l'argent avec la pyrite et la silice colomorphe est visible dans la direction aussi bien que dans l'inclinaison, et à mesure que l'on avance en profondeur, leur pourcentage augmente. En partant du corps de minerais complexe — compacte, qu'on a trouvé

Institutul Geologic al României

intercalé dans la barytine au niveau intermédiaire percé par des travaux miniers, corps qui est parvenu tectoniquement des profondeurs, la conclusion s'impose que la pyrite et la silice colomorphe, associées à l'or et à l'argent dans les horizons supérieurs, représentent les derniers dépôts, tandis que les filonets qui les contiennent, sont les bouts d'un système filonien unitaire plus profond, dont le corps de minerais complexe lui-même s'est détaché, et dans lequel les teneurs en cuivre, en plomb et en zinc aussi bien que les teneurs en or et en argent présenteraient quelque intérêt économique.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

NOTĂ ASUPRA UNEI IVIRI DE ROCI GABBROICE ÎN REGIUNEA POJORÎTA — VALEA PUTNEI (CARPAŢII ORIENTALI) [1]

DE

G. PITULEA, AL. I. MUŞAT

Abstract

On the Occurrence of Gabbroic Rocks in the Pojorita—Valea Putnei Area. In the crystalline rocks of the Pojorita—Valea Putnei area, on the rivulet called „Pîrîul lui Iacov" a gabbro body was detected. The latter could represent the intrusive rocks (wherein two geophysical anomalies i.e. a magnetic and a gravimetric one are superimposed) explaining comagmatically the whole suite of basic dyke rocks of the crystalline rocks of Eastern Carpathians.

Existenţa unor roci gabbroice în cristalinul Carpaţilor orientali este amintită doar de V. B u ţ u r e a n u (1911) în primul deceniu al secolului nostru, care descrie un gabbrou cu olivină din muntele Deluganu (Călimănel) şi un gabbro-uralit din pîrîul Haşca, cu ocazia studiului filoanelor lamprofirice din regiunea Broşteni.

I. A t a n a s i u (1928) pune la îndoială exactitatea determinării acestor roci şi include gabbroul de la Deluganu în seria vogesit-spessartit-odinit (magmă de tip pacific), iar gabbro-uralitul din pîrîul Haşca în seria camptonitelor şi monchiquitelor (magmă de tip atlantic).

După V. B u ţ u r e a n u (1911) nici un cercetător nu mai semnalează iviri de roci gabbroice în cristalinul Carpaţilor orientali. Filoane de camptonite sînt citate de C. I o n e s c u [2]) în regiunea Cîrlibaba, iar în regiunea

[1]) Comunicare în şedinţa din 13 martie 1964.

[2]) C. I o n e s c u. Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Izvoarele Ţibăului-Cîrlibaba-Ciocăneşti-Iacobeni. Congr. VI al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice. Varşovia 1963. Sub tipar.

Institutul Geologic al României

Pojorîta—Giumalău, Silvia Mînzatu şi E. Mînzatu[1]) citează filoane de diabaze şi diabaz-porfirite.

Ivirea care constituie obiectul acestei note, este situată pe Pîrîul lui Iacob (afluent drept al pîrîului Putnei) la 800 m amonte de confluenţă.

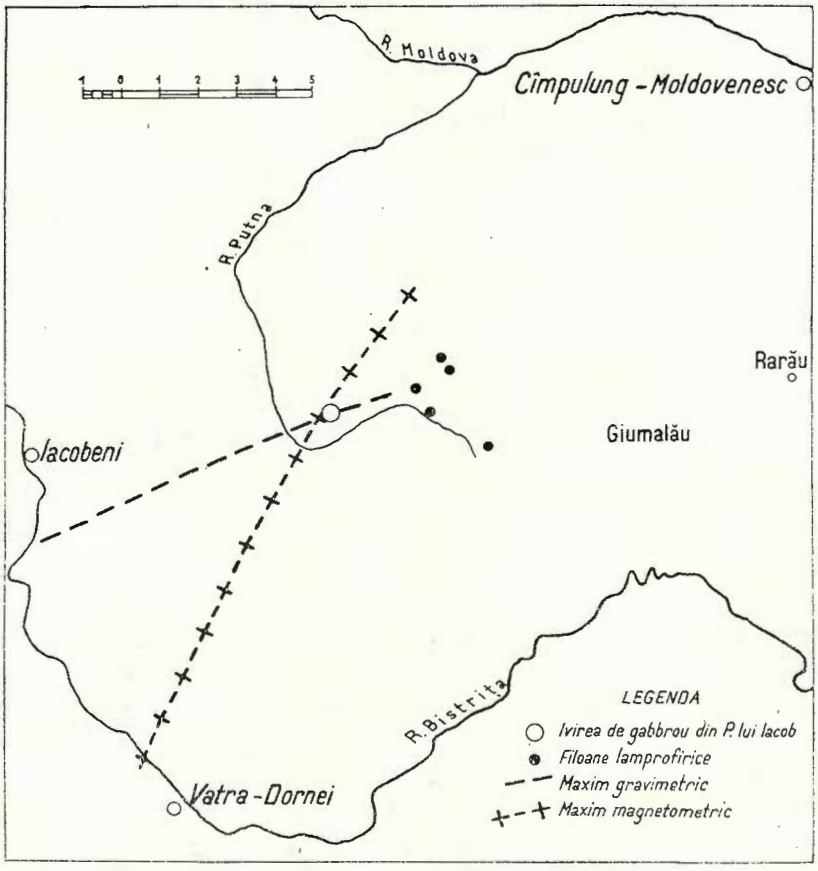


Fig. 1. — Schiţă cu amplasarea corpului gabbroic şi a filoanelor lamprofirice.

Fig. 1.—Emplacement du corps gabbroïque et des filons lamprophyriques.

○, apparition de gabbros de Pîrîul lui Iacob; ●, filons lamprophyriques; 3, maximum gravimétrique; 4, maximum magnétométrique.

(fig. 1). Nu este vorba propriu-zis de un afloriment dezvelit continuu ci de un corp — situat pe versantul stîng al văii — acoperit de sol şi vege-

[1]) Silvia Mînzatu, E. Mînzatu. Cercetări geologice în regiunea Masivului Giumalău. Raport. 1959. Arh. Com. Geol. Rom.

Institutul Geologic al României

taţie. Prin dezagregarea pe loc a corpului, s-a produs un gruss abundent, urmărit de noi anul acesta pe o suprafaţă de cca 2000 m.p.

Din cauza acoperirii nu am putut determina relaţiile exacte ale acestui corp cu rocile înconjurătoare şi deci nu am putut surprinde eventuale fenomene de contact (de altfel presupunem că aceste roci bazice nu au generat asemenea fenomene, (L. U. de Sitter 1956).

Roca este brun-negricioasă, cu ochiul liber distingîndu-se bine feldspaţii care sînt parţial alteraţi. Prezintă structură hipidiomorf grăunţoasă şi textură masivă.

Sub microscop componenţii minerali apar larg dezvoltaţi şi cu conture bine definite. Raporturile de mărime indică o serie granulară continuă. Este evident idiomorfismul plagioclazilor şi piroxenilor (în special dialagul şi hiperstenul şi mai puţin titano-augitul). De asemenea este caracteristic habitusul izometric al componenţilor; apar forme tabulare sau prismatice orientate neregulat (fig. 2).

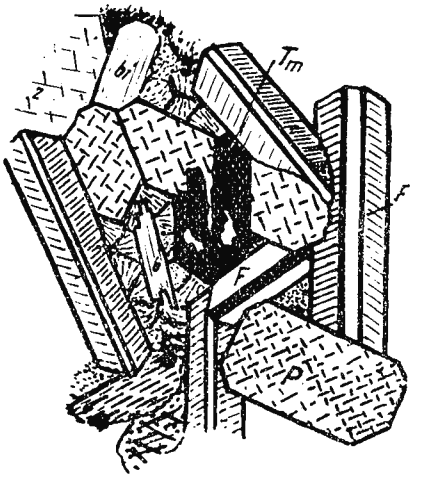


Fig. 2. — Gabbrou din Pîrîul lui Iacob. N +; 20 ×.
F, feldspaţi; Tm, titanomagnetit; bi, biotit; P, piroxeni; z, zeoliţi; b, barkewicit.

Fig. 2. — Gabbro de Pîrîul lui Iacob. N —; 20 —.
F, feldspaths; Tm, titanomagnétite; bi, biotite; P, pyroxènes; z, zéolites; b, barkevicite.

Plagioclazul, un bitownit cu 80% An apare în combinaţii de macle Albit-Karlsbad şi niciodată zonat. Uneori străbate piroxenul monoclinic — în special titano-augitul — încît structura rocii capătă parţial un aspect cvasi-ofitic. Titano-augitul apare cu feţe corodate şi se îndinţează fie cu plagioclazii, fie cu piroxenii monoclinici. Alteori este inclus în zona periferică a cristalelor de hipersten. Dialagul are conture clare şi este uneori maclat lamelar după (001). Hiperstenul apare cu conture bine definite, iar hornblenda este reprezentată printr-o neoformaţie de tip fibros, ca urmare a alterării (uralitizării) piroxenilor sau a plagioclazilor şi este asociată parţial cu clorit. Se observă şi rare cristale prismatice de barkewicit cu clivaj perfect după (110) şi ($1\bar{1}0$). Biotitul este în general xenomorf şi se decolorează gradat spre margine. El apare mai frecvent în zona marginală a ariei de răspîndire a corpului. Apatitul, xenomorf, se întîlneşte în cantităţi mici, iar zirconul ca incluziuni rare în plagioclaz. Frecvent se

Institutul Geologic al României

recunosc zeoliți (chabasit) calcosodici cu o compoziție sodică în jur de 60% și cu indice de refracție scăzut (1,48).

Fenomenele de alterare s-au manifestat prin opacitizarea plagioclazului, prin formarea unui dezamestec care a generat calcit și zeoliți, printr-o slabă saussouritizare și uneori prin apariția unei coroane de alterare formate din hornblendă fibroasă și clorit. Titano-augitul este parțial uralitizat, iar titano-magnetitul prezintă o coroană de leucoxen sau trece în oxizi de fier. În lumina reflectată titano-magnetitul prezintă fețe corodate și este asociat cu ilmenitul care constituie zone de culoare mai închisă dovedind, prin modul de prezentare, geneza legată de procese de dezamestec.

Dăm mai jos rezultatul unei analize chimice globale și parametri Niggli din care reiese caracterul gabbroic al rocii.

Oxizi	%
SiO_2	44,28
TiO_2	2,50
Al_2O_3	18,32
Fe_2O_3	6,40
FeO	6,39
MgO	3,71
MnO	0,42
CaO	8,10
Na_2O	3,38
K_2O	0,96
P_2O_5	0,19
CO_2	0,90
$H_2O^{-105°}$	0,19
$H_2O^{+105°}$	3,51
	99,25

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*qz*
112,42	27,42	40,61	22,09	9,88	0,158	0,50	−27,10

Parametrii rezultați din calcul arată că gabbroul descris de noi, se aseamănă aproape pînă la identitate cu gabbroul tipic de la Ashnola citat de N i g g l i (1931), singura deosebire fiind un procent mai mare la parametrul *k* (0,158 față de 0,08).

Procentul mai mare de K explică și prezența barkewicitului în acest gabbrou.

Institutul Geologic al României

Amplasarea acestui gabbrou în general pe acelaşi aliniament cu o serie de filoane lamprofirice a căror grosime rar depăşeşte 1 m (camptonite, berbachite) pune, de la început, întrebarea dacă este vorba despre un singur filon mai mare sau se poate vorbi chiar despre existenţa unui corp gabbroic care să fi generat şi filoanele de lamprofire din regiune.

După interpretarea dată de Şt. Airinei[1]) hărţii gravimetrice şi magnetometrice ridicate de Stelian Dumitru[2]) în regiunea Cîmpulung Moldovenesc—Iacobeni—Giumalău—Rarău reiese că această ivire se localizează de-a lungul unei anomalii gravimetrice, peste care se suprapune aproape perfect o anomalie magnetică. Aceste anomalii ar putea arăta existenţa unui corp intrusiv format din roci dense — în contrast cu şisturile cristaline înconjurătoare — şi respectiv a unei mase de roci cu susceptibilitate magnetică mai mare, care se explică prin procentul de magnetit destul de ridicat (peste 10%), care îl conţine gabbroul descris.

Este interesant de remarcat faptul că atît maximul gravimetric cît şi cel magnetic, se suprapun exact peste zona din care provin probele analizate.

Anomaliile amintite confirmă şi concluziile noastre referitoare la existenţa unei intense fracturi transversale pe structură care afectează cristalinul în această zonă. Aceste fracturi ar fi produs o ridicare puternică a unor compartimente, astfel explicîndu-se şi ivirea la suprafaţă a corpului de gabbrou.

Prezenţa acestui corp de gabbrou ne duce la concluzia că filoanele de lamprofire, care se urmăresc de-a lungul întregii zone cristalino-mezozoice a Carpaţilor orientali, ar putea reprezenta aureola filoniană a unui corp gabbroic cu extindere regională (M. Socolescu a exprimat în 1960 ideia existenţei unui batholit pericarpatic), situat la adîncime mare şi care apare în regiunea studiată cu totul excepţional într-o zonă de fracturi şi denivelări apreciabile.

Tunelul Ostra—Leşul Ursului a interceptat un corp de gabbro-diorite (cu ocazia unei excursii F. Tănăsescu şi G. Pitulea au găsit în 1960 blocuri din aceste gabbro-diorite situate aproximativ deasupra punctului în care au fost străpunse de tunel), care vine în sprijinul ideii expuse mai sus.

Nu este exclus ca şi diabazele din cuveta Rarăului (Th. Kräutner 1929, C. V. Papiu 1956, M. Savul 1955) precum şi erupţiile

[1]) Informaţie verbală.

[2]) Dumitru Stelian, R. Botezatu şi Fl. Ionescu. Raport asupra lucrărilor gravimetrice şi magnetometrice din regiunea Cîmpulung Moldovenesc—Iacobeni—Giumalău—Rarău. Arh. Com. Geol. 1955.

Institutul Geologic al României

bazice de care sînt legate silicolitele cretacice inferioare din întreaga cuvetă marginală a Carpaţilor orientali (I. Băncilă, C. V. Papiu 1962), să reprezinte manifestaţii în legătură cu acest bazin magmatic.

În ceea ce priveşte vîrsta acestor gabbrouri, nu se pot face precizări deoarece ele străbat numai formaţiuni cristalofiliene. Apariţia acestui gabbrou cît şi a unor filoane de diabaze şi lamprofire de-a lungul unor fracturi în general transversale pe structură, complică mult aprecierea vîrstei lor întrucît aceste fracturi reprezintă, în vederile noastre, fisuri sinmetamorfice care au fost reluate poate chiar în toate fazele tectonice postmetamorfice. Este posibil să aibă aceiaşi vîrstă cu erupţiile bazice, cretacic inferioare, din întreaga cuvetă marginală a Carpaţilor orientali. I. Atanasiu (1928) acordă filoanelor de diabaze şi lamprofire din cristalinul regiunii Tulgheş aceeaşi vîrstă (Triasic superior) care o au rocile efuzive bazice (diabaze şi melafire) intercalate în depozitele mezozoice ale regiunii, pe baza afinităţilor lor chimice. Pe de altă parte, în regiunea noastră, filoanele de diabaze şi lamprofire ar putea fi chiar mai vechi întrucît nicăeri nu le-am găsit străbătînd depozitele mezozoice.

Ţinînd seama de faptul că numeroasele filoane şi curgeri de lave bazice atît de frecvente în cristalinul Carpaţilor orientali, este logic să fie generate de una sau mai multe vetre magmatice, considerăm că, în urma corelării observaţiilor noastre cu rezultatele prospecţiunilor geofizice, ivirea de roci gabbroice din regiunea Pojorîta—valea Putnei ar putea reprezenta însăşi roca intrusivă legată comagmatic de întreg cortegiul filonian menţionat.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1928). Étude géologique dans les environs de Tulgheş (Neamţ). *An. Inst. Géol. Roum.* vol. XIII. Bucureşti.

Băncilă I., Papiu Victor C. (1962). Asupra silicolitelor cretacice inferioare din cuveta marginală a Carpaţilor Orientali. *D.S. Com. Geol.* vol. XLVI, 1958—1959. Bucureşti.

Buţureanu V. (1911). Étude pétrographique sur les roches éruptives filoniennes du massif cristallin Broşteni. Lab. de Min. et Petr. Univ. Jassy.

Giuşcă D. (1963). Petrologia rocilor endogene. Ed. Did. şi Ped. Bucureşti.

Kräutner Th. (1929). Cercetări geologice în cuveta marginală a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XIV. Bucureşti.

Niggli P. (1931). Die quantitative mineralogische Klassification der Eruptivgesteine. *Schweizerische Mineralogische u. Petrografische Mitteilungen.* Vol. XI.

Papiu Victor Corvin (1956). Erupţii vulcanice submarine. Ed. Tehn. Bucureşti.

Savul M. (1955). Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în sinclinalul marginal din Bucovina. *D.S. Com. Geol.* vol. XXXIX. 1951—1952. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Sitter de L. U. (1956). Structural geology. New-York. L.T.
Socolescu M. (1961). Observaţii asupra metalogenezei şi zonalităţii în provinciile metalogenetice din Carpaţii Orientali şi Baia Mare. *Rev. Min.* vol. XII. Nr. 1.
Winchel A. N. şi N. (1951). Elements of optical mineralogy. New-York.
Zavariţki A. N. (1961). Rocile eruptive. vol. I şi II (Trad. din l. rusă). I.D.T. Bucureşti.

NOTE SUR L'APPARITION DES ROCHES GABBROÏQUES DANS LA RÉGION POJORÎTA—VALEA PUTNEI (CARPATES ORIENTALES)

PAR

G. PITULEA, AL. MUŞAT'

(Résumé)

L'apparition des roches gabbroïques du cristallin de la région Pojorîta—Valea Putnei est localisée dans une zone de dénivélation et de fractures intenses, le long desquelles on rencontre nombre de filons lamprophyriques. Dans cette zone deux anomalies se superposent : l'une magnétique, l'autre gravimétrique qui indiquerait l'existence d'un corps intrusif avec extension régionale, auquel tout le cortège filonien de la région serait lié de manière comagmatique.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CONGLOMERATELE DE PIETRICICA [1])

DE

ANDORINA ROSA

Abstract

Conglomerates from the Pietricica Area. The author reviews results obtained from a comparative petrographic study of the psephitic elements in the conglomerates from Pietricica area and of the cores drilled in the Moldavia Platform. When comparing the laboratory examined material, it was noticed that the Lower Miocene deposits in conglomeratic facies were brought about — at least within the Pietricica area — on account of a foreland relief developed to the East, i.e. the green schists series and the platform deposits.

Conglomeratele miocene inferioare din zona precarpatică a Carpaţilor orientali au constituit obiectul de cercetare al unor lucrări geologice, fie pentru stabilirea vîrstei acestei serii, lipsite în general de resturi faunistice, fie pentru explicarea provenienţei materialului detritogen constituent

După cum se ştie, conglomeratele de tipul Pietricica au o răspîndire mare în zona flişului şi subcarpaţi, fiind unul din componenţii caracteristici pentru litologia formaţiunilor de Vorland pe seama cărora s-au produs remanieri masive.

Lucrarea de faţă se limitează la problema originii materialului remaniat în regiunea Pietricica şi este fondată pe un studiu petrografic de laborator asupra elementelor psefitice din conglomerate şi a carotelor provenite din forajele de explorare din Platforma Moldovenească, inclusiv Depresiunea Bîrladului—nord-Dobrogeană şi cripto-horstul Dobrogean.

Amintim că studiul mineralelor grele [2]) permite să se diferenţieze conglomeratele de Pietricica de cele dezvoltate mai la nord (Pleşu) cum

[1]) Comunicare în şedinţa din 13 martie 1963.

[2]) Rosa A. Studiul mineralelor grele ale depozitelor miocene din regiunea Putna—Bacău—Neamţ. Tema 55 I. L. Geo 1959.

Rosa A. Corelarea depozitelor miocene din regiunea Tg. Ocna—Pietricica. Criterii petrografice. Tema 127-c. I. L. Geo 1961.

Institutul Geologic al României

şi de cele din unităţile periferice ale flişului paleogen, încadrîndu-le în provincii mineralo-terigene deosebite.

Componenţa petrografică a materialului psefitic din conglomeratele de Pietricica

La alcătuirea conglomeratelor de Pietricica participă un material psefitic „exotic" cimentat de o matrice constituită din cuarţ, argilă, subordonat feldspaţi, fragmente litice fine, minerale grele.

Fragmentele psefitice ce s-au conservat în depozitele miocene şi care permit o analiză petrografică, reprezintă relicte după care se poate aprecia compoziţia litologică a relieful ui îngropat sub sedimente mai tinere şi a furnizat în timp materialul fragmentar.

În urma studierii sub microscop au fost identificate o gamă de roci sedimentare, şisturi verzi şi sporadice roci eruptive.

Roci sedimentare. Fragmentele de roci sedimentare prezintă un grad avansat de rulare, fiind reprezentate prin roci carbonatice şi gresii. Între acestea se întîlnesc :

Dolomite microgranulare cu pigment argilo-bituminos, uneori cu tendinţă de dezvoltare ;

Calcare microcristaline negre impurificate cu substanţă organo-hidrotroilitică ;

Calcare recristalizate cu pete de argilă, cu organisme calcaroase diagenizate reprezentate prin fragmente de brachipode şi sporadic tentaculiţi şi străbătute uneori de diaclaze colmatate cu calcită hialină ;

Calcare detritice (calcarenite) constituite din fragmente de roci calcaroase (calcare organogene, calcare criptocristaline cu calcisfere, calcare pseudoolitice) asociate cu frecvente resturi faunistice (bivalve, plăci şi rozete de echinide, testuri de foraminifere şi alge). In masa rocii se asociază uneori cuarţ detritic, formaţiuni oolitice precum şi pirită fin diseminată sau mulînd resturile organice ;

Gresii calcaroase limonitizate cu dolomitizări incipiente. Acestea apar constituite dintr-un detritus dimensionat aproape uniform, reprezentat prin cuarţ şi cu totul subordonat fragmente litice (cuarţite) avînd un ciment de tip bazal sau de umplere. În gresiile cu ciment bazal se remarcă rare resturi de organisme calcaroase diagenizate, indeterminabile, precum şi tendinţa de dezvoltare a unor oolite feruginoase ;

Gresii grosiere şi microconglomerate slab sortate granulometric, cu ciment argilo-detrictic, limonitizat, asociat subordonat cu calcită şi anhi-

Institutul Geologic al României

drit. Detritusul este alcătuit din cuarţ, feldspaţi potasici în diverse stadii de calcitizare sau caolinizare, rare lame de muscovit, sporadic zircon precum şi din fragmente litice eruptive (probabil granite). Aceste roci se pot încadra în gama gresiilor arcoziene;

Gresii silicioase limonitizate constituite dintr-un detritus slab sortat granulometric, reprezentat prin cuarţ şi subordonat lame de clorit şi fragmente de roci (pelite, şisturi clorito-sericitice). Cimentul opalin pelicular sau poros a fost substituit parţial cu calcit. Se remarcă un pigment de oxizi şi hidroxizi de fier;

Microgresii constituite dintr-un detritus aleuritic cvasiechigranular reprezentat prin cuarţ urmat de feldspaţi ± caolinizaţi, muscovit, clorit oxizi de fier, leucoxen şi avînd un ciment predominant opalin asociat subordonat cu clorit colomorf. În masa rocii se remarcă fisuri şi pori colmataţi cu calcit precum şi un pigment argilos;

Protocuarţite (gresii silicioase) alcătuite predominant din cuarţ ondulatoriu şi subordonat fragmente litice (filite, argilite, microgresii feruginoase) cimentate pelicular cu opal cu tendinţă de dezhidratare sau prin supracreşterea cuarţului detritic;

Ortocuarţitele, în alcătuirea cărora intră exclusiv un detritus cuarţos (cuarţ, fragmente de cuarţite cu structură mozaicată, calcedonie) cimentat prin supracreştere. Pigmentul este constituit din oxizi de fier uneori limonitizaţi precum şi argilă în pulbere.

Elemente verzi de tip dobrogean. Rocile sedimentare sus-menţionate sînt asociate cu fragmente mai colţuroase reprezentate prin şisturi cloritoase, clorito-sericitice, sericito-cuarţitice, uneori cu diaclaze de cuarţ. Mineralogic apar constituite din clorit, sericit, cuarţ ± muscovit, oxizi de fier, pirită, sporadic epidot. Aceste roci se încadrează în seria şisturilor verzi de tip dobrogean, avînd o structură pelitică, uneori slab aleuritică şi o textură şistoasă.

Roci eruptive. Ca material eruptiv a fost întîlnit cuarţ filonian cu plaje de calcit. Menţionăm şi prezenţa unui calcar cristalin cu macle polisintetice cu fisuri colmatate cu calcită hialină, în care se remarcă cuarţ de neoformaţie.

Cele trei tipuri de roci descrise participă în mod inegal. Se remarcă predominanţa elementelor de şisturi verzi (aproximaiv 70%, local mai ridicată), urmate de rocile sedimentare (uneori depăşind 30%) şi sporadic roci filoniene.

Institutul Geologic al României

Originea materialului psefitic remaniat

Prezența materialului „exotic" fragmentar în conglomeratele miocene din zona subcarpatică a condus la formularea a numeroase ipoteze asupra originei materialului remaniat.

Astfel, în 1901 L. Mrazec și Teisseyre le consideră de proveniență cristalin-carpatică. Aceleiași păreri i se asociază și Max Reinhard.

Originea extracarpatică a conglomeratelor este sugerată prima oară de Zuber în 1902, prin existența catenei șisturilor verzi ce se continua din Dobrogea pînă în Sudeții de nord, mărginind spre est flișul.

S. Athanasiu, în 1907, presupune formarea conglomeratelor pe seama distrugerii unui relief continental dezvoltat în Moldova la est de bazinul miocen.

În 1910 L. Mrazec revine asupra acestei probleme. Bazîndu-se pe rezultatul sondajului din Bărăgan cît și pe lipsa elementelor cristaline și eruptive specifice unității central-carpatice, ajunge la concluzia că materialul exotic pare a proveni din partea nord-vestică a catenei dobrogene care, scufundată și distrusă în parte de eroziune, formează autohtonul zonei miocene.

În 1917 D. M. Preda, sintetizînd lucrările anterioare și bazîndu-se pe o cercetare petrografică, apreciază conglomeratele miocene inferioare ca formate pe seama „fundamentului regiunii", înțelegînd prin aceasta existența unor depozite paleo- și mezozoice dezvoltate pe catena șisturilor verzi ce se continua din Dobrogea și nu din „klippele carpatice".

I. Băncilă (1957) consideră de proveniență dobrogeană rocile eruptive, cristaline și sedimentare grezoase, iar pe cele calcaro-organogene ca formate în regiune pe crestele învecinate.

În urma comparării rocilor descrise în capitolul precedent cu cele provenite din forajele de explorare executate în ultimii ani din Platforma Moldovenească inclusiv rama ei sudică (nordul Depresiunii Predobrogene și Bîrladului), se constată o afinitate pînă la identitate [1]).

După cum se știe [2]), în Platforma Moldovenească, peste un funda-

[1]) Colecția de carote și secțiuni ale laboratoarelor de carote și petrografie sedimentară din I. L. Geo.

[2]) E. Gherman. Rap. Geol. asupra prospecț. de foraj din Moldova de S. IPGG/1961.

N. Grigoraș. Studiul geologic complex al Platf. Moldov. și Depres. Bîrladului, IPGG/1961.

N. Grigoraș și colectivul. Prospecțiuni de petrol și gaze ale Platf. moldovenești și Depres. Bîrladului și a părții afundate a Prom. N. dobrogean cu propuneri de noi lucrări de prospec și expl. I. L. Geo/1962.

Institutul Geologic al României

ment cristalin cu intruziuni de roci eruptive (gnaisuri sericitice, oculare, şisturi filitice, granite, granodiorite, granite gnaisice) se dezvoltă depozite paleozoice, mezozoice şi terţiare.

Paleozoicul, reprezentat prin cambrian deschis la zi în malul Nistrului şi identificat în forajele de la est de Prut, este constituit dintr-un complex de roci bariolate roşii, verzi şi cenuşii (gresii, arcoze, aleurite, argilite).

Peste Cambrian urmează Silurianul inclusiv Ordovicianul constituit din şisturi şi gresii argiloase, uneori cu intercalaţii de roci bituminoase, şisturi cu graptoliţi, calcare organogene cu trilobiţi, crinoizi sau branchiopode, dolomite microgranulare, calcare larg cristalizate cu pete de argilă.

Uneori peste Silurian se întîlneşte o gresie violacee foarte dură (ortocuarţite, protocuarţite), considerată un echivalent al gresiei de Babin (old-red sandstone) devoniană.

Prezenţa probabilă a Permo-Carboniferului în faciesul stratelor de Carapelit este semnalată numai în flancul sudic al zonei depresionare respectiv în prelungirea promontoriului dobrogean.

Pe rama nordică a Depresiunii nord-dobrogene şi Bîrladului i se atribuie Permo-Triasicului un complex litologic constituit din argile vişinii grezoase, gresii feruginoase, gresii dolomitice cu anhidrit, marne cenuşii, şisturi argiloase, iar în sud, pe teritoriul RSSM, numai Triasicului un complex de roci negricioase cu intruziuni diabazice.

Jurasicul este reprezentat în întregime în sudul RSSM. Pe teritoriul ţării noastre a fost identificat numai Doggerul şi Malmul.

Doggerul apare constituit în zona sudică din argile marnoase cenuşii, fosilifere, gresii argiloase, silicioase, calcaroase, calcare silicioase, iar în zona nord-vestică din calcare criptocristaline diagenizate, calcare pseudooolitice, greso dolomitice cu oolite feruginoase şi leptoclorit, calcarenite grezoase cu oolite.

Malmul este reprezentat litologic prin argile brun-cărămizii cu rare diaclaze sau intercalaţii de anhidrit, conglomerate cu ciment calcaros, dolomite microgranulare, gresii cu ciment clorito-silicios (?), calcare gălbui, marno-calcare şi argile cenuşii, marne bariolate, tufuri calcaroase.

Cretacicul superior dispus transgresiv peste formaţiunile jurasice şi paleozoice, este constituit din marne calcaroase cu intercalaţii de gresii cenuşii-verzui, calcare criptocristaline cu accidente silicioase, spongolite.

Peste Cretacic se dispune Paleogenul reprezentat în întregime în sudul RSSM şi numai prin Eocen (sub formă de petece) la vest de Prut, fiind alcătuit litologic din gresii calcaroase glauconitice, marno-calcare calcare cu numuliţi şi uneori cu accidente silicioase.

Institutul Geologic al României

Discordant se aştern depozitele miocene superioare, iar către sud şi pliocene.

Echivalentul litologic al rocilor sedimentare remaniate în conglomeratele de Pietricica se identifică, după cum s-a amintit, în gama rocilor sedimentare străbătute de foraje în Platforma moldovenească.

Astfel calcarele negre larg cristalizate, cu pete de argilă şi cu resturi de brachiopode şi tentaculiţi, precum şi dolomitele negre microgranulare (?) sînt identice cu seriile calcaroase forate în sondele de la Popeşti, Buhăeşti, Bosancea, Vorona, Lespezi, etc., precum şi pe teritoriul RSSM la Cauşani, Mirnoe, Visnovsca, Ungheni etc.

Prezenţa Silurianului remaniat în Miocenul inferior a mai fost semnalată de S. Athanasiu (1915), care a identificat pe valea Oituzului un exemplar de *Favozites* Hisigeri, forma caracteristică pentru Gothlandian.

Gresiile silicioase, protocuarţitele şi ortocuarţitele de culoare roz-violacee sînt identice atît microscopic, cît şi macroscopic cu seria atribuită Devonianului în sondele de la Crasna, Ivăneşti, Straja, Visnovsca, Caragaci. Dacă asupra vîrstei există discuţii, asupra remanierii acestor roci nu pot exista obiecţiuni.

Gresiile arcoziene, microconglomeratice, cu ciment argilo-detritic, cu participarea secundară a calcitei şi anhidritului, ar putea fi asemănate cu seria atribuită Permo-Triasicului (sondele 302 Oancea, 301 Băneasa, Caragaci, etc.).

Gresiile calcaroase limonitice, uneori cu dolomitizări incipiente şi sporadice oolite feruginoase puţin dezvoltate, sînt asemănătoare depozitelor jurasice identificate prin foraje în Platforma moldovenească (Bacău, Rădăuţi, Huşi, Ivăneşti, Oţeleşti, Prut etc.).

Tot Jurasicului i se pot atribui şi gresiile silicioase cu clorit şi insule de calcit (sondele de la Bacău, Straja, Roman).

Dolomitele microgranulare pot fi considerate atît siluriene, după cum s-a amintit, cît şi triasice şi jurasice, formaţiuni în care acest tip de roci sînt citate.

Calcarele detritice, după asociaţia faunistică, amintesc de Dogger. Acest tip de roci jurasice au fost întîlnite atît la vest cît şi la est de Prut, cu deosebirea că participarea detritusului necalcaros este mai accentuată (sondele de la Bacău, Secueni, Hurueşti, Murgeni, Prut etc.).

Avînd în vedere celelalte caractere (asociaţie faunistică, prezenţa unor oolite calcaroase, fragmente de calcare pseudoolitice, calcare diagenizate, piritizări, local mai accentuate), este posibil ca rocile remaniate să aparţină unui nivel cu aport mai redus de material detritogen necalcaros.

Institutul Geologic al României

Remaniate ale Jurasicului în Miocenul conglomeratic sînt citate de T. Borş [1]), care a găsit într-un „calcar conglomeratic" exemplare de *Posidonomia alpina*, formă caracteristică pentru Dogger superior—Malm inferior.

Calcarele organogene eocene cu accidente silicioase, neîntîlnite de noi dar citate în literatură (Preda 1917), îşi găsesc un echivalent în peticele de Eocen traversate de forajele din platformă (sondele de la Roman, Bacău, Sagna, Poenari, Tutovai etc.).

Prezenţa unui fragment de calcar cristalin în macle polisintetice nu şi-a găsit un echivalent în seria crono-litologică traversată de foraje. Asemenea calcare se citează în componenţa conglomeratelor de Sloboda — Truscaveţ din seria de Vorotişcen (Feduscіac, 1962).

Elementele verzi (şisturile cloritoase, sericitoase), ca şi cuarţul filonian, reprezintă produsul de distrugere al catenei de şisturi verzi. În această formaţiune se menţionează injecţii de cuarţ.

În seria filitică roşcată din Ucraina subcarpatică sînt semnalate diaclaze colmatate cu calcită în macle polisintetice.

Fragmentele de roci diabazice citate de antecercetători (D. M. Preda, 1917) nu au fost întîlnite. Astfel de roci sînt amintite în seria permo-triasică din Depresiunea nord-dobrogeană între Prut şi Nistru (Ivanciuc, 1957).

De asemenea, în nivele psefitice din seria şisturilor verzi se întîlnesc remaniate fragmente de diabaze (N. Grigoraş şi T. Dăneţ, 1961).

Din paralelizările de mai sus rezultă că depozitele miocene inferioare, cel puţin în zona Pietricica, s-au format pe seama reliefului dezvoltat în est, reprezentat prin cordiliera şisturilor verzi şi totodată din Platforma Moldovenească.

Lacuna stratigrafică existentă între Cretacic-Eocen şi Miocenul superior denotă o exondare îndelungată a Platformei Moldoveneşti. În această perioadă s-a creat un relief ca efect al instaurării unei reţele hidrografice drenată după cît se pare şi în spre depresiunea subcarpatică aflată în fază de umplere (molasă).

Gradul avansat de rulare al materialului psefitic, format pe seama diverselor formaţiuni sedimentare, indică un transport relativ îndelungat. Aceluiaşi fenomen, inclusiv alterării fizico-chimice, este necesar să i se atribuie şi prezenţa exclusivă a fragmentelor de roci bine consolidate,

[1]) Raport geologic asupra regiunii Valea Mare—Blăgeşti (Miocenul din Moldova) MIPC—IPGG 1954.

Institutul Geologic al României

celelalte tipuri din gama paleozoic-eocenă distrugîndu-se fie în loc, fie în timpul transportului, ajungînd în bazinele de acumulare sub formă de fragmente fine sau coloidală.

Cordiliera şisturilor verzi ce se continua din Dobrogea mărginind marea miocenă inferioară, fiind mai scufundată în regiunea dintre promontoriul nord-dobrogean — valea Trotuşului, şi mai reliefată înspre nord, a fost furnizorul principal al sedimentării. Zona reliefată se prezenta uneori fierăstruită, permiţînd transportul probabil torenţial al materialelor erodate din platforme către bazinele de acumulare. O parte din acest material s-a acumulat şi remaniat prin curenţi marini pînă în zona Pietricica. Datorită acestora din urmă materialul a fost sortat şi stratificat.

În zona mai nordică, între valea Nemţişorului şi valea Moldovei, relieful şisturilor verzi era probabil mai accentuat, nepermiţînd insinuarea elementelor de platformă. Astfel conglomeratele ce aflorează în valea Nemţişorului cît şi în vestul anticlinalului Pleşu, sînt constituite exclusiv din şisturi verzi (valea Humei).

Prezenţa unor fragmente sporadice de calcare jurasice şi eocene, dolomite (T. J o j a, 1952) în componenţa acestor conglomerate, impune admiterea unui aport de pe continent, local şi cu totul subordonat.

Nu este exclus ca materialul din platformă să fi pătruns în bazinul miocen în zona actuală a bazinului inferior al Trotuşului, unde cordiliera şisturilor verzi era mai coborîtă, şi apoi transportat de curenţi şi sedimentat masiv în zona Pietricica şi din ce în ce mai slab spre nord.

În Ucraina subcarpatică, cordiliera şisturilor verzi constituie desigur un furnizor important al molaselor. Aici însă, pe lîngă influenţa platformei, se observă şi participarea accentuată a elementelor de fliş carpatic datorită fie alunecărilor submarine, fie unor reliefuri deja create şi afectate de abraziune (F e d u s c i a c, 1962).

Remanieri ale flişului carpatic se resimt şi pe teritoriul ţării noastre în depozitele mai fine dezvoltate în vestul unităţii subcarpatice, în special în zona externă. Astfel, unele gresii de tip grauwacke sau subgrauwacke apar constituite din fragmente litice de roci paleogene alături de roci sedimentare mai vechi şi şisturi cristaline inclusiv şisturi verzi.

În zona de curbură, conglomeratele de Bîrseşti remaniază pe lîngă elemente de Vorland şi rare elemente de fliş carpatic (P a u c ă, 1953) datorită probabil schimbării direcţiei reliefului din nord-nord-vest, către sud-est.

Institutul Geologic al României

Menţionăm că în zona de vest a depresiunii subcarpatice — la Brebu — se întîlnesc conglomeratele de vîrstă echivalentă cu o origine fundamental carpatică, fiind sub influenţa reliefului format în zona centrală, neexistînd către sud sud-vest un relief de Vorland mai pronunţat.

BIBLIOGRAFIE

Athanasiu S. (1915). Asupra prezenţei unor specii siluriene de Favozites în conglomeratele cenomaniene din Bucegi şi conglomeratele miocene din V. Oituzului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. IV, pg. 32—36. Bucureşti.

Băncilă I. (1957). Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. Ştiinţifică. Bucureşti.

Feduşciac M. I. (1962). Umovîi utvorenia eczoticnih conglomerativ vorotiscenscoi cerii Pred. Carpatia. *Ed. ANSRSU.* Kiew.

Grigoraş N. (1961). Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R. Ed. Tehn. Bucureşti.

Grigoraş N., Dăneţ T. (1961). Contribuţiuni la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene. *St. şi Cercetări de geologie.* Ed. Acad. Tom. VI nr. 3. Bucureşti.

Ivanciuc C. P. (1957). Gheologhicescoi stroenîe iovozapadvogo i iojnovo Pricernomorîia. *Ocerku po gheologhii CCCR,* Tom III.

Joja T. (1952). Cîteva observaţii geologice în zona miocenă dintre capătul de sud-est al Culmii Pleşu şi valea Cracăului (Neamţ). *D.S. Com. Geol.* vol. XXXIV (1945—46). Bucureşti.

Mrazec L. (1910). Distribuirea rocilor verzi din conglomeratele terţiare ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor României. *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. III. Bucureşti.

Mrazec L., Teisseyre W. (1912). Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. *M. de Int. Pétrolif. Roumains.* Bucureşti.

Paucă M. (1953). Despre Miocenul presarmaţian din regiunea de curbură a Carpaţilor. *An. Com. Geol.* vol. XXIV. Bucureşti.

Preda D. M. (1917). Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. VII, 1913. Bucureşti.

Zuber R. (1902). Neue Karpathen-Studien, etc. *Jahrb. der. k.k. geol. RA.* BLII Taf. B. Wien.

LES CONGLOMÉRATS DE PIETRICICA

PAR

ANDORINA ROSA

(Résumé)

Se proposant d'établir l'origine du matériel fragmentaire remanié par la mer miocène dans la région de Pietricica, le travail présent est basé

Institutul Geologic al României

sur une étude pétrographique comparative des éléments pséphitiques des conglomérats et des carottes provenus des forages d'exploration de la Plateforme Moldave.

La partie introductive est suivie par un exposé des résultats des recherches de laboratoire, avec dénombrement des roches rencontrées.

Dans la seconde partie, après un bref historique des recherches concernant le problème visé, on présente, de manière tout à fait générale, la stratigraphie de la Plateforme Moldave d'après ce qui résulte des données de forage.

Par la suite, on compare les résultats obtenus en laboratoire sur les carottes, avec ceux obtenus dans les recherches sur les conglomérats; considérations d'ordre paléogéographique — en guise de conclusion.

Le résultat de la comparaison du matériel sectionné prouve que les dépôts miocènes inférieurs en faciès conglomératique, du moins dans la zone de Pietricica, se sont formés de la chaîne des schistes verts et des dépôts de plateforme.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

STRUCTURA ÎN VIRGAŢIE A CRISTALINULUI MUNŢILOR SEMENIC [1])

DE

H. SAVU

Abstract

Virgation Structure of the Semenic Mountains. The paper shows that the structure of the crystalline rocks of the Semenic Mountains present a virgation consisting of a main anticlinal fold and several minor folds fanning out of the latter. The structure plunges to SW as shown by the lineation diagrams. Within the axis of the anticlinal structure, synorogene granitoid bodies occured. The main structure with granitoid masses in its axis establish the connection between Carpathians and Balkans.

Şisturile cristaline din munţii Semenic aparţin domeniului getic (Al. Codarcea, 1930) şi formează limita estică a cristalinului getic din zona Banatului. După cum s-a arătat mai înainte (Al. Codarcea, 1930), aceste şisturi se pot repartiza la două mari serii cristaline: una cunoscută sub numele de seria de Sebeş — mezometamorfică — (L. Pavelescu, 1959, Al. (Codarcea şi colab., 1961), serie care conţine în bază şi formaţiuni din seria de Lotru şi alta seria de Miniş, formată din şisturi epimetamorfice. Între aceste două serii metamorfice există, după cum susţin cercetătorii de mai sus, o tranziţie gradată.

Din punct de vedere stratigrafic, H. Savu şi C. Micu (1963) [2]) au arătat că, seria mezometamorfică este alcătuită din două mari complexe de roci cristaline: un complex gnaisic inferior şi un complex de mica-şisturi [3]) situat deasupra primului (fig. 1).

[1]) Comunicare în şedinţa din 6 decembrie 1963.

[2]) H. Savu, C. Micu, 1960. Raport geologic asupra regiunii Slatina Timiş—Brebu Nou (Munţii Semenic). Arh. Com. Geol.

[3]) H. Savu, 1961. Studiul geologic şi petrografic al regiunii Văliug (Munţii Semenic). Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Complexul paragnaiselor conţine în bază cîteva nivele de dolomite cristaline şi de calcare cu silicaţi. Din loc în loc, se întîlnesc şi cîteva nivele de amfibolite — unele cu piroxen — şi de gnaise amfibolice sau de micaşisturi. Acest complex se dezvoltă în zona centrală a părţii de est a mun-

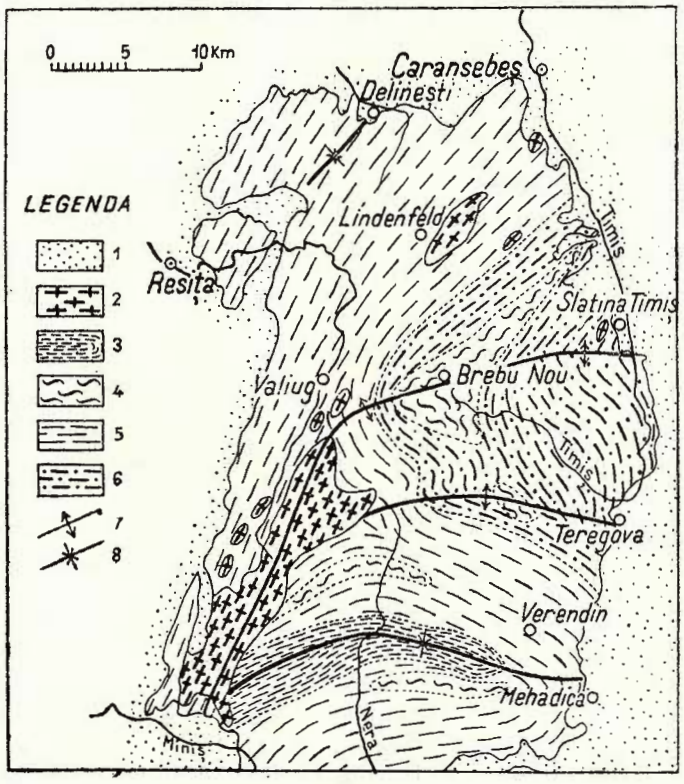


Fig. 1. — Schiţa geologică structurală a munţilor Semenic (după date ale autorului şi din literatură).

1, formaţiuni postcristaline; 2, granitoide gnaisice; 3, şisturile epimetamorfice ale seriei de Miniş; 4, roci migmatice; 5, complexul micaşisturilor; 6, complexul paragnaiselor; 7, ax de anticlinal; 8, ax de sinclinal.

Fig. 1. — Esquisse géologique structurale des Monts de Semenic (d'après les données de l'auteur et de la littérature).

1, formations postcristallines; 2, granitoïdes gneissiques; 3, schistes épimetamorphiques de la série de Miniş; 4, roches migmatiques; 5, complexe des micaschistes; 6, complexe des paragneiss; 7, axe d'anticlinal; 8, axe de synclinal.

ţilor Semenic. În ideia expusă de noi mai înainte (H. S a v u, 1962 a), corespondentul acestui complex în Carpaţii orientali trebuie să fie reprezentat prin paragnaisele cu sillimanit asociate, de asemenea, cu calcare

Institutul Geologic al României

cu silicaţi, între care şi forsterit, de la Voşlăbeni. Şi aici, ca şi în Semenic, există probabil aceleaşi zone de metamorfism, cu deosebirea că în Carpaţii orientali ele sînt modificate uneori de retrometamorfismul determinat de faza metamorfică mai tîrzie.

În zona de tranziţie de la complexul paragnaiselor la cel al micaşisturilor, apar cîteva nivele de cuarţite feldspatice sau micacee, roci care indică o schimbare a condiţiilor de sedimentare existente pînă atunci în vechiul geosinclinal, în care s-au depus formaţiunile premertamorfice, din care au provenit şisturile cristaline actuale.



Fig. 2. — Vîrful Semenic alcătuit din micaşisturi. În primul plan localitatea Brebu Nou. Foto H. Savu, 1960.

Fig. 2. — Le faîte de Semenic constitué par des micaschistes. En premier plan, la localité de Brebu Nou. Photo prise par l'auteur, 1960.

Cît priveşte complexul micaşisturilor de deasupra, acesta este foarte larg dezvoltat, ocupînd aproape tot masivul Semenicului (fig. 2). El nu este un complex unitar, căci între formaţiunile sale alcătuite preponderent din micaşisturi cu disten, staurolit şi granaţi, se intercalează adesea paragnaise şi cuarţite mai ales în sectorul Văliug, sau gnaise cuarţo-feldspatice, amfibolite şi şisturi manganifere, cum sînt cele din zona Rugi—Delineşti—Tîrnova (L. Roşca, 1954), (H., Savu 1962) [1]), unde ele ajung să formeze un adevărat complex metamorfic. Unele amfibolite reprezintă evident produsele metamorfozate ale magmatismului iniţial al geosinclinalului.

În munţii Apuseni, Preluca, Rez şi Bîc, seriei mezometamorfice din Semenic îi corespund seriile care au de asemenea migmatite, micaşisturi cu andaluzit şi conţin zăcămintele de mangan de la Maşca (H. Savu, 1962 b). În Dobrogea, ea trebuie să fie reprezentată prin cristalinul situat sub şisturile verzi algonkiene (G. Murgoci, 1914), cris-

[1]) H. Savu, I. Gheorghiţă, Al. Vasilescu, M. Băloiu. 1955. Raport geologic de prospectare a regiunii Rugi—Delineşti—Tîrnova. Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

talin în care apar uneori gnaise cu sillimanit (V. Ianovici, D. Giuşcă 1960), (V. Ianovici şi colab., 1961).

Complexul micaşisturilor ocupă toată zona din partea de W şi de NW a munţilor Semenic. Spre S şi SW, el se afundă sub formaţiunile epimetamorfice ale seriei de Miniş, de sub care reapare apoi mai la sud, pentru a fi acoperit mai departe de formaţiunile postcristaline, care aparţin Permo-Carboniferului, Mezozoicului şi Terţiarului (Al. Codarcea şi colab., 1961).



Fig. 3. — Injecţii lenticulare de pegmatit în amfibolite şi paragnaise cu biotit la Teregova (vechea exploatare de pegmatite). Foto H. Savu, 1962.

Fig. 3. — Injections lenticulaires de pegmatite en amphibolites et paragneiss à biotite à Teregova (ancienne exploitation de pegmatites). Photo prise par l'auteur, 1962.

În ambele complexe prezentate mai sus, dar mai ales în cel al paragnaiselor, se dezvoltă roci migmatice — „phlebite" (Scheumann, 1937) — de tipul migmatitelor paralele (lit-par-lit), lenticulare şi oculare [1]), generate de soluţii migmatice migrate din zona de anatexie (fig. 3 şi 4).

Seria de Miniş, situată stratigrafic deasupra seriei mezometamorfe, este alcătuită în general din micaşisturi cu granaţi, şisturi amfibolice, filite şi cuarţite.

În ce priveşte structura cristalinului munţilor Semenic, în toate lucrările mai vechi se menţiona existenţa în regiune a unor cute anticlinale sau sinclinale (Fr. Schafarzik, 1914, L. Roşca, 1954, C. Hurduzeu, 1962). Aceste cute nu erau însă urmărite pe teren spre a se vedea orientarea fiecăreia din ele şi nu se cunoşteau raporturile ce

[1]) Pentru o separare mai exactă a migmatitelor oculare propunem denumirile de 1. migmatite oculare fenoblastice, pentru rocile în care „oculii" sînt alcătuiţi dintr-un singur metablast larg dezvoltat de plagioclaz sau de feldspat potasic (ex. gnaisul ocular de Cozia) şi de 2. migmatite oculare cumuloblastice, pentru migmatitele oculare din munţii Semenic, de care ne ocupăm, a căror metasomă (metatect) este constituită dintr-un agregat de diferite cristaloblaste.

Institutul Geologic al României

există între diferitele cute. De aceea, persista ideia că, cristalinul munţilor Semenic este alcătuit dintr-un monoclin de şisturi cristaline, orientat pe direcţia NNE — SSW, monoclin ce era complicat în partea de sud a regiunii prin apariţia unor orientări de strate diferit de cele din partea de nord. Mai multă atenţie s-a acordat rolului pe care l-au jucat munţii Semenic în timpul mişcărilor orogenice mai tîrzii.

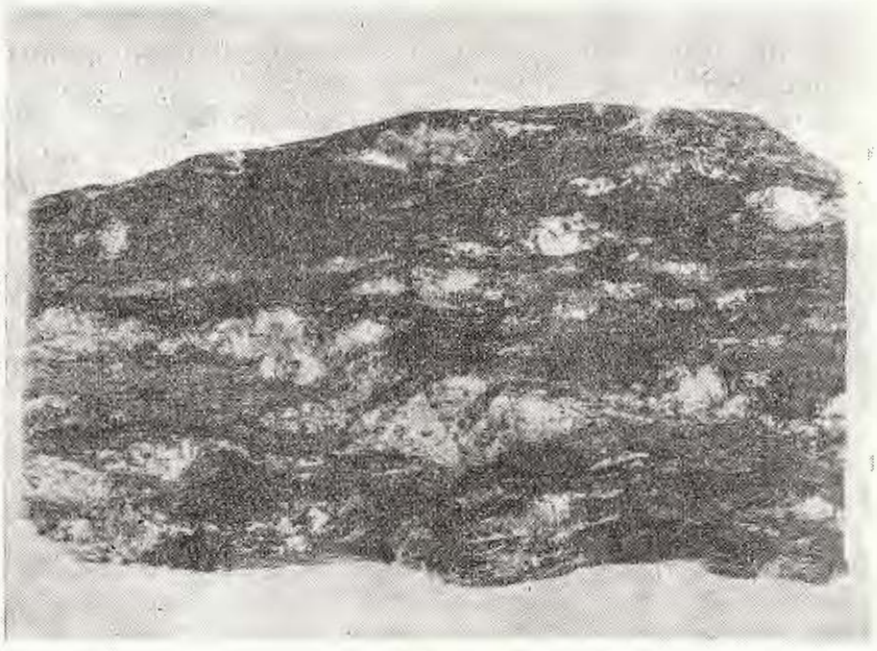


Fig. 4. — Migmatit ocular (oftalmit) de pe valea Gozna (Văliug). Mărimea 1 : 2.
Fig. 4. — Migmatite œillé (ophthalmite) sur la vallée de Gozna (Văliug). Grossissement 1 : 2.

În anul 1960, H. Savu şi C. Micu (1963) au pus în evidenţă o mare structură anticlinală în regiunea Slatina Timiş—Brebu Nou, structură al cărui ax are direcţia de la E spre WNW — WSW — SW şi se afundă în sensul indicat sub unghiuri care variază între 16° şi 34°. Această structură se continuă spre SW, în zona plutonului de granitoide de la Poniasca[1]), unde C. Hurduzeu (1962) semnala anterior existenţa unui anticlinal. Noi vom considera acest anticlinal ca structura majoră din regiune şi-l vom denumi anticlinalul Slatina Timiş—Poniasca.

La sud de această structură majoră mai există o structură anticlinală, asociată primei şi situată între Teregova şi plutonul de la Po-

[1]) H. Savu, 1961. Op. cit.

Institutul Geologic al României

niasca [1]). Ea are aproximativ aceeaşi orientare, ca şi prima, de care se apropie treptat în partea de vest a cristalinului munţilor Semenic, către izvoarele pîrîului Nera şi se afundă în aceeaşi direcţie. Noi am denumi această structură anticlinalul Teregova—Nera.

Între cele două structuri anticlinale descrise mai sus, se află o structură sinclinală, situată aproximativ între Armeniş, valea Timişului şi pîrîul Semenicului. Această structură se pierde în apropiere de plutonul granitoid din axul anticlinalului major. Dispariţia ei are loc în zona izvoarelor pîrîului Zănoaga, afluent al văii Nerganiţa.

După cum se vede pe harta din fig. 1, structurile descrise mai sus produc o mare boltire în masa şisturilor cristaline din munţii Semenic. În axul acestei mari boltiri se succed de la E spre W şi SW, complexul paragnaiselor cu zonele de migmatite şi complexul micaşisturilor.

Şisturile cristaline, situate la N şi NW de axul anticlinal major , sînt orientate pe direcţia NE — SW îşi înclină treptat spre NW, tinzînd să formeze un monoclin, întrerupt din loc în loc, de unele cute anticlinale secundare, situaţie mai caracteristică în regiunea Rugi—Delineşti—Tîrnova.

La S de anticlinalul Teregova—Nera şi la SE de terminaţia sudică a anticlinalului major Slatina Timiş—Poniasca, a fost menţionată existenţa unei structuri sinclinale, în al cărui ax se găsesc şisturile epimetamorfice ale seriei de Miniş (H u r d u z e u C., 1962). Urmărind extinderea formaţiunilor acestei serii, am trasat poziţia axului sinclinalului (fig. 1). În funcţie de orientarea lui, noi îl vom denumi sinclinalul Mehadica—Poniasca. Deşi nu am cercetat în întregime, pînă acum, această parte de sud a munţilor Semenic, credem totuşi că pe lîngă structura sinclinală prezentată, mai există şi aici unele structuri de importanţă mai mică.

Trasarea pe hartă a tuturor cutelor descrise mai sus arată că structura munţilor Semenic, deosebit de ceea ce s-a crezut pînă acum că ea ar fi reprezentată printr-un monoclin orientat pe direcţia NNE—SSW, este alcătuită dintr-o structură anticlinală majoră orientată pe direcţia SSW—NNE, structură care se curbează în zona vîrfului Semenic spre NE şi apoi spre est şi E—SE. Din această structură majoră se despart apoi, mai la sud, alte structuri sinclinale sau anticlinale, care sînt paralele cu segmentul curb, de NE, al structurii majore. După cum se poate observa, toate aceste structuri secundare se situează aproximativ perpendicular pe vechiul monoclin conceput de autorii anteriori.

[1]) H. S a v u, 1962. Raport geologic asupra regiunii Teregova—Luncaviţa—Armeniş. Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Această orientare a structurilor, care se despart toate din una principală ca ramurile dintr-un buchet, corespunde întocmai unei structuri în virgaţie, aşa cum este ea descrisă în diferite lucrări (I. Dumitrescu, 1963). Asemenea structuri sînt cunoscte în zonele de şisturi cristaline cutate în diferite faze de orogeneză vechi (De Sitter, 1956). Structura în virgaţie a luat naştere în timpul mişcărilor orogenice precambriene, cînd s-a produs şi metamorfismul şisturilor cristaline din regiune. Deci ea este o structură primară, sinmetamorfică.

Pentru a ilustra cele arătate mai sus, am proectat pe diagramele de sector (fig. 5 a, b, şi c) poziţiile elementelor lineare (cristale, striuri şi microcute) măsurate în regiune, în timpul cercetărilor din ultimii ani.

Astfel, diagrama din fig. 5a conţine lineaţiile măsurate în sectorul cuprins între Teregova—Brebu Nou—Slatina-Timiş [1]). După cum rezultă din diagramă şi din hartă, un număr de lineaţii au direcţia WNW—ESE şi înclinarea variabilă înspre WNW. Aceeaşi direcţie o au, în partea de est a munţilor Semenic şi axele structurilor. Cele mai multe lineaţii sînt orientate însă, în direcţia ENE—WSW şi înclină spre WSW ; numai cîteva lineaţii au prezentat înclinări slabe spre ENE. Lineaţiile formează pe această diagramă un maxim important pe direcţia S79°W, spre care ele înclină cu 30°.

Un număr mai mic de lineaţii se grupează într-un maxim mai slab, situat pe direcţia S52°W ; ele au o înclinare medie de 31° în sensul arătat. Aceste lineaţii ultime se orientează pe direcţia segmentului sudic al anticlinalului major şi reprezintă, în parte, lineaţiile din extremitatea vestică a sectorului Teregova—Brebu Nou.

Diagrama din fig. 5 b conţine proecţia lineaţiilor din sectorul Văliug [2]), sector situat pe flancul vestic al structurii anticlinale majore în zona în care ea se curbează mai accentuat spre SSW. În această regiune se mai păstrează puţine lineaţii orientate pe direcţia WNW. Cele mai multe se situează pe direcţia NE — SW şi înclină spre SW. În această direcţie ele formează, ca şi lineaţiile din sectorul Teregova, două maxime, unul pe direcţia S68°W indicînd o afundare medie a structurilor de 35° şi altul pe direcţia S44°W, cu o înclinare medie de 30°. Ambele maxime sînt deplasate cu cîteva grade mai spre sud decît maximele corespondente din diagrama din fig. 5 a.

Din analiza celor două diagrame cu simetrie triclinică rezultă că, în porţiunea în care cutele structurii în virgaţie se îndepărtează de anti-

[1]) H. Savu, 1962. Op. cit.
[2]) H. Savu, 1961. Op. cit.

Institutul Geologic al României

clinalul major, dirijîndu-se spre NE, E şi ESE, lineaţiile se orientează pe două direcţii, orientare din care rezultă cîte două maxime pe diagramele din fig. 5 a şi 5 b. Maximele importante de pe fiecare diagramă indică orientarea generală a cutelor în această parte a structurii în virgaţie, iar maximele slabe indică tendinţa unor lineaţii de a se orienta pe direcţia segmentului sudic al anticlinalului major. Fiecare maxim se deplasează, succesiv, cu cîteva grade spre sud faţă de corespondentul său de pe diagrama anterioară. Aceste elemente corespund elementelor unei cute neplane şi necilindrice (T u r n e r şi W e i s s, 1963).

Modul de orientare a lineaţiilor pe două direcţii şi proectarea lor în două maxime, indică o neomogeneitate regională. Aceasta se pare că trădează îmbinarea, în zona structurii în virgaţie, a două direcţii de transport tectonic, respectiv direcţia axelor structurilor care se desprind din anticlinalul major şi direcţia axului acestuia din urmă. Deplasarea maximelor de la direcţia aproape E—W, treptat spre SSW, arată tocmai curbarea structurilor de la direcţia WNW, în partea de est, spre WSW şi SSW în partea de SW a munţilor Semenic.

Aceste concluzii sînt confirmate şi întărite de diagrama din fig. 5 c de simetrie ortorombică, pe care sînt proectate lineaţiile din sectorul izvoarelor văii Nera şi văii Bîrzava, în zona părţii de nord a plutonului granitoid de Poniasca. Pe această diagramă aproape toate lineaţiile se orientează pe direcţia NE—SW. Proecţia lor nu mai formează două maxime, ci pe diagramă se mai păstrează doar un singur maxim şi anume, cel care corespunde direcţiei structurii anticlinale majore, care este orientat pe direcţia S50°W şi indică o afundare a lineaţiilor de 18° în acest sens. Maximul care pe diagramele anterioare se păstra ca un maxim puternic, dispare aici cu totul. Trecerea de la forma diagramei 5 b la cea a diagramei 5 c se face probabil treptat, existînd mai la nord de sectorul valea Nera — valea Bîrzava şi situaţii intermediare (pl. I).

Perpendicular pe direcţia cutelor acestei structuri s-au format fisuri *ac* şi falii orientate pe direcţia NW—SE, care decroşează uneori axul structurilor. Apar de asemenea, fisuri şi falii direcţionale sau fracturi care fac un unghi mic cu direcţia structurilor.

Structura în virgaţie a munţilor Semenic a influenţat şi asupra distribuţiei intruziunilor granitoide. Astfel, în partea de SW, în zona Poniasca, unde se unesc toate structurile, se găseşte intrus în axul anticlinalului major plutonul granitoid, sincinematic (E s k o l a, 1961), cu acelaşi nume. Acesta este alcătuit din tonalite, granodiorite şi granite cu textură orientată, străbătute de filoane de granite leucocrate aplitice

Institutul Geologic al României

şi de pegmatite. Intruziunea are la suprafaţă, o lungime de peste 20 km şi o lăţime de cîţiva kilometri. Contactele sale se afundă lateral, concordant flancurilor structurii anticlinale, după forma plutonilor batolitici (planşa II). În jurul său apar intruziuni satelite mai mici, care injectează[1])

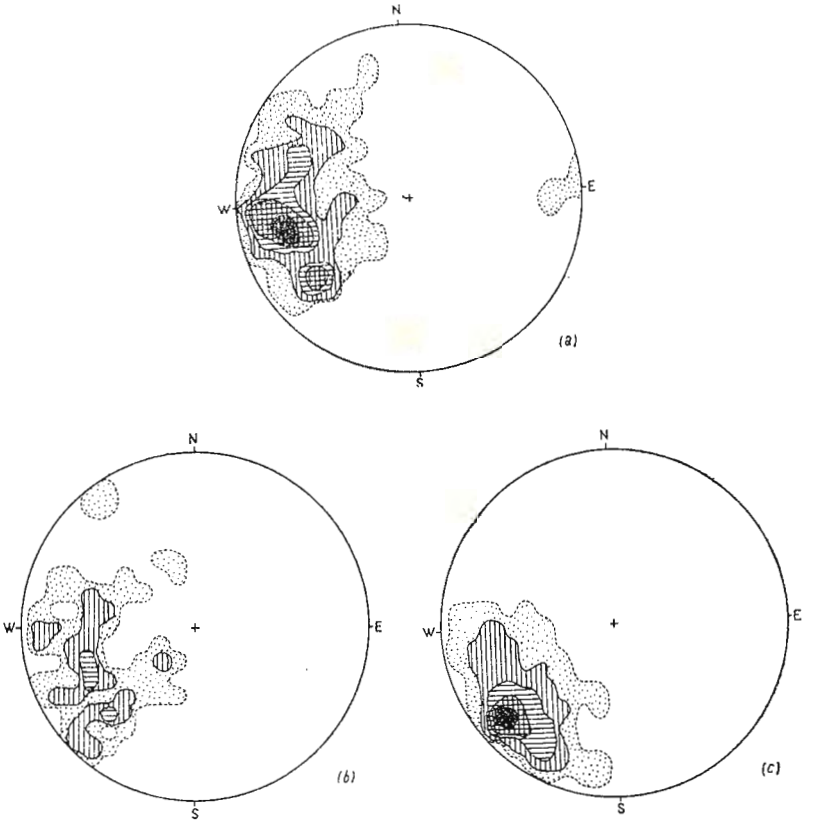


Fig. 5. — Diagramele lineaţiilor din partea centrală a munţilor Semenic.

a, diagrama lineaţiilor din sectorul Teregova – Brebu Nou – Slatina-Timiş (70l); izolinii: 0,5 – 2 – 4 – 6 – 9%; diagrama lineaţiilor din sectorul Văliug (35l); izolinii: 0,5 – 1,5 – 2,5%; c, diagrama lineaţiilor din sectorul izvoarele văii Nera – văii Bîrzava (100 l); izolinii: 0,5 – 3 – 6 – 13 – 15%.

Fig. 5. — Diagrammes des linéations de la partie centrale des Monts de Semenic.

a, diagramme des linéations du secteur Teregova – Brebu Nou – Slatina-Timiş (701); isolignes: 0,5 – 2 – 4 – 6 – 9%; b, diagramme des linéations dans le secteur Văliug (35 l); isolignes: 0,5 – 1,5 – 2,5%; c, diagramme des linéations du secteur Izvoarele văii Nera – văii Bîrzava (100l); isolignes: 0,5 – 3 – 6 – 13 – 15%.

[1]) Constantinof D., 1959. Raport asupra cartărilor geologice pentru foaia 1 : 1000 000 Reşiţa – Oraviţa. Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

(Al. Codarcea, 1930). (L. Pavelescu, 1959) şi migmatizează uneori şisturile cristaline din apropiere. Iau naştere astfel migmatite arteritice (Sederholm, 1923), în general lenticulare. În masa corpului granitoid se găsesc numeroşi xenoliţi de şisturi cristaline, parţial granitizaţi, care ajung uneori pînă la stadiul de skialite (Goodspeed, 1959).

Terminaţia nord-estică a plutonului este bifidă, fiind alcătuită din două ramuri. Ramura principală se menţine în axul structurii anticlinale majore, iar a doua ramură tinde să urmărească direcţia anticlinalului Nera—Teregova (pl. II).

Spre NE de terminaţia plutonului, în direcţia în care se răsfiră structurile, nu mai apar intruziuni de mărimea plutonului de la Poniasca. Aici s-ar părea că masa injecţiei granitoide ce venea din adîncime s-a dispersat şi ea, fiind împărţită printre structurile formate. Astfel, cîteva apofize ale ramurii principale a plutonului se continuă spre NE pînă la paralelul localităţii Văliug. Mai departe spre NE, apar intruziunile de granodiorit de la Lindenfeld şi de la Buchin. La sud de acestea se mai întîlnesc cîteva intruziuni în zona de la vest de Slatina Timiş, dintre care, cea mai importantă este cea de lîngă această localitate. Toate aceste intruziuni corespund la ceea ce Buddington (1959), denumeşte intruziuni din mezo-katazonă.

Şisturile cristaline, ca şi granitoidele, sînt străbătute de filoane concordante sau discordante de diferite varietăţi de pegmatite. Acestea se grupează pe zone, dintre care, cea mai importantă este zona Teregova—Slatina Timiş—Goleţ—Petroşniţa, zonă care este situată în complexul paragnaiselor. O altă zonă de pegmatite este localizată în complexul micaşisturilor pe linia Ohabiţa—Delineşti—Tîrnova. Tot în complexul micaşisturilor se află pegmatitele şi filoanele de cuarţ cu mineralele de titan şi disten de la Gărîna—Lindenfeld.

Datorită structurii în virgaţie care se afundă în direcţia SW, direcţie în care se apropie diferitele cute de cuta anticlinală majoră, s-a putut urmări, după cum am văzut, stratigrafia şisturilor cristaline, stabilindu-se complexele principale de roci metamorfice.

Tot graţie acestei structuri am putut urmări pe teren şi gradul de metamorfism pe care l-au suferit diferitele formaţiuni. Astfel, încă din anul 1960 am arătat (H. Savu şi C. Micu, 1963), că din punct de vedere al gradului de metamorfism, în munţii Semenic se pot stabili mai multe zone:

a) Zona de sillimanit, cea mai din adîncime, este situată în partea de est a munţilor Semenic, între Teregova şi Slatina-Timiş, unde apare

Institutul Geologic al României

între capetele celor două axe ale structurilor anticlinale (fig. 1). În aceeaşi zonă apar şi calcare cu silicaţi (flogopit, tremolit, piroxen şi forsterit)[1]).

b) Zona cu disten care se află imediat la vest de prima, se situează geometric deasupra acesteia;

Un nivel de formaţiuni iniţial foarte bogate în Al_2O_3, localizat în gnaisele de la Armeniş, aproximativ la limita dintre cele două zone de metamorfism, a trecut în gnaise şi şisturi cu porfiroblaste mari de cordierit [2]) şi de andaluzit. Sub acţiunea unor soluţii sinmetamorfice mai tîrzii şi încărcate cu ioni de K^{1+}, cristaloblastele de silicaţi de aluminiu au fost înlocuite cu sericit (pinit), rocile apărînd actualmente ca retrometamorfozate.

c) Aceste zone de metamorfism se menţin în cadrul complexului inferior, paragnaisic, al seriei mezometamorfice. În partea superioară a acestui complex şi în cea mai mare parte a complexului micaşisturilor situat deasupra primului, se dezvoltă o altă zonă de metamorfism, cea mai întinsă, zona cu staurolit şi disten. În această zonă sînt cuprinse şisturile cristaline de la NW, pînă dincolo de localităţile Delineşti şi Reşiţa.

d) Spre sud însă, în direcţia în care se afundă structura în virgaţie, după cercetările efectuate de noi în anul acesta (1963), zona cu staurolit şi disten trece treptat la o zonă cu staurolit (+ almandin). După datele din literatură (L. Pavelescu, 1959, C. Hurduzeu, 1962) se pare că mai la sud, se trece prin şisturile cu porfiroblaste de granaţi la şisturile cu biotit şi clorit. Peste aceste ultime şisturi cristaline stau şisturile verzi ale seriei epimetamorfice de Miniş.

Structura cristalinului munţilor Semenic pe care am pus-o în evidenţă are, pe lîngă faptul că ne ajută să privim într-un mod nou alcătuirea geologică a acestei regiuni şi o deosebită importanţă pentru lămurirea raporturilor ce există între Carpaţii meridionali şi Balcani. În această privinţă munţii Semenic ocupă o poziţie nodală, ei aflîndu-se în zona în care se face legătura dintre aceste două catene muntoase.

Putem constata că, legătura dintre structurile cristalinului domeniului getic din Carpaţii meridionali şi ale celui din Balcani, este făcută de structura majoră orientată aproximativ N—S[3]), structură în al cărui ax apar intruziunile granitoide de la Poniasca, Sicheviţa şi cele din Jugoslavia.

[1]) H. Savu. 1962. Op. cit.

[2]) H. Savu, 1962. Op. cit.

[3]) Mai la vest, pe Dunăre, este probabil să mai existe astfel de structuri importante, dar sînt astăzi acoperite de depozite postcristaline.

Institutul Geologic al României

În zona în care Carpaţii încep să se curbeze spre sud, deci în munţii Semenic, structura majoră începe să se desfacă în mai multe cute, care se orientează şi se ridică după cum am văzut, spre est, formînd structura în virgaţie. Este probabil ca un fenomen asemănător să se producă şi în zona în care Balcanii se dirijează spre est.

Concentrarea structurilor orientate E—W ale Carpaţilor meridionali şi ale Balcanilor într-o structură majoră situată în zona de curbură şi orientată pe direcţia N—S, se poate explica pe baza tectonicei de ansamblu a acestei regiuni. Se pare că această zonă de curbură a catenei carpato-balcanice a suferit în timpurile precambriene, cînd s-au cutat şi metamorfozat şisturile cristaline, eforturi tectonice mai mari. Aceste eforturi au fost dirijate E—W şi determinate de împingerile nucleului de roci cristaline mai vechi ale platformei moezice spre W, în direcţia bifurcării catenei alpine în cele două ramuri ale sale, carpatică şi balcanică, ramuri ce îmbracă de la vest vechea platformă. Datorită acestor condiţii din zona de curbură, mişcările tectonice s-au concentrat şi s-au concretizat într-o structură anticlinală (anticlinorie) majoră, în axul căreia s-au concentrat şi magmele palingene granitoide, generate de aceste mişcări (Stille, 1940).

Cu cît se merge spre NE şi spre E, în lungul Carpaţilor meridionali, eforturile tectonice au fost mai slabe şi erau orientate aproximativ N—S. Aceste eforturi mai slabe s-au concretizat însă în mai multe structuri paralele, care se despart în virgaţie din cuta majoră. Este probabil că aceleaşi cauze au determinat şi lipsa de intruziuni granitoide sincinematice mai mari. Astfel, în munţii Poiana Ruscă, Sebeş, Lotru şi Făgăraş, seriile mezometamorfice, echivalente şi anterifeene (M. Dessila — Codarcea, 1964), ale domeniului getic nu mai conţin corpuri granitoide de importanţă mare. Ele sînt reprezentate prin intruziuni mici şi se ivesc din loc în loc (L. Pavelescu, 1959). În schimb şi aici, ca şi în zona munţilor Semenic, sînt frecvente procesele de migmatizare (Al. Codarcea şi colab., 1961).

Tectonica postcristalină mai recentă nu a mai influenţat în mod esenţial structura internă a cristalinului. Masa de şisturi cristaline a munţilor Semenic s-a comportat atît în timpul mişcărilor orogenice hercinice tîrzii, cît şi al celor mezozoice şi neogene, ca o masă rigidă ce nu a mai fost cutată [1]). El a suferit însă fenomene de fracturare şi laminare, care

[1]) Recent au apărut lucrările: Boncev E., Einige Ideen zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen den Südkarpaten und den Balkaniden şi Jaranov D., Megaantiklinorii Karpato-Balkanskii dughi, ambele în Congr. V-lea al Asoc. Carpato-Balcanice 1961, Comunicări Ştiinţifice, Sect. III: Tectonica, Bucureşti 1963. În comunicările lor autorii

Institutul Geologic al României

sînt mai caracteristice în partea de nord a zonei Reşiţa—Moldova Nouă cu formaţiuni permo-carbonifere şi mezozoice.

După cum au arătat cercetările anterioare, (Gr. Răileanu, 1954), (Al. Codarcea şi colab., 1961) şi după datele noastre, formele structurale rezultate în urma mişcărilor hercinice şi mezozoice au fost dirijate aproximativ NNE—SSW. Aceasta este şi direcţia zonei de laminare a şisturilor cristaline din partea de nord a zonei Reşiţa.

Cristalinul Semenicului a fost de asemenea solicitat şi de mişcările cretacice (Al. Codarcea, 1940). Datorită acestor mişcări a luat naştere un sistem de fracturi orientat aproximativ pe aceiaşi direcţie, ca şi planele de laminare hercinice. În zona Teregova—Luncaviţa şi în partea de sud a masivului cristalin, au fost puse în loc pe aceste fracturi filoane banatitice de diorite cuarţifere, granodiorite, porfire dioritice şi granodioritice.

La contactul cu şisturile cristaline, aceste intruziuni produc aureole de contact, în care gnaisele şi micaşisturile recristalizează, formînd uneori corneene cu andaluzit.

În raport cu sistemele de fracturi neogene, după care unele zone din jurul munţilor Semenic s-au scufundat, determinînd o serie de bazine sedimentare terţiare, de dimensiuni şi forme variate, observăm că masa rigidă a cristalinului ne apare astăzi ca un horst.

Concluziile generale ce se pot formula din cele arătate mai sus, sînt următoarele:

Structura primară a cristalinului munţilor Semenic este o structură în virgaţie, care a luat naştere în timpul mişcărilor orogenice precambriene, cînd s-au metamorfozat şi şisturile cristaline.

Diferitele cute ale structurii se despart dintr-o cută anticlinală majoră, care este orientată N—S şi se curbează apoi treptat spre NE, E şi ESE în direcţia arcului carpatic. Structura în general se afundă spre SW.

Structura anticlinală majoră, care face legătura între Carpaţii meridionali şi Balcani, conţine în axul său intruziuni granitoide sinorogene, puse în loc în timpul formării sale.

Datorită poziţiei actuale a structurii în virgaţie, de a se afunda treptat de la E spre WSW şi SW, s-a putut stabili stratigrafia şisturilor cristaline al munţilor Semenic, separîndu-se două complexe mari de

nu se referă la structura primară, sinmetamorfică, a fundamentului cristalin precambrian al Carpaţilor, ci au în vedere comportarea acestui fundament în timpul mişcărilor poscristaline, mai ales cele alpine.

Institutul Geologic al României

şisturi mezometamorfice, care suportă în partea de sud, formaţiunile din faciesul de şisturi verzi ale seriei de Miniş.

Poziţia actuală a structurii ne-a permis de asemenea, să urmărim gradul de metamorfism pe care l-au suferit şisturile cristaline, astfel că, de la baza stivei de roci metamorfice în sus, am putut urmări zonele cu sillimanit, cu disten, cu staurolit, etc., peste care stau şisturi cu biotit şi clorit.

Cristalinul Semenicului deşi a fost reluat în mişcările hercinice şi mezozoice, structura sa primară nu a fost modificată, în ea apărînd doar diferite plane de forfecare orientate pe direcţia NNE—SSW, pe care au fost puse în loc roci intrusive banatitice.

BIBLIOGRAFIE

Belousov V. V. (1961). Structurnaia Geologia. *Izd. Mosk. Universiteta.*

Buddington F. A. (1959). Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. of. Am.*, 70, Nr. 6.

Codarcea Al. (1940). Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinţi. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX. Bucureşti.

Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961). *Ghidul excursiilor Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V. C. Carpaţii Meridionali.* Bucureşti.

Codarcea-Dessila M. (1964). Consideraţiuni asupra stratigrafiei, genezei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii meridionali centrali — regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXXIV (1962—1963).

Dumitrescu I. (1962). Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică şi cartare geologică. Bucureşti.

Eliseev N. A. (1959). Metamorfism. Leningrad.

Eskola E. P. (1961). Geologiceskie i geohimiceskie osobenosti kristalicescovo fundamenta Finlandii. În *„Fizicohimiceskie problemi formirovania gornih porod i rud.*, vol. I. Moskva.

Goodspeed G. E. (1959). Some textural features of magmatic and metasomatic rocks. *Amer. Min.* vol. 44, Nr. 3—4.

Hurduzeu C. (1962). Cercetări geologice şi petrografice în partea centrală a Munţilor Semenic. *D.S. Com. Geol.*, vol. XLV.

Ianovici V., Giuşcă D. (1960). Contribuţiuni la studiul fundamentului cristalin din Podişul Moldovenesc şi Dobrogea. *Stud. şi Cerc. Geol.* Tom VI, 1, 1961.

Ianovici V., Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuţă O., Chiriac M. (1961). *Ghidul excursiilor Asoc. Carpato-Balcanică., Congr. V, D. Dobrogea.* Bucureşti.

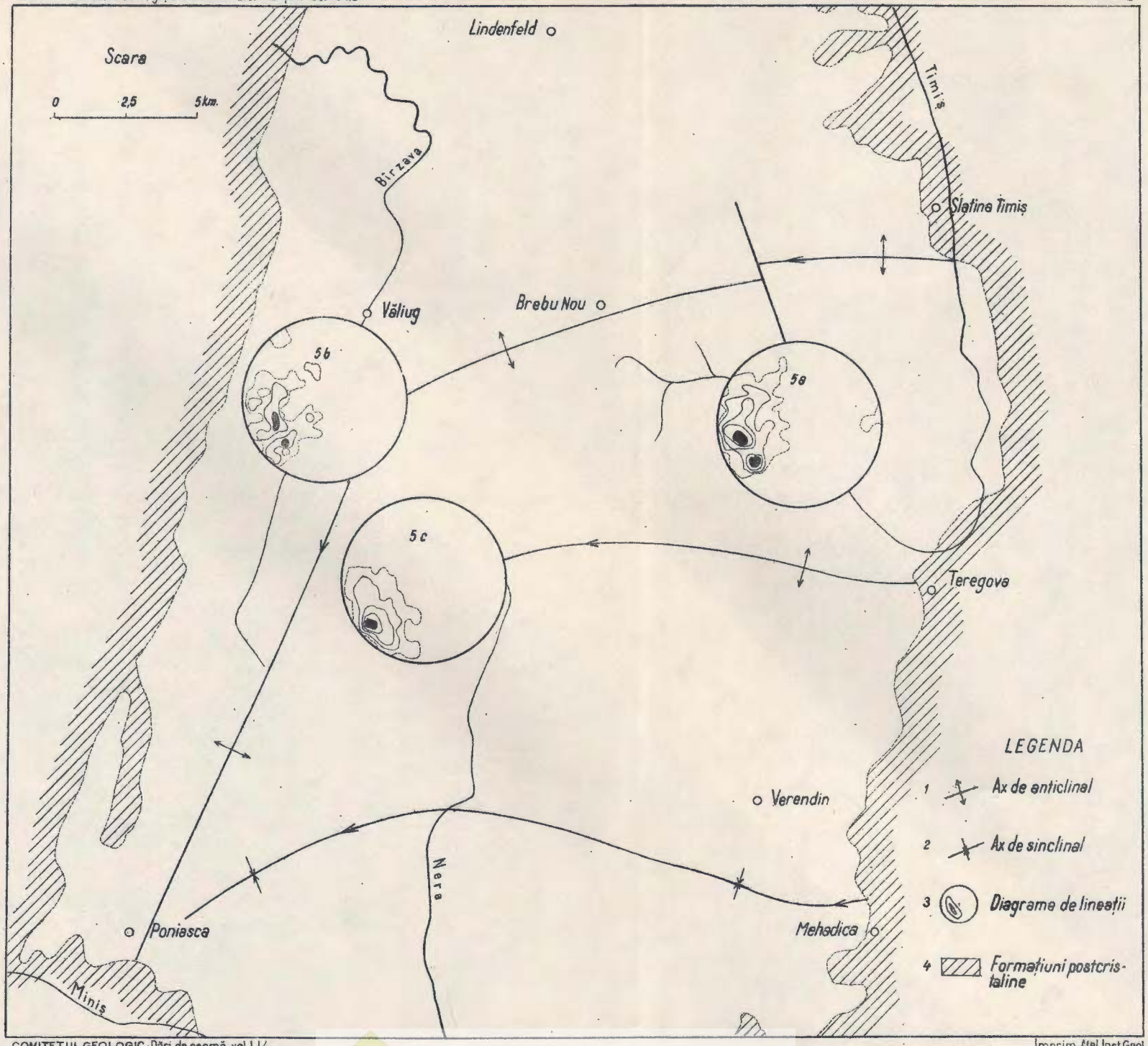
Murgoci G. (1914). Études géologiques dans la Dobrogea de Nord. La tectonique de l'aire cimmérienne. *Ann. Inst. Géol. Roum.* VI,. Bucureşti.

Pavelescu L. (1959). Geologia Carpaţilor meridionali. *Anal. rom. sov., Secţ. St. Geol.*, I—II. Bucureşti.

Răileanu Gr. (1954). Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei regiunii Faţa Mare—Svinicea Mare. *D.S. Com. Geol.* vol. XXXVIII (1950—1951). Bucureşti.

Institutul Geologic al României

CARTODIAGRAMA STRUCTURII IN VIRGAȚIE A MUNȚILOR SEMENIC

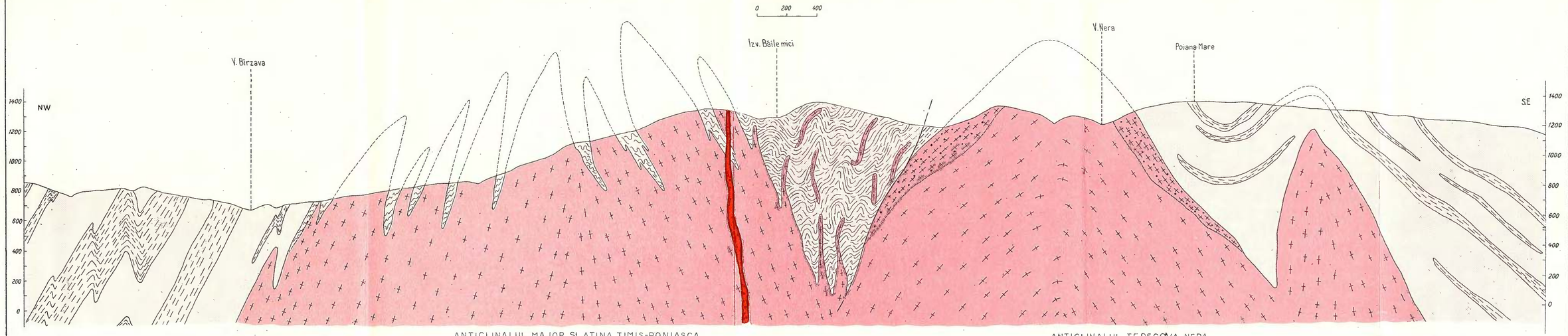


Imprim. Atel. Inst. Geol

Institutul Geologic al României

H. SAVU

PROFIL GEOLOGIC IN PARTEA DE NE A PLUTONULUI GRANITOID DE LA PONIASCA



LEGENDA

- Banatite
- Granite cu muscovit
- Granodiorite gnaisice cu separații rare de tonalite
- Rocele din aureola plutonului: migmatite, roci cu fenoblaste de muscovit, roci biotitizate ± silimanit
- Paragnaise cu muscovit și biotit
- Micașisturi cu muscovit și biotit ± almandin și staurolit ± disten
- / Falie

Institutul Geologic al României

Roşca L. (1954). Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice şi petrografice din regiunea Munţilor Semenic de Nord. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). Bucureşti.

Savu H. (1962 a). Cercetări petrografice în Cristalinul masivului Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957). Bucureşti.

Savu H. (1962 b). Contribuţiuni la cunoaşterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delineşti (Munţii Semenic). *D.S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). Bucureşti.

Savu H., Micu C. (1963). Contribuţii la cunoaşterea geologiei şi petrografiei părţii centrale a munţilor Semenic. *D.S. Com. Geol.*, XLIX (1961—1962). Bucureşti.

Scheumann K. H. (1937). Metatexis und Metablastesis. *Min. und petrogr. Mitt.* Vol. 47.

Schafarzik Fr. (1914). Revision der kristallinischen Schiefer des Krassószörényer-Grundgebirges in petrographischer und tectonischer Beziehung. *Jahrb. d.k. ung. geol. R.A.* f. 1913. Budapest.

Sederholm J. J. (1933). On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland. I, *Bull. Comm. Geol. Finlande*, Nr. 58.

Sitter (de) L. U. (1956). Structural Geology. Mac. Grow. Hill. New York.

Stille H. (1940). Zur Frage der Herkunft der Magmen. Berlin.

Turner Fr. J. Weiss L. E. (1963). Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Mc Graw-Hill. New York.

STRUCTURE EN VIRGATION DU CRISTALLIN DES MONTS SEMENIC

PAR

H. SAVU

(Résumé)

Dans ce travail l'auteur s'intéresse à la structure primaire, précambrienne du cristallin gétique des Monts Semenic. Il montre tout d'abord que la masse des schistes cristallins est divisée en deux grandes séries : série de Sebeş—Lotru, mésométamorphique, et série de Miniş—épimétamorphique. La série mésométamorphique est divisée à son tour en deux grands complexes stratigraphiques — celui des paragneiss, inférieur, et celui des micaschistes, supérieur au premier (fig. 1).

Le complexe des paragneiss est constitué par des paragneiss à silimanite, en base, et par les paragneiss, aussi, qui contiennent, intercalées, des dolomies cristallines, des calcaires a silicates, des amphibolites et des micaschistes. Dans le complexe supérieur des micaschistes, des paragneiss ainsi que des quartzites sont intercalés.

La structure du cristallin des Monts Semenic correspond à une virgation constituée par un pli anticlinal majeur, orienté de l'E vers le WNW—WSW—SW, dont, du nord au sud, d'autres plis se détachent (pl. I).

Institutul Geologic al României

Ces structures sont graduellement divergentes vers l'E et vers ESE. Les diagrammes de linéation démontrent que toute la structure en virgation s'affaisse graduellement de l'E vers l'W et ensuite vers le SW dans le sens où divers plis convergent pour s'unir au pli majeur (fig. 5).

Il s'agit d'une structure primaire formée à l'époque du Précambrien, lorsque les schistes cristallins se sont métamorphisés.

Dans la zone où les plis s'unissent au pli anticlinal majeur, à l'époque des mouvements orogènes, la grande intrusion granitoïde de Poniasca a été remise en place (pl. II). Les granitoïdes de Sichevița et celles d'Yougoslavie représentent la continuité S de cette intrusion. Les intrusions granitoïdes importantes n'apparaissent plus dans le domaine gétique dans la direction où les plis s'éloignent de la structure principale et vers le NE, dans les Monts Poiana Ruscă, Sebeș, Lotru et Făgăraș, pourtant les phénomènes de migmatisation se maintiennent.

Grâce à la structure en virgation qui s'affaisse graduellement vers le WSW et SW on peut suivre en même sens, c'est-à-dire de la base du massif cristallin vers le sommet, les suivantes zones de métamorphisme : la zone à silimanite, la zone à dysthène, la zone à staurolite et dysthène, la zone à staurolite dont les schistes sont recouverts, au S, par des schistes à almandin et des schistes à biotite et à chlorite également.

En s'étayant de l'orientation de la structure majeure, du N des Carpates vers le S des Balkans, l'auteur conclut que, probablement, dans la zone où les Balkans se dirigent vers l'E la structure du Cristallin correspondant aux schistes du domaine gétique des Carpates Méridionales est représentée toujours par une virgation issue du pli anticlinal majeur.

À l'époque des mouvements mésozoïques et paléozoïques plus récents la structure du cristallin n'a pas subi de modifications notables, à part quelques systèmes de lamination ou de fracture.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Cartodiagramme de la structure en virgation des monts de Semenic.
1, axe d'anticlinal ; 2, axe de synclinal ; 3, diagrammes de linéation ; 4, formations post-cristallines.

Planche II

Coupe géologique dans la partie NE du pluton de Poniasca.
1, banatites ; 2, granites à muscovite ; 3, granodiorites gneïssiques à rares séparations de tonalites ; 4, roches de l'auréole du pluton : migmatites, roches à phénoblastes de muscovite, roches biotitisées ; 5, paragneiss à muscovite et biotite ; 6, micaschistes à muscovite et biotite ± almandin et staurolite ± dysthène ; 7, faille.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CÎTEVA OBSERVAŢIUNI GEOLOGICE ASUPRA FLIŞULUI DE AUDIA (CERNAHORA) DIN BUCOVINA [1])

DE

V. AGHEORGHIESEI, D. CRISTODULO, L. MICŞA, I. MARINESCU

Abstract

Some Geological Data on the Audia-Cernahora Flysch from Bucovina. In the area cut by Moldova and Suceava valleys (Bucovina) the authors distinguish an overthrust unit (Audia, Cernahora nappe) on a parautochthonous unit (medio-marginal nappe). Audia (Cernahora) unit contains black schists (Şipote—Audia beds) of Barremian-Albian age (with *Ancyloceras* cf. *matheronianum* d'Orb. in a certain level) overlain by Vracono—Cenomanian variegated clays. The latter are conformably covered by the Tomnatec—Prisaca sandstone of Senonian—Eocene age, containing Inoceram remnants and Nummulits. The lower unit (medio-marginal nappe) consists of Eocene deposits (Tarcău sandstone) and Oligocene sediments (Krosno—Fusaru beds). The red and grey deposits considered as the frontal region of the Audia—Cernahora unit and claimed as Senonian, belong as a matter of fact to the Paleogene of the medio-marginal parautochthonous.

Introducere. În lucrarea de faţă se prezintă rezultatele cercetărilor noastre efectuate în unitatea Audia din Bucovina în luna mai 1963.

Cercetările au avut caracterul unor recunoaşteri detailate efectuate între văile Suceava şi Moldova pe afluenţii vestici ai acestora, între localităţile Brodina de Sus—Izvor la N respectiv Prisaca Dornei la S.

Profilele efectuate pe văi s-au extins numai în unitatea Audia (zona şisturilor negre) şi în mod excepţional în pînza medio-marginală de la est (valea Roşoşa).

Scopul cercetărilor a fost verificarea coloanei stratigrafice, a sedimentarului din unitatea Audia şi găsirea unei analogii cu depozitele din regiunea de curbură a Carpaţilor orientali. De asemenea s-a cercetat linia

[1]) Comunicare în şedinţa din 24 ianuarie 1964.

Institutul Geologic al României

frontală a unității Audia și s-a verificat existența așa-zisului Senonian din estul acestei linii. În plus s-a căutat să se observe modul de prelungire al structurilor unității Audia peste granița de N a țării în R. S. S. Ucraina.

Geologia regiunii

În regiunea cercetată am separat în unitatea Audia, seria șisturilor negre (Barremian-Albian), seria argilitelor vărgate (Albian superior-Cenomanian) și gresia de Prisaca (Turonian superior—Senonian + Eocen), adică aceleași serii ca în pînza de Cernahora-Kostrița din R. S. S. Ucraina.

În unitatea medio-marginală, în subzona mediană, am întîlnit depozite eocene în facies de Tarcău și oligocene de tip Krosno—Fusaru, adică analoage cu cele din zona Krosno (depresiunea centrală) din R. S. S. Ucraina.

Unitatea Audia. Cele mai vechi depozite întîlnite în această unitate sînt șisturile negre (stratele de Audia), cunoscute în Bucovina sub numele de strate de Șipote (K. M. Paul, 1876, S. Athanasiu, 1913, 1905).

Menționăm că această denumire introdusă de K. M. Paul în anul 1876, a fost utilizată în regiunea de care ne ocupăm de unii geologi români (S. Athanasiu 1905, 1913), cît și de alți geologi, care au lucrat în sectorul cercetat de noi și în valea Ceremușului.

Dat fiind că termenul „strate de Șipote" este întrebuințat și de geologii sovietici (I. O. Kulcitki, A. V. Maksimov, 1962), îl vom utiliza ca atare pentru sectorul bucovinian în paralel cu denumirea de „șisturi negre".

Șisturile negre (stratele de Șipote) reprezintă cea mai veche formațiune din unitatea Audia și aparțin Barremian-Albianului. În sprijinul acestei vîrste pledează un amonit găsit de E. Gherman[1]) în pîrîul Morii (valea Moldovei—Cîmpulung) determinat de D. Patrulius ca *Ancyloceras* cf. *matheronianum* d'Orb. formă apțiană inferioară (beduliană).

Amoniții colectați de K. M. Paul (1876) și de D. Ștefănescu (1937) tot din șisturile negre, din valea Moldovei și respectiv pîrîul Sălătruc, n-au putut fi determinați.

În seria șisturilor negre s-au separat două orizonturi caracteristice, astfel:

Orizontul șistos atribuit Barremian-Albianului inferior, reprezintă partea inferioară a stratelor de Șipote. În acest orizont s-a găsit amonitul

[1]) E. Gherman, A. Stoicescu, Rapoarte geologice, 1957, Arhiva MIPC.

Institutul Geologic al României

citat mai sus, precum şi o faună de lamellibranchiate prost conservate [1]). În componenţa lui apar şisturi argiloase negre, marne şistoase, cenuşii-negricioase, gresii cenuşii, fin micacee, tari, cu diaclaze de calcit, gresii micacee, negricioase, moi, cu anclave pelitice, marnocalcare sideritice în bancuri subţiri şi sferosiderite răspîndite pe toată grosimea orizontului. Cu acest aspect petrografic, menţionat şi de antecercetători [1]), şisturile negre apar pe văile Brodina, Roşoşa, Rădvanele, Dămăcuşa, Ionului, Deia şi în valea Moldovei pînă în pîrîul Sălătruc. Menţionăm că în ultimele două profile orizontul şistos apare la extremitatea de E a unităţii Audia, venind în contact tectonic cu Oligocenul de Krosno. Grosimea orizontului variază între 50—300 m pe profilele studiate (pl. II).

Orizontul gresiilor cuarţitice (sticloase) urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul şistos şi a fost atribuit Albianului mediu [1]). Gresiile sticloase au fost descrise la Şipotele Sucevei de K. M. Paul (1876), iar studiul lor petrografic a fost făcut pentru prima dată de Z. B. Sujkowski în valea Ceremuşului, la nord de sectorul studiat. Se caracterizează prin dezvoltarea bancurilor de gresii cuarţitice (sticloase) cu hieroglife noduloase, intercalate cu argilite negre şi verzui, bentonitice, care trec gradat la orizontul argilos vărgat de deasupra pîrîul Sălătruc.

Separarea stratelor de Şipote în cele două orizonturi a fost făcută de Z. Sujkowski în valea Ceremuşului, care le-a acordat vîrsta barremian-apţiană pe baza studiilor petrografice efectuate comparativ cu stratele de Wernsdorf (Werzowicze) din pînzele sileziene. Existenţa celor două orizonturi ale lui Sujkowski a fost confirmată de studiile geologilor Z. Pazdro, H. Teisseyre, B. Swiderski atît în valea Ceremuşului, cît şi în valea Moldovei (B. Swiderski, H. Swidzinski). Prin lucrări de detaliu întreprinse între văile Suceava şi Moldova, E. Gherman şi A. Stoicescu [1]) au constatat de asemenea existenţa a două orizonturi, aşa cum apar şi în harta şi profilele anexate la prezenta lucrare.

Trebuie să menţionăm că fauna de lamellibranchiate şi gasteropode găsită de E. Gherman în orizontul şistos (orizontul I după Sujkowski) din fundul pîrîului Porcescu, nu poate conţine forme oligocene de *Cardium* sp. aşa cum rezultă din determinările făcute de N. Macarovici [2]). Aceste forme aparţin probabil genului *Cardita*, ale cărei specii barremian-apţiene (*Cardita brouzetensis* Coss m.), sînt citate de B. Kokoszinska în şisturile negre (stratele de Spass) de la izvoarele Nistrului (I. Băncilă,

[1]) Rapoarte geologice, 1957, Arhiva M.I.P.C.
[2]) Idem.

Institutul Geologic al României

1958). Se exclude astfel posibilitatea existenței unui Oligocen de tip euxinic în cuprinsul unității Audia.

Șisturile negre (stratele de Șipote) apar cartografic sub forma unor benzi dirijate NNW—SSE în cuprinsul sectorului cercetat, în baza unor cute-falii (solzi).

Dispariția lor pe anumite profile este explicată fie prin variația încălecărilor între diferiți solzi, fie prin scoborîrile axiale ale acestora.

Trebuie să adăugăm că atribuirea stratelor de Șipote din valea Moldovei exclusiv Albianului, așa cum apare în lucrările lui D. Ștefănescu (1937—1941) și M. Ilie (1957), nu este justificată. De altfel amonitul găsit de primul autor este nedeterminabil, iar celălalt nu posedă date paleontologice. Amoniții găsiți în țara noastră în cuprinsul unității Audia de la S de valea Moldovei, precum și în Polonia și R. S. S. Ucraina, au arătat vîrsta barremian-albiană a stratelor de Șipote—Audia, așa cum apare în lucrările de sinteză a Carpaților orientali (I. Băncilă 1955, 1958,. Băncilă, E. Hristescu 1963), și pe hărțile M.I.P.C.

Seria argilelor vărgate. În continuitate de sedimentare peste gresiile cuarțitice care se subțiază pînă la dispariție, urmează o serie de argile roșii și verzi, groasă pînă la 50 m, separate sub numele de orizontul III, al lui Sujkowski, sau șisturile vărgate (Zb. Sujkowski, 1938, B. Swiderski 1926, H. Swidzinski 1948, H. Teisseyre 1936). În lucrările de detaliu ale lui E. Gherman[1]) și A. Stoicescu[1]), aceste argilite pătate au fost separate sub denumirea de „complexul argilelor roșii și verzui", fiind atribuite Albianului superior (Vraconianului), vîrsta cu care sîntem de acord.

Din examinarea profilelor reiese că acest orizont se interpune între șisturile negre și gresia de Prisaca și a fost întîlnit atît în vecinătatea graniței de nord a țării (pîrîul Nisipitu) cît și în valea Moldovei, deasupra alunecării de teren din „Imașul Băii". Cartografic, argilitele vărgate apar sub forma unor fîșii extrem de înguste, care formează de obicei limite între șisturile negre și gresia de Prisaca. Dispariția lor pe anumite profile credem că este legată de condiții tectonice locale.

Trebuie menționat că în regiunea văii Ceremuș din R. S. S. Ucraina, geologii polonezi și cei sovietici au identificat un orizont argilos șistos cenușiu-brun, care urmează în continuitate peste argilele vărgate. Acest orizont denumit de geologii Zb. Sujkowski (1938), H. Teisseyre (1936) I. O. Kulcitki, A. V. Maksimov (1926), „orizontul IV

[1]) Rapoarte geologice, 1957, Arhiva M.I.P.C.

Institutul Geologic al României

al lui S u j k o w s k i" a fost recunoscut de E. G h e r m a n [1]) şi A. S t o i c e s c u [1]) în regiunea izvoarelor Sucevei, la W de sectorul cercetat de noi. După aceşti autori „orizontul şistos superior" gros de cca 50 m, aparţine tot Albianului superior (Vraconianului) şi urmează în continuitate de sedimentare peste complexul argilelor roşii şi verzi.

În profilele examinate între valea Sucevei şi valea Moldovei nu am întîlnit acest orizont brun-cenuşiu. Nici I. B ă n c i l ă (1952, 1956) şi nici B. S w i d e r s k i (1926), H. S w i d z i n s k i (1948) care au cercetat valea Moldovei nu menţionează acest orizont. De altfel B. S w i d e r s k i, care a recunoscut acest orizont cenuşiu în valea Ceremuşului şi în valea Sucevei l-a considerat absent în valea Moldovei. Rezultă deci că orizontul şistos cenuşiu-brun se interpune între argilele vărgate şi gresia de Prisaca numai în zona de NW a unităţii Audia. Dispariţia acestui orizont în zonele de S şi E ale unităţii se explică, fie prin nedepunere, fie prin erodare, fie prin trecere laterală de facies în baza gresiei de Prisaca.

În extremitatea estică a unităţii Audia în regiunea Găineşti şi în apariţiunile de şisturi negre din unitatea medio-marginală, orizontul şistos cenuşiu-brun ar corespunde stratelor de Cîrnu *sensu stricto*.

Această echivalare şi unele aspecte petrografice din baza gresiei de Prisaca, ar pleda pentru varianta îndepărtării prin eroziune a acestui orizont.

G r e s i a d e P r i s a c a. Cele mai noi depozite din unitatea Audia sînt constituite dintr-o gresie micacee, cu bob mediu, uneori grosier, cu nivele microconglomeratice (pîrîul Păuşa) sau conglomeratice (valea Moldovei, pîrîul Sălătruc).

Aceasta este gresia de Prisaca atribuită Senonian-Eocenului de I. B ă n c i l ă în 1948. În profilele studiate gresia apare masivă (valea Moldovei, pîrîul Deia, pîrîul Ionului), sau în bancuri decimetrice, foioase sau curbicorticale, cu alterări ruginii (pîrîul Roşoşa). Apar şi varietăţi de grezo-calcare (pîrîul Ionului) şi chiar bancuri de calcare marnoase cenuşii-albe cu diaclaze cu calcit, ca şi gresia de Siriu din sudul unităţii Audia. Rocile pelitice intercalate între bancurile de gresie sînt alcătuite din argile cenuşii şi verzui (pîrîul Nisipitu, pîrîul Roşoşa), uneori negricioase (pîrîul Ionului). Apar şi pachete de argile roşii şi verzui, groase de 20 m, care se situează la diverse nivele (valea Brodina, pîrîul Roşoşa, pîrîul Păuşa). Cu această serie de fliş grezos groasă de cca 1 200 m se încheie sedimentarea din unitatea Audia.

[1]) Rapoarte geologice, 1957, Arhiva M.I.P.C.

Institutul Geologic al României

Vîrsta şi apartenenţa gresiei de Prisaca a dat naştere la numeroase discuţii. S. Athanasiu (1913) executînd un profil pe valea Moldovei în anul 1909, o denumeşte gresie de Tomnatic, atribuind-o Cretacicului superior, pe baza remanierii şisturilor negre cretacice inferioare într-un nivel de 5—6 m. La această observaţie făcută în cariera de la Prisaca Dornei (Eisenau), se adaugă şi poziţia stratigrafică superioară şisturilor negre. Alţi cercetători, printre care S. Ştefănescu (1900), G. Macovei (1958), I. Atanasiu (1943), D. Preda, Mircea Ilie (1957) şi mai recent L. Ionesi (1963), consideră gresia ca fiind eocenă şi deci identică cu gresia de Tarcău. Numai L. Ionesi aduce argumente paleontologice, reprezentate printr-o asociaţie de Nummuliţi şi Assilina (*Nummulites gallensis* Hrim., *N partschi* De la Harpe, *N.* cf. *perforatus* Montf, *N. atacicus* Leym, *Assilina* cf. *exponens* Sow., etc.), care dovedeşte vîrsta eocenă medie (luteţiană a unei părţi din gresia de Prisaca, L. Ionesi, 1963).

Echivalarea gresiei de Prisaca cu gresia de Tarcău apare ca neîntemeiată în lumina cercetărilor recente. G. Macovei nu cunoştea în anul 1927, existenţa adevăratei gresii de Tarcău din Bucovina, care aparţine zonei mediane (zonei Krosno) de la E de unitatea Audia. Această gresie cu o componenţă litologcă diferită de a gresiei de Prisaca, apare în zone anticlinale de sub Oligocenul de Krosno, fiind în continuitate de sedimentare către bază, cu stratele cu Inocerami.

Gresia de Prisaca urmează Cretacicului mediu reprezentat prin argilele vărgate sau prin orizontul şistos superior brun-cenuşiu.

Este cunoscută astăzi continuitatea cartografică a gresiei de Prisaca din Bucovina cu gresia de Cernahora—Skupova, a căror legătură se face pe la obîrşia Sucevei (D. Hreben), Şipotele Sucevei, Izvoarele Sucevei (I. Băncilă 1958, Min. ind. Petr. Chim. — TEG — Intr. Lab. Geol.), Harta geologică a R.P.R., scara 1:100.000 (1955). I. Atanasiu (1943) recunoaşte continuitatea „gresiei de Tarcău" de pe şisturile negre din Bucovina pînă dincolo de valea Ceremuşului" unde formează masive importante în zona internă (beschidică) a Flişului" (P. 153). Aceeaşi idee reiese şi din lucrările geologilor B. Swiderski (1926) şi H. Swidzinski (1948), care au lucrat în valea Moldovei. Cercetările executate de I. Băncilă, în 1947—1948, pe valea Moldovei au arătat că gresia de Prisaca este identică cu gresia de Cernahora — Skupova şi cu gresia de Siriu din zona de S a Carpaţilor orientali (I. Băncilă 1952, 1955, 1958).

Trebuie să menţionăm că pe pîraiele Roşoşa şi Păuşa spre obîrşie la cca. 500m de la baza gresiei de Prisaca, am găsit resturi incontestabile de Ino-

Institutul Geologic al României

cerami, într-un banc subţire de gresie de Prisaca, micacee, cenuşie. Cum aceste resturi nu pot fi considerate remaniate, trebuie să admitem vîrsta cretacică superioară a unei părţi din gresia de Prisaca—Cernahora. În sprijinul acestei vîrste pledează şi Inoceramii găsiţi de St. Weigner în gresia de Skupova din valea Ceremuşului (H. Teisseyre, 1936), cum şi un exemplar de *Inoceramus* sp. găsit de Pazdro în valea Ceremuşului.

Numuliţii citaţi de G. Cernea ca provenind din petecele de gresie din valea Plotoniţei de la S de valea Moldovei, se găsesc într-o gresie de Tarcău venită tectonic de la E, după cum a arătat I. Băncilă (1958, 1963). Rămîn concludenţi numai Nummuliţii găsiţi de D. Turtureanu în muntele Clădita Mare [1]), care însă s-au pierdut.

Cît priveşte asociaţia de macroforaminifere găsită de L. Ionesi pe pîrîul Senator (pîrîul Păuşa — valea Boului), aceasta apare în nivelele superioare din zona axială a unui sinclinal de gresie de Prisaca (P. 2). Adăugăm de asemenea că H. Swidzinski (1948), menţionează macroforaminifere de tipul Nummuliţilor citaţi de Paul şi Tietze în gresia de Cernahora, după o notiţă din „Jurnalul Tatrei".

În plus accentuăm că lucrările de detaliu întreprinse de E. Gherman şi A. Stoicescu [1]) în vecinătatea graniţei de N a ţării, precum şi profilul întocmit de noi pe pîrîul Nisipitu confirmă legătura cartografică — structurală a gresiei de Prisaca cu gresia de Cernahora—Skupowa.

Aceeaşi idee de continuitate se desprinde şi din imaginea cartografică din harta Comitetului Geologic — Academiei R.P.R. întocmită după lucrările lui D. Ştefănescu (1937, 1941). Prezenţa Eocenului pe gresia de Skupova, după cum reiese din lucrările lui H. Teisseyre, explică existenţa Nummuliţilor în gresia de Prisaca. Faţă de aceste argumente nu se poate susţine existenţa vîrstei exclusiv eocene a gresiei de Prisaca—Cernahora, iar identificarea ei cu gresia de Tarcău constituie o eroare. Denumirea de „gresie de Feredău" utilizată de Mircea Ilie, cade în sinonimie cu gresia de Prisaca (Cernahora).

Menţionăm că geologii sovietici consideră gresia de Cernahora—Skupova ca aparţinînd Cretacicului superior (I. O. Kulciţki, A. V. Maksimov, 1926).

Unitatea medio-marginală (*Subunitatea mediană*). Cele mai vechi depozite observate la E de unitatea Audia (Cernahora) aparţin Eocenului în facies de Tarcău şi Oligocenului în facies de Krosno cu gresia de Fusaru.

[1]) Rapoarte geologice, 1957, Arhiva M.I.P.C.

Institutul Geologic al României

Gresia de Tarcău (Eocen) a fost întîlnită pe pîrîul Roşoşa unde apare în bancuri decimetrice şi metrice cu aspect caracteristic, rar microconglomeratic, separate prin intercalaţii de argile verzi şi cenuşii-verzi. Aceste apariţii sînt legate de un anticlinal, care se încarcă pe flancul vestic cu depozite eocene superioare. Masivitatea acestei gresii de Tarcău este ceva mai scăzută decît în sudul unităţii medio-marginale de la Curbura Carpaţilor orientali. Aceasta s-ar explica prin dezvoltarea pachetelor flişoase în detrimentul gresiilor micacee masive. Adevărata gresie de Tarcău din Bucovina a fost descrisă pentru prima oară de I. Băncilă, căruia i se datorează orizontarea Paleogenului median din faţa pînzei de Audia—Cernahora (1952). Faptul că stratigrafia Paleogenului în facies de Tarcău—Krosno—Fusaru a fost mult timp slab cunoscută în Carpaţii Moldovei, a întîrziat punerea în evidenţă a pînzei de Audia—Cernahora, pe teritoriul R.P.R. deoarece nu se puteau identifica structurile.

Eocenul superior, întîlnit pe pîraiele Roşoşa şi Porcescu, este constituit dintr-o succesiune de gresii fin micacee în strate subţiri intercalate des cu argile verzi şi chiar roşii.

Acest aspect flişoid apare intermediar între caracterele cunoscute ale stratelor de Podu Secu şi stratele de Plopu (I. Atanasiu 1943, I. Băncilă 1955, 1958).

Oligocenul. La E de unitatea Audia (Cernahora) apar depozite oligocene, constituite din marne cenuşii în plăci, marno-argile cenuşii cu alterări ruginii şi aspect disodiliform, gresii micacee cu bob mediu de tip Fusaru şi gresii curbicorticale fin micacee cu sau fără diaclaze cu calcit (strate de Krosno) cu care se încheie succesiunea stratigrafică. Gresiile micacee de tip Fusaru dispuse în bancuri pînă la 1 m grosime, apar clar dezvoltate în pîrîul Nisipitu, unde se observă şi pachete cu alternanţă deasă de gresii subţiri, fine şi marne cenuşii de tip Krosno. Elaborări de calcit pe diaclazele gresiilor curbicorticale ale stratelor de Krosno au fost clar observate în pîrîul Ionului (valea Boului).

Tectonica

Unitatea Audia constituie o pînză de şariaj, care încalecă spre E peste unitatea medio-marginală, aşa cum a arătat I. Băncilă în anul 1948. În sectorul studiat calitatea de pînză reiese din faptul că depozitele cretacice stau peste sedimentele paleogene, luînd contact succesiv cu diverse etaje ale Oligocenului de Krosno sau cu serii diferite eocene şi oligocene. Astfel Eocenul superior cu argile vărgate care apare în pîrîul

Institutul Geologic al României

Porcescu în axa unui anticlinal, dispare la S de valea Valcanului (pîrîul Cremenişte) sub gresia de Prisaca din fruntea pînzei. La S de valea Sălătrucului unitatea de Audia ia contact cu stratele cu Inocerami din unitatea medio-marginală, astfel că întreaga zonă de la E, cu Oligocen de Krosno şi gresie de Tarcău dispare sub încălecarea pînzei (I. Băncilă, 1952, 1955, 1958, I. Băncilă, V. Agheorghiesei, 1963). La graniţa de N a ţării în valea Nisipitu, încălecarea unităţii Audia se realizează prin intermediul gresiei de Prisaca pînă în valea Deia. Între valea Deiţa şi pîrîul Sălătruc încălecarea se face prin şisturile negre care stau peste Oligocenul de Krosno. În valea Moldovei orizontul şistos al stratelor de Şipote stă pe gresii micacee curbicorticale şi marne oligocene.

B. Swiderski a arătat încă din 1925 că în zona de N a Carpaţilor orientali din Galiţia se conturează o mare unitate structurală cu strate de Şipote şi gresii de Cernahora, care este şariată peste Depresiunea centrală situată la E. Această pînză, denumită Kostriţa—Cernahora se continuă spre S pînă în valea Moldovei (B. Swiderski, 1926). Continuitatea structurală este confirmată şi de lucrările lui H. Swidzinski în valea Moldovei (1948). Însă demonstrarea existenţei pînzei de Audia—Cernahora în ţara noastră cu argumente originale, a fost făcută de I. Băncilă pe văile Moldovei, Bistriţei şi Trotuşului (I. Băncilă, 1952, 1955, 1958).

Într-adevăr pe cînd H. Swidzinski consideră sinclinalul cu gresie de Tomnatic—Prisaca de la Prisaca Dornei (Eisenau) ca fiind terminaţia de sud a Depresiunii centrale (sinclinalul Krosno) în valea Moldovei (p. 36), I. Băncilă arată că aceasta este un element structural al pînzei şisturilor negre şi al gresiei de Prisaca (I. Băncilă 1952, 1958, I. Băncilă, V. Agheorghiesei, 1963). Depresiunea centrală în valea Moldovei este situată mai la E, între marginea satului Prisaca şi Vama, avînd o lăţime de aproximativ 3 km şi cuprinzînd Oligocenul de Krosno şi gresia de Tarcău. Aceste depozite paleogene dispar sub pînza şisturilor negre (Audia) la S de valea Moldovei, ca să reapară cu acelaşi caracter la S de Buhalniţa în valea Bistriţei (I. Băncilă, 1952, 1958, I. Băncilă, V. Agheorghiesei, 1963).

În cercetările sale pe valea Ceremuşului, H. Teisseyre a arătat încă din anul 1936 că unitatea de Kostriţa-Cernahora, (Şipote) este o pînză de şariaj lipsită de flanc invers, deoarece stratele de Şipote din fruntea pînzei stau cu hieroglife inferioare peste Oligocenul de Krosno din Depresiunea centrală (H. Teisseyre, 1936). Observaţii pe scară mai amplă, făcută de I. Băncilă, la S de valea Moldovei au confirmat acest punct de vedere.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește profilele executate pe valea Moldovei și în valea Sălătruc s-a observat că orizontul șistos al stratelor de Șipote—Audia stă cu hieroglife inferioare peste Oligocenul de Krosno. La granița de N între pîrîul Nisipitu și către S pînă în valea Deia, nu am putut observa suficient de clar poziția gresiei de Prisaca—Tomnatic din frunte, datorită masivității acesteia și lipsei hieroglifelor.

Dispariția șisturilor negre și a argilelor vărgate din fruntea pînzei de Audia—Cernahora se explică prin despărțirea acestor depozite plastice, de gresia de Prisaca, competentă și masivă, care s-a decolat local. În orice caz fruntea pînzei reprezintă un contur de eroziune. Astfel în valea Moldovei eroziunea adîncă a ajuns la orizontul șistos al stratelor de Șipote—Audia de pe flancul estic, dar la nivelul gresiei de Prisaca.

În sectorul cercetat nu am reușit să găsim faciesuri de tranziție laterală și longitudinală de la Cretacic la Paleogen care să infirme existența pînzei de Audia—Cernahora [1]). De asemenea nu am reușit să identificăm o falie transversală majoră pe valea Moldovei, unde structurile se continuă nederanjate dintr-un versant într-altul (exemplu: sinclinalul Prisaca Dornei).

La contactul cu Paleogenul unității medio-marginale, pînza de Audia—Cernahora prezintă în sectorul cercetat brecifieri și elaborări de calcită pe diaclaze. Diagenizarea de-a lungul liniei Audia—Cernahora a gresiilor curbicorticale oligocene cu diaclaze pline cu calcit (pîrîul Ionului) și prezența unor „marne" roșii au determinat pe unii autori să considere că în fruntea pînzei există o zonă de depozite senoniene care ar reprezenta o digitație a acesteia. „Marnele" roșii însă sînt argile și apar asociate cu argile verzui, aparținînd Eocenului superior (pîrîul Porcescu). Nu se cunosc în Moldova marne roșii senoniene în cuprinsul pînzei Audia—Cernahora, iar gresiile cu calcit aparțin de fapt Oligocenului.

Tectonica internă a unității Audia—Cernahora se caracterizează printr-un stil de cute-falii (solzi) deversate spre E către parautohton. Cutele normale sînt mai rare și prezintă aceeași deversare spre E fiind accidentate pe flancuri și asimetrice. Ca exemplu se poate cita sinclinalele Nisipitu, Roșoșa, Păușa și Prisaca—Sălătruc formate din gresia de Prisaca competentă și care dispar de obicei, fiind încălecate de solzul următor de la W.

Unitatea medio-marginală. În profilele executate am întîlnit în cuprinsul acestei unități, numai depozite eocene de tip Tarcău și formațiuni

[1]) I. Draghinda și Gh. Iliescu. Comunicare, Sesiunea științifică a Inst. Geol. aprilie 1963.

Institutul Geologic al României

oligocene de tip Krosno cu gresie de Fusaru. Aceste depozite caracterizează subunitatea sau zona mediană care se lăţeşte din valea Moldovei, unde nu depăşeşte 3 km, spre N atingînd în valea Sucevei aproximativ 5 km (I. Băncilă 1952, 1958, I. Băncilă şi V. Agheorghiesei, 1963).

După lucrările lui Swidzinski executate în valea Sucevei şi mai ales după cercetările lui I. Băncilă în valea Moldovei reiese că Depresiunea centrală sau zona Krosno din faţa pînzei Kostriţa—Cernahora se continuă din valea Sucevei pînă în valea Moldovei. Ultimul autor susţine de asemenea că din acest loc şi pînă în valea Bistriţei, Depresiunea centrală dispare sub unitatea Audia, ca să reapară în valea Bistriţei, sub numele de zona sau subunitatea mediană (I. Băncilă, 1955, 1958).

În cuprinsul acestei subunităţi, cercetările de detaliu executate de A. Stoicescu [1]) au confirmat tectonica în cute şi solzi a zonei centrale Krosno. Dintre structurile anticlinale semnalăm anticlinalul de la gura pîrîului Porcescu şi anticlinalul (anticlinoriul) Roşoşa care se continuă în valea Sucevei cu anticlinalul Zeletin.

Concluzii. În lumina celor arătate mai sus se poate trage următoarele concluzii:

1. Din punct de vedere stratigrafic:

a) În unitatea Audia (Cernahora), cele mai vechi depozite aparţin seriei şisturilor negre (strate de Şipote—Audia) de vîrstă cretacică inferioară (Barremian-Albian). Cartografic acestea apar sub formă de fîşii orientate NNW—SSE, care se continuă peste graniţă în unitatea Cernahora—Kostriţa (R.S.S. Ucraina) şi cuprind orizonturile I şi II ale lui Sujkowski).

b) În continuitate de sedimentare peste stratele de Şipote urmează orizontul argilelor vărgate, roşii şi verzi, (orizontul III al lui Sujkowski), ce reprezintă Cretacicul mediu (Albian superior-Cenomanian inferior) şi care se continuă spre N cu suita de Ialovăţ (R.S.S. Ucraina).

Orizontul IV al lui Sujkowski alcătuit din marne şistoase cenuşii-brune cu gresii, nu a fost întîlnit în zona cercetată.

c) Gresia de Tomnatic—Prisaca se aşează discordant (stratigrafic) peste orizontul argilelor roşii-verzui şi reprezintă un fliş grezos Cretacic superior, care ar cuprinde la partea de sus Paleocenul şi în parte Eocenul (Ypresian-Luteţian inferior). Dovada prezenţii Cretacicului superior o con-

[1]) Raport geologic. Arhiva MIPC (1957).

Institutul Geologic al României

stituie resturile de Inocerami. Spre N se continuă cu gresia de Cernahora — Skupowa din unitatea de Cernahora—Kostriţa.

d) În subunitatea mediană apare Eocenul în facies de Tarcău şi Oligocenul în facies de Krosno cu gresie de Fusaru. Aceste faciesuri se întîlnesc şi în zona Krosno (Depresiunea centrală) din R.S.S. Ucraina.

2. Din punct de vedere tectonic :

a) Unitatea Audia reprezintă continuarea pe teritoriul ţării noastre a pînzei de Kostriţa—Cernahora, de pe teritoriul R.S.S. Ucraina.

Structurile de cute-solzi, anticlinalele şi sinclinalele se prelungesc de pe teritoriul ţării noastre, către N, pe teritoriul vecin.

b) Linia frontală a unităţii Audia este linia Audia—Cernahora de-a lungul căreia depozitele cretacice încalecă de la W spre E peste formaţiunile paleogene din subunitatea mediană (unitatea medio-marginală). În cuprinsul solzilor din unitatea Audia se remarcă relativa armonie tectonică între gresia de Prisaca şi Cretacicul inferior-mediu situat dedesubt.

c) În interiorul subunităţii mediane, care reprezintă continuarea pe teritoriul ţării noastre a zonei Krosno (Depresiunea centrală) se întîlnesc anticlinale şi sinclinale cvasinormale. Axele acestor cute urmărite spre S intersectează oblic linia Audia. Nu se cunosc tranziţii de facies la contactul dintre unitatea Audia şi subunitatea mediană (Krosno).

d) Punerea în loc a pînzei Audia—Cernahora s-a produs cel mai devreme la sfîrşitul Oligocenului (faza savică) şi cel mai tîrziu în Miocenul superior (faza stiriacă).

e) Cercetările noastre nu au confirmat existenţa unui Senonian cu „marne roşii" asociate cu gresii cu calcit de tipul stratelor de Inocerami eşalonat pe bordura pînzei de Audia, care ar face parte dintr-o digitaţie a acesteia. „Marnele" roşii şi gresiile cu calcit trebuie atribuite Eocenului superior şi respectiv Oligocenului din unitatea inferioară situată la E (subzona mediană, zona Krosno).

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1943). Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne de Carpathes Moldaves. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXIII. p. 149—177. Bucureşti.

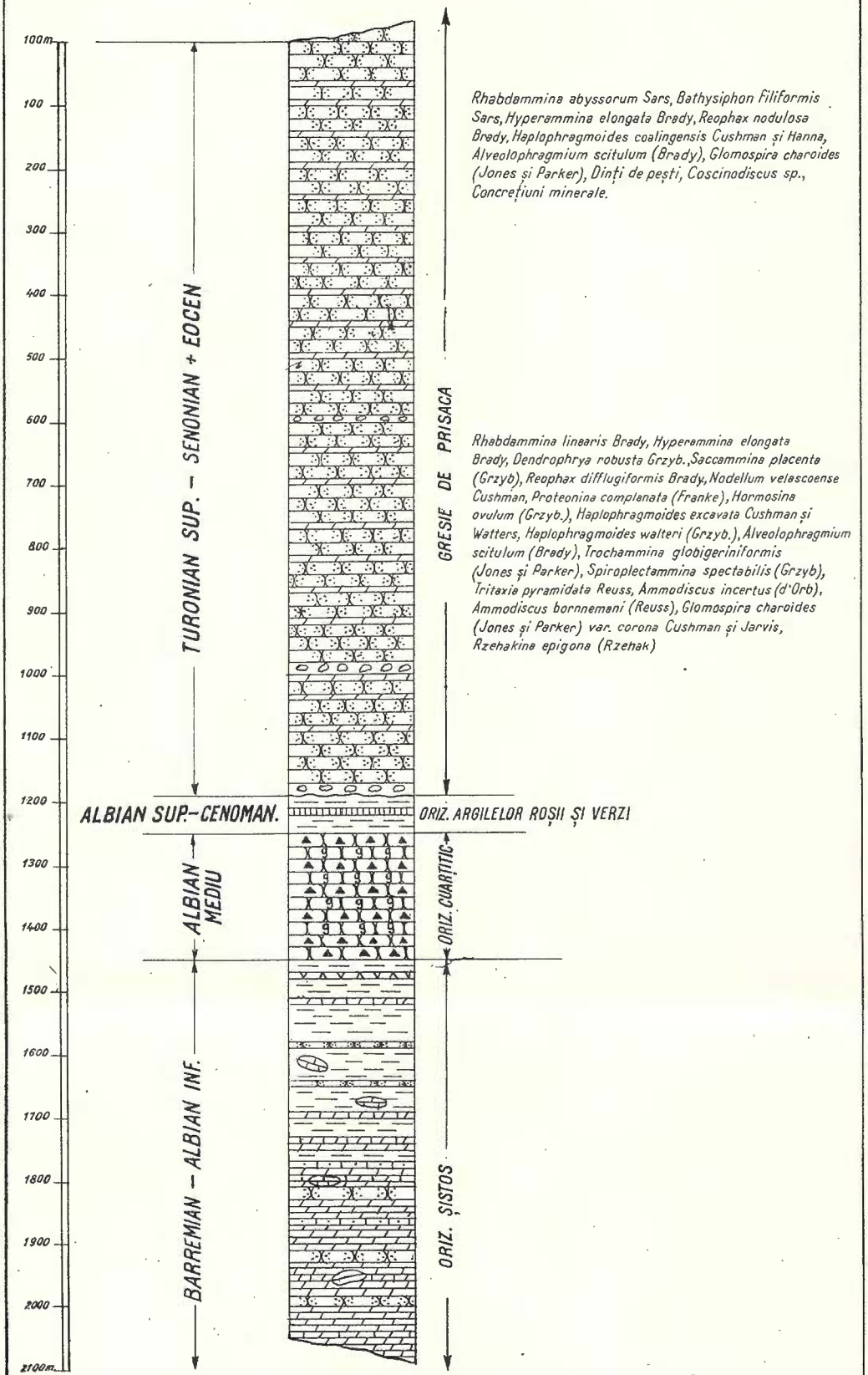
Athanasiu S. (1913). Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina (Raport pe 1909). *An. Inst. Geol. Rom.* Bucureşti. IV (1910). p. LIII—LIV. Bucureşti.

Athanasiu S. (1905). I. Asupra stratigrafiei muntelui Stînişoara din Nordul Moldovei. II. Asupra unui Pachydiscus din Flişul cretacic din Stînişoara. *Bul. Soc. St.* An. XIV, 1—4, p. 341—362. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A CRETACICULUI DIN UNITATEA AUDIA (REG. DINTRE V. SUCEVEI ȘI V. MOLDOVEI)

Sc. 1: 10.000



Institutul Geologic al României

V.AGHEORGHIESEI, D.CRISTODULO, I.MARINESCU, L.MICȘA

HARTA GEOLOGICĂ A FLIȘULUI DE AUDIA

ÎNTRE

V.NISIPITU ȘI V.MOLDOVEI

0Km 1 2 3 4 5Km

L E G E N D A

CUATERNAR 1 — a Terase și aluviuni; b Alunecări de teren

ZONA MEDIANĂ

OLIGOCEN 2 — Strate de Krosno-Fusaru

EOCEN SUPERIOR 3 — Strate de Podu Secu, ar = argile roșii

EOCEN INF.-MEDIU 4 — Gresia de Tarcău

ZONA AUDIA-CERNAHORA

TURONIAN SUP. SENONIAN (+ EOCEN INF.?) 5 — Gresia de Prisaca

VRACONIAN-CENOMANIAN 6 — Seria argilelor vărgate, ar = argile roșii

BARREMIAN-ALBIAN 7 — Seria șisturilor negre (Strate de Audia); 8 — Orizontul gresiilor cuarțifice (Q); Orizontul șistos

9 1 Anticlinale normale și deversate

10 2 Sinclinale normale și deversate

11 F Falii

12 L.A.C. Linie de șariaj (Audia-Cernahora)

13 F Punct fosilifer

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Băncilă I. (1952). Geologia regiunii Gura Humorului—Voroneţ—Suha. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949), p. 4—12. Bucureşti.

Băncilă I. (1955). Paleogenul zonei mediane a Flişului. *Bul. Acad. R.P.R.* secţ. II. VII. (1952) p. 1226—1228 (26—28) şi fig. 2. Bucureşti.

Băncilă I. (1958). Geologia Carpaţilor Orientali. Editura Ştiinţifică, p. 212—221. Bucureşti.

Băncilă I., Hristescu E. (1963). Linia externă şi linia pericarpatică dintre valea Sucevii şi valea Trotuşului. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V* (1961), IV (Tectonică), p. 15—23. Bucureşti.

Băncilă I., Agheorghiesei V. (1963). Observaţii noi asupra Flişului dintre Suha Mare — Valea Moldovei (reg. Suceava). *An. Com. Geol.*, XXXIII. Bucureşti.

Cernea Gh. (1952). Zona internă a Flişului dintre valea Moldovei şi valea Bistriţei. *An. Com. Geol.* XXIV. p. 37—94. Bucureşti.

Filipescu M. G. (1955). Vederi noi asupra tectonicii Flişului Carpaţilor Orientali, *Rev. Univ. Parhon. Politehn. Bucureşti*, 6—7, p. 241—261. Bucureşti.

Ilie Mircea (1957). Cercetări geologice în regiunea Rarău—Cîmpulungul Moldovei—Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.* XXX. p. 107—211. Bucureşti.

Ionesi L. (1963). Flişul paleogen dintre pîrîul Petac şi pîrîul Valea Boului (Moldova de Nord). *An. Ştiinţ. Univ. A. I. Cuza, secţia II.* IX, p. 7—22. Iaşi.

Kulciţki I. O., Maksimov A. V. (1962). Schema stratigrafică a Cretacicului din Carpaţii Ucrainei. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 146, 1/962 p. 175—178; în l. rom. din *Noutăţi Geol.-Geof., I. L. Geo.*, 11, p. 3—8. Bucureşti.

Paul K. M. (1876). Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.* XXVI, p. 312—312. Wien.

Pazdro Z. (1936). Les Couches de Szipot à Hryniava sur Czeremotz, *Kosmos*, 60, Lwow.

Ştefănescu D. (1937). La zone du Flysch carpatique en Bucovine entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, p. 126. Bucureşti.

Ştefănescu D. (1941). Observations sur le note de M. H. Teisseyre „Sur la structure géologique des environs de Zabie". — *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXV (1936—1937). p. 8—12. Bucureşti.

Sujkowski Zb. (1938). Les séries de Szipot dans les Carpates Polonaises Orientales. *Trav. Serv. Géol. Pol.*, III, 2. Varşovie.

Swiderski B. (1926). Sur quelques problèmes de la géologie des Carpates Orientales plono-roumaines. *Mém. I-ére Rev. Assoc. Carp.* Warsovie—Boryslav.

Swidzinski H. (1948). Stratigrafical index of the northern Flysch Carpathians. *Serv. Géol. Pol., Inst. Géol. Pol., Bull.* 37, (éd. angl.). Warszawa.

Teisseyre H. (1936). Sur la structure géologique des environs de Zabie. *Serv. Géol., Karp. Bull.*, 28, Varsovia—Boryslav. Lwow.

* * * ACADEMIA R.P.R. COMITETUL GEOLOGIC. Harta geologică a Republicii Populare Române şi teritoriile vecine, scara 1 : 500.000. Bucureşti.

* * * MIN. IND. PETR. CHIM.—T.E.G.—INTR. LAB. GEOL. Harta geologică a zonelor de interes petrolifer ale Republicii Populare Române, scara 1 : 100.000 foile Putna, Cîmpulung Moldovenesc, Bucureşti 1955.

* * * MIN. IND. PETR. CHIM.—T.E.G.—INTR. LAB. GEOL. Schiţa geologică a Republicii Populare Române scara 1 : 500.000, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

REMARQUES GÉOLOGIQUES SUR LE FLYSCH D'AUDIA (CERNAHORA) DE BUCOVINE

PAR

V. AGHEORGHESEI, D. CRISTODULO, L. MICȘA, I. MARINESCU

(Résumé)

Les formations crétacées et paléogènes qui font l'objet de ce compte rendu appartiennent à la zone d'Audia (Cernahora) et à l'unité médio-marginale (sous-unité médiane ou la zone de Krosno).

Les plus anciens dépôts de l'unité Audia appartiennent à la série des schistes noirs (Couches de Şipote-Audia) d'âge crétacé inférieur (Barrémien-Albien). L'âge des schistes noirs, que certains auteurs considèrent comme exclusivement albien, est infirmé en Bucovine à cause d'un ammonite bédulien trouvé par E. Gherman (*Ancyloceras* cf. *matheronianum* d'Orb.). On a reconnu, dans la succession des schistes noirs, un horizon supérieur gréseux, à prédominance de grès silicifiés à glauconie (horizon II de Sujkowski) et un horizon inférieur schisteux (horizon I de Sujkowski).

Les schistes noirs (Couches de Şipote—Audia) apparaissent sous forme de lambeaux orientés NNW—SSE qui dépassent en continuité la frontière dans l'unité Cernahora—Kostriţa.

En continuité de sédimentation, superposé aux schistes noirs, suit un horizon d'argiles rouges bariolées et vertes (horizon III de Sujkowski) qui appartient au Crétacé moyen (Albien supérieur—Cénomanien inférieur) et qui continue vers le N par la suite Ialovăţ (R.S.S. Ukraine). On n'a pas rencontré, dans la zone étudiée, un horizon brun-gris (l'horizon IV de Sujkowski).

Le grès de Tomnatec—Prisaca se superpose de manière discordante à l'horizon des argiles rouges, vertes et représente un flysch gréseux qui comprend le Crétacé supérieur, le Paléocène et une partie de l'Éocène (Ypressien—Lutétien inférieur). Les restes d'Inocérames témoignent de la présence du Crétacé supérieur dans le grès de Tomnatec—Prisaca. Cette série est continuée vers le N par le grès de Cernahora—Skupowa de la nappe de Cernahora—Kostriţa.

L'Éocène en faciès de Tarcău et l'Oligocène en faciès de Krosno à grès de Fusaru paraissent dans la sous-unité médiane. Ces séries reviennent dans la zone de Krosno (dépression centrale) de R.S.S. Ukraine.

Institutul Geologic al României

Du point de vue tectonique la zone d'Audia constitue une unité charriée vers l'E et représente la continuité, sur le territoire de notre pays, de la nappe de Kostriţa—Cernahora de la R.S.S. Ukraine.

Les structures de plis-écailles, anticlinales et synclinales déversées à l'E vers le parautochtone, vont se prolongeant du territoire de notre pays dans le territoire soviétique.

À remarquer, à l'intérieur de la zone d'écailles de l'unité d'Audia, la relative harmonie tectonique entre le grès de Prisaca et le Crétacé inférieur et moyen situé en dessous.

La ligne frontale de l'unité d'Audia est la ligne d'Audia—Cernahora le long de laquelle les dépôts crétacés chevauchent, de l'W vers l'E, les formations paléogènes de la sous-unité médiane (l'unité médio-marginale). À l'intérieur de la sous-unité médiane qui représente la continuité de la zone de Krosno (dépression centrale) dans le territoire de notre pays, on rencontre des anticlinaux et synclinaux quasi-normaux. Vers le S, les axes de ces plis coupent obliquement la ligne d'Audia. On ne connaît pas de transitions de faciès au contact entre l'unité d'Audia et la sous-unité médiane (Krosno).

La mise en place de la nappe Audia—Cernahora s'est produite, le plus tôt, à la fin de l'Oligocène (phase savique) et le plus tard pendant le Miocène supérieur (phase styrique).

Nos recherches n'ont pas confirmé l'existence d'un Sénonien à marnes rouges et à grès à veinules de calcite type „Couches à Inocérames" qui contourne le bord de la nappe d'Audia et qui constitue une digitation de cette nappe. Les soit-disantes marnes rouges et grès à veinules de calcite doivent être attribués à l'Éocène supérieur et, respectivement, à l'Oligocène de l'unité inférieure située à l'E (sous-zone médiane, zone de Krosno).

EXPLICATION DE LA CARTE ET DES PLANCHES

CARTE

Carte géologique du flysch d'Audia comprise entre les vallées Nisipitu—Moldova.

1, Quaternaire ; 2, alluvions ; 3, terrasses ; 4, glissements de terrain ; 5, zone médiane ; 6, Oligocène ; 7, couches de Krosno-Fusaru ; 8, Éocène ; 9, Éocène sup. ; 10, couches de Podu-Secu ; ar, argiles rouges ; 11, Éocène inf.-moyen ; 12, grès de Tarcău ; 13, zone d'Audia—Cernahora ; 14, Turonien sup. — Sénonien (+ Éocène inf.) ; 15, grès de Prisaca ; 16, Vraconien-Cénomanien ; 17, série d'argiles bigarées ; ar, argiles rouges ; 18, Barrémien—Albien (Gault) ; 19, série de schistes noirs (couches d'Audia—Şipote) ; 20, horizon des grès quartzeux ; 22, anticlinaux normaux et déversés ; 23, synclinaux normaux et déversés ; 24, failles ; 25, ligne de charriage (Audia—Cernahora) ; 26, point fossilifère.

Institutul Geologic al României

PLANCHES

Planche I

Coupes géologiques dans le flysch d'Audia comprises entre les vallées Nisipitu — Moldova (ruisseau Sălătruc).

Planche II

Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé de l'unité d'Audia (région entre les vallées Suceava — Moldova).

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

STUDIUL GEOLOGIC AL REGIUNII DINTRE VALEA IEZERULUI ŞI VALEA GALDEI (MUNŢII METALIFERI) [1])

DE

S. BORDEA, JOSEFINA BORDEA, R. PURICEL

Abstract

Geological Study of the Area between Iezer and Galda Valleys. The researches carried out in this zone show that the Upper Jurassic deposits occur as masses overlying normally a basement of basic eruptions (in the West of the region) or as blocks (olistoliths) included within the Cretaceous deposits (in the East of the region). The Cretaceous deposits have been assigned to Barremian—Aptian and divided into two series. The basic effusive rocks in the West of the area do not form a nappe; the diabases in the East of the region are intercalated within the Lower Cretaceous deposits. A linear arrangement of banatitic veins trending NNE—SSW is stated.

În lucrarea de faţă sînt cuprinse rezultatele cercetărilor noastre din anii 1961 şi 1962. Regiunea este situată la W de satele Ighiu, Bucerdea, Cricău şi este delimitată la N de valea Galda, iar la S de valea Iezer.

Cursurile de apă mai importante sînt de la sud la nord următoarele: valea Iezerului, care unită cu valea Oilor, formează valea Ighiu; valea Ţelnei cu afluentul său valea Ciucurele; valea Bucerdea cu doi afluenţi importanţi: valea Şetrii pe dreapta şi valea Sfredelaşul pe stînga; valea Cricău; valea Galda în nordul regiunii, cu doi afluenţi pe dreapta: valea Primăverii şi valea Iadului.

Vîrfurile cele mai înalte sînt situate pe latura vestică a perimetrului, punctul de altitudine maximă fiind de 1290 m (vîrful Lăcustei).

Istoric. Cele mai vechi date asupra regiunii le deţinem de la Hauer şi Stache (1863), Herbich (1877), S. Szentpétery (1916) şi Lóczy.

În 1938 J. Gherman (1938) descrie depozitele cretacice şi terţiare şi consideră calcarele jurasice în pînză de şariaj.

[1]) Comunicare în şedinţa din 17 aprilie 1964.

Institutul Geologic al României

O lucrare mai recentă este publicată de M. Ilie în 1950. Autorul dă o descriere amănunțită a formațiunilor sedimentare, însoțită de o hartă la scara 1 : 50.000. El atribuie depozitele din regiunea noastră Barremianului și Apțianului, neseparate. Din punct de vedere tectonic, M. Ilie admite o structură în pînză de șariaj, calcarele jurasice fiind alunecate peste flișul cretacic. În timpul deplasării, pînza a antrenat și o parte din diabaze.

În 1954, Gr. Popescu și I. Motaș, în urma executării unor profile informative, consideră klippele de calcar ca înrădăcinate sau ca olistolite și nu ca lambouri de șariaj.

Stratigrafie

Formațiunile geologice care iau parte la constituția regiunii sînt: depozitele jurasice, cretacice, eruptivul bazic și eruptivul banatitic.

Jurasic — Malm. În perimetrul cercetat depozitele neojurasice apar ca masive ce stau normal pe un fundament de erupțiuni bazice, sau ca blocuri (olistolite) prinse în depozite cretacice. Olistolitele ocupă o zonă situată în estul și nordul regiunii.

În depozitele neojurasice, putem distinge următoarele tipuri de calcare: calcarele recifale cenușii, masive, compacte. În baza acestor calcare apar rareori intercalații cărămizii șistoase; calcare stratificate, marmoreene, omogene, cenușii deschis, aproape albe, cu nuanțe roz. Se desfac pe fețe plane. Grosimea stratelor atinge 1—9 cm; calcare negre, grezoase, rugoase, străbătute de numeroase diaclaze cu calcit. Spărtura este neregulată. Calcarele negre conțin cochilii complet diagenizate ce nu pot fi detașate din rocă.

După cum am arătat mai sus, calcarele apar în situații geologice diferite:

În partea de vest a regiunii ele stau pe complexul ofiolitic. Între acest complex și calcare nu se observă zone brecifiate sau lineații determinate de vre-un fenomen de șariaj.

Din cercetările noastre rezultă că placa de calcare Ciumerna-Coițca nu este unitară, așa cum apare figurată în lucrări mai vechi (M. Ilie, 1950). Astfel, în zonele cu relief negativ (văi, zone depresionare), eroziunea a scos la zi de sub calcare porfiritele și porfirele cuarțifere. Această situație se observă clar pe Hoanca Strigleului și pe un afluent drept al văii Oilor.

Un fenomen similar are loc la calcarele din Grohota-Pragului și de la sud de lacul Iezer care domină cu cca 80 m zona de la Ponorel unde apare flișul cretacic. De aici ideia unei pînze de șariaj a calcarelor jurasice

Institutul Geologic al României

peste flişul cretacic (M. Ilie, 1950). În realitate, Cretacicul îneacă un relief jurasic preexistent, insinuîndu-se între pintenii de calcar pe care îi conturează. De altfel, într-un şanţ amplasat la 280 m sud de lacul Iezer, am putut observa cum şisturile negre cretacice stau discordant pe calcarele neojurasice.

Prezenţa elementelor de calcar în conglomeratele cretacice dezvoltate în partea de NW şi NE a dealului Ciumerna, indică existenţa unui ţărm calcaros în timpul depunerii sedimentelor cretacice. Elementele de calcar prost sortate şi uşor rotunjite, indică un transport scurt. Sursa elementelor din conglomeratele de la izvoarele văii Oilor şi cele de la W de dealul Ciumerna, nu poate fi decît masivul calcaros Curăţelul, Strigleul şi vîrful Albii.

Calcarele descrise mai sus, ocupă porţiunea dintre dealul Ciumerna şi vîrful Strigoiul. Spre sud ele ajung pînă la Grohota Pragului. O altă fîşie de calcare începe în vîrful Runcul Rău şi se continuă spre NNE constituind masivul Curăţelul.

În estul şi nord-estul regiunii, calcarele ocupă o cu totul altă poziţie. Ele sînt prinse ca blocuri enorme în depozitele cretacice inferioare. Eroziunea diferenţială a scos în evidenţă masivele de calcare, care apar astfel uneori în poziţii dominante faţă de flişul cretacic. Dacă aceste masive de calcare ar fi plutit pe flişul cretacic (în ipoteza unei pînze), este neîndoelnic faptul că văile şi-ar fi creat talvegul ocolindu-le. În realitate avem de-a face cu văi epigenetice, săpate iniţial în fliş şi apoi continuate în calcare. Este cazul văii Ţelna şi al văii Ciucurele.

În privinţa calcarelor din zona de la izvoarele văii Primăverii şi a văii Cricăului nu ne putem pronunţa asupra poziţiei lor. Privite în ansamblu, aceste masive calcaroase par a fi format o placă prinsă într-un depozit conglomeratic. Aliniamentul de calcare este orientat longitudinal, conform cu direcţia depozitelor cretacice în care ele sînt prinse. Lăţimea maximă a masivelor este de 180 m (vîrful Sfredelaşul). Pe anumite zone, această bandă de calcare este îndepărtată complet de eroziune. Este cazul văilor Ciumerna, Cricău, Primăverii şi Iadului.

Aparţiile de calcare din versantul drept al văii Primăverii pot fi interpretate fie ca olistolite, desprinse aproape în acelaşi timp dintr-un ţărm jurasic, fie ca reprezentînd resturile unui relief inundat de marea cretacică. Pe hartă aceste masive de calcare au fost figurate ca olistolite pentru a menţine o unitate de vederi asupra poziţiei calcarelor jurasice.

Cît priveşte răspîndirea calcarelor jurasice însedimentate în flişul cretacic (olistolite), menţionăm că acestea formează două aliniamente

Institutul Geologic al României

orientate NNE—SSW. Primul aliniament este format din masivele Sfredelaşul, vîrful Tihei şi masivele calcaroase din versantul drept al văii Primăverii. Al doilea aliniament, amplasat la SE de primul, este constituit din numeroase blocuri de calcare, cum sînt cele de pe valea Ţelna, valea Ciucurele şi dealul Stînii.

Cretacic. În munţii Metaliferi prezenţa Cretacicului a fost dovedită pe baze paleontologice încă din 1877 de F. Herbich (1877). În lucrările noastre din 1961 nu am putut separa în această zonă depozitele valanginian-hauteriviene amintite de M. Ilie (1950). Am deosebit însă un pachet şistos în bază, pe care l-am atribuit Barremianului, paralelizîndu-l cu stratele de Căbeşti (T. P. Ghiţulescu, M. Socolescu, 1941). Depozitele de deasupra, mai grosiere, le-am atribuit Apţianului.

În lipsa unor argumente paleontologice nu putem fi siguri de aceste vîrste. După componenţa litologică separăm însă două serii : seria inferioară şi seria superioară, cărora le atribuim împreună vîrsta barremian-apţiană. Seria superioară în facies de fliş, se dispune concordant pe seria inferioară.

Seria inferioară. În cadrul seriei inferioare, deosebim două faciesuri : faciesul şisturilor negre şi al conglomeratelor şi faciesul şisturilor vărgate (negre şi cărămizii).

Faciesul şisturilor negre şi al conglomeratelor. Şisturile negre cu aspect ardezian apar în partea vestică a regiunii, luînd contact cu banda de diabaze şi diabaz-porfirite. Şisturile negre argiloase formează pachete de 3—7 cm şi se desfac în plăci milimetrice. Sînt satinate pe feţe şi au o spărtură aşchioasă. În şisturile negre apare cu totul subordonat o gamă de tipuri de tranziţie. Astfel apar variaţii în ce priveşte granulaţia, cantitatea de mică şi grosimea bancurilor.

Conglomeratele poligene cu matrice detritică se dezvoltă în bancuri metrice. Ele formează un relief abrupt cu grohotiş caracteristic. Elementele sînt constituite din calcare jurasice cenuşii, cuarţite albe, blocuri mari de cuarţite negre grafitoase, granite cu biotit şi ortoză, fragmente rotunjite de porfirit-diabaze şi gresii şistoase. Diametrul maxim al galeţilor este de 50 cm. În conglomerate apar intercalaţii de gresii şi microconglomerate. Elementul şi liantul sînt de aceeaşi natură cu a conglomeratelor poligene.

Faciesul şisturilor vărgate. Sincron şi heteropic seriei şisturilor şi conglomeratelor, apare faciesul şisturilor vărgate. Acest facies se dezvoltă în zona estică a perimetrului. Aspectul caracteristic îl dă alternanţa de şisturi cărămizii cu şisturi cenuşii-verzui. Ritmurile de culoare se repetă la intervale neregulate. Granulaţia şi şistozitatea se menţin; aspectul

Institutul Geologic al României

general este vărgat. Majoritatea olistolitelor jurasice sînt prinse în această serie. Şisturile vărgate argiloase sînt foarte omogene, cu totul apărînd intercalaţii de gresii.

Seria superioară, flişoidă, atinge maximul de dezvoltare între valea Oilor şi pîrîul Bulzului. Succesiunea clară a seriilor, este vizibilă în zona Runcu—valea Oilor, unde peste conglomeratele seriei inferioare se dispune direct seria ritmică flişoidă. Seria superioară formează un sinclinal, flancat la NW de faciesul şisturilor şi conglomeratelor, iar la SE de faciesul şisturilor vărgate al seriei inferioare.

Elementul caracteristic şi dominant al seriei superioare îl constituie şisturile marno-argilo-grezoase. Ele alcătuiesc secvenţe compuse din mai multe tipuri litologice: şisturi argiloase, şisturi marno-grezoase şi marnocalcare.

Şisturile sînt satinate şi se desfac după feţe plane, în plăcuţe milimetrice. Marnocalcarele au culoare cenuşie-vineţie şi datorită durităţii ridicate ies în relief faţă de celelalte litotipuri cu care sînt asociate.

Gresiile calcaroase cenuşii sînt formate din elemente de cuarţ bine rulate, prinse într-un ciment fin calcaros. Ele se intercalează între şisturi sau marno-calcare, ca bancuri decimetrice. Uneori mica abundă pe feţele de desfacere. Există şi alte numeroase tipuri de gresii ce diferă prin cantitatea de mică conţinută, culoare sau granulaţie.

În cadrul seriei flişoide apar ca lentile de dimensiuni reduse microconglomerate şi conglomerate cu elemente de cuarţ prinse într-un liant calcaros. Menţionăm asemenea apariţii pe valea Bucerdea şi valea Ieżer.

Semnalăm o situaţie aparte, în flancul estic al anticlinalului vîrful Stînii—vîrful Cricău unde seria superioară îmbracă spre est un facies conglomeratic. Aceste conglomerate poligene cu liant calcaros-grezos conţin predominant elemente de calcar. Intercalaţiile de gresii calcaroase, masive, diaclazate, apropie acest facies de „stratele de Valea Dosului" (Apţian).

Separarea celor două serii (inferioară şi superioară) este foarte dificilă din cauza variaţiilor de facies pe laterală în cadrul seriilor şi a recurenţelor.

Roci eruptive. În regiunea cercetată apar o serie de roci eruptive variate ca aspect, constituţie şi vîrstă. Am deosebit: complexul ofiolitic (în vestul regiunii); roci eruptive intercalate în depozitele cretacice şi banatite.

Rocile eruptive din complexul ofiolitic au fost descrise de M. Ilie sub denumirea de „masivul ofiolitic axial" şi atribuite Triasicului. Direct peste complexul ofiolitic se dezvoltă calcarele jurasice superioare, fapt

Institutul Geologic al României

care ne face să admitem că diabazele şi porfirit-diabazele din zona vestică sînt puse în loc înaintea depunerii calcarelor jurasice superioare.

Banda de eruptiv dezvoltată în estul regiunii este reprezentată exclusiv prin diabaze (curgeri şi aglomerate) intercalate în depozitele cretacice inferioare.

În cadrul depozitelor cretacice, M. Ilie (1950) semnalează apariţia a două filoane de porfire şi porfire dioritice cretacice. În cercetările noastre am putut urmări un aliniament de roci banatitice variate, reprezentate prin andezite cu hornblendă, diorite şi lamprofire.

Complexul ofiolitic. În cadrul acestui complex, apar în regiune o serie de roci eruptive foarte variate. Citǎm astfel : diabaze, diabaz-porfirite, porfire cuarţifere, ortofire şi aplite. Dintre acestea diabazele şi diabaz-porfiritele sînt primele veniri în fosa geosinclinală (H. Savu, 1957).

Spilitele, ortofirele şi porfirele cuarţifere nu le-am separat cartografic, deşi apar ca fîşii în diabaze şi porfirit-diabaze, ocupînd o bună parte din banda vestică de eruptiv. Spilitele, ortofirele şi porfirele cuarţifere, constituie stadiul următor în evoluţia magmatismului bazic. Dăm mai jos cîteva descrieri de roci ce apar în complexul ofiolitic.

Diabazele au culoare verde închisă, rar cu nuanţe cenuşii. Sînt masive şi dure. La microscop, au o structură ofitică sau intersertală ; textura este masivă.

Porfirit-diabazele au o culoare variată : verde deschis, roz-gălbui-cenuşiu. Porfiritele diabazice sînt masive, dure, foarte fin granulare. Spărtura este aşchioasă sau concoidală. La microscop roca prezintă o structură porfirică şi o textură masivă.

Porfirele cuarţifere sînt alb-lăptoase. Cristalele de cuarţ sînt vizibile cu ochiul liber. Pasta de culoare deschisă este devitrificată. Structura este porfirică, textura masivă. Porfirele cuarţifere apar la est de vîrful Runcul Rău şi la izvoarele văii Berbecului.

Ortofirele au o culoare violaceu deschis, albicioasă pe feţele de alteraţie. Structura este porfirică, textura masivă. Ortofirele se dezvoltă pe valea Oilor.

Spilitele sînt roci verzui deschise. Au structura porfirică şi textura masivă sau fluidală. La microscop se observă baghete de albit sau de augit în parte caolinizate.

Complexul ofiolitic formează o fîşie continuă, orientată NNE—SSW, între valea Galda şi valea Iezer.

Roci eruptive intercalate în depozitele cretacice. În partea de sud-est a regiunii apar o serie de diabaze intercalate în depozitele cretacice-

Institutul Geologic al României

inferioare. Diabazele sînt reprezentate priu curgeri şi aglomerate. Există o strînsă legătură între flişul cretacic şi diabaze, fapt dovedit fie prin amestecul celor doi termeni în proporţie variabilă, fie prin apariţia izolată a unui termen în masa celuilalt. Aceste relaţii au fost confirmate şi în secţiunile microscopice.

Fîşia de roci eruptive intercalate în depozitele cretacice atinge maximul de dezvoltare (1 km) la SW de vîrful Dealurilor.

Banatitele. În cadrul depozitelor cretacice apar o serie de filoane de andezite. Semnalăm astfel andezite cu hornblendă, andezite cu biotit, lamprofire şi sporadic diorite.

Filoanele sînt orientate NNE—SSW după o linie de slabă rezistenţă. Eruptivul banatitic a fost pus în loc ulterior depunerii depozitelor cretacice inferioare, acestea din urmă fiind transformate la contactul cu rocile eruptive.

Filoanele de andezite apar la confluenţa văii Iezerului cu valea Oilor şi se continuă pe aceeaşi direcţie pînă în dealul Piciorul Plăeţului, unde se individualizează un corp de andezite.

Tectonica

Regiunea cercetată se încadrează din punct de vedere tectonic în ansamblul munţilor Metaliferi şi Trascău.

Un element unitar, bine individualizat, îl constituie banda de ofiolite împreună cu calcarele de deasupra lor. Ele formează o fîşie orientată NNE—SSW, ce începe din valea Galda şi se continuă pînă în valea Rădăcina. Această bandă reprezintă continuarea spre SW a crestei Bedeleu. Spre sud, ea dispare în valea Rădăcina afundîndu-se sub depozitele cretacice. Terminaţia bruscă a crestei de ofiolite şi calcare sugerează un relief îngropat, o faleză a mării în timpul depunerii sedimentelor cretacice.

Prin extinderea zonei de apariţie a ofiolitelor în plină zonă calcaroasă, am dedus că ofiolitele nu formează o bandă separată de calcare, cum a fost figurat pe harta sa de M. Ilie (1950). În multe locuri, în special pe văi (Hoanca Strigleului), există raporturi clare, porfiritele şi diabazele suportînd normal calcarele jurasice superioare.

În ce priveşte raporturile între ofiolite şi depozitele cretacice inferioare, este edificator profilul de pe valea Vîlcelele. Aici şisturile cenuşii cretacice, cu căderi de cca 60°, stau normal pe ofiolite. Situaţiile anormale, în care şisturile prezintă înclinări spre nord, părînd că intră sub ofiolite, nu sînt decît accidente, deranjamente locale, determinate de cutarea mezocretacică.

Institutul Geologic al României

Depozitele cretacice sînt strîns cutate, formînd structuri orientate NNE—SSW, cu deversări spre NW. Structura majoră o reprezintă sinclinalul Runc—Piciorul Plăeţului, cu depozite flişoide în zona axială şi depozitele seriei inferioare în flancuri. În flancul sudic al acestui sinclinal se individualizează anticlinalul „vîrful Stînii valea Cricău" format din depozitele seriei inferioare, în faciesul şisturilor vărgate. Flancurile acestui anticlinal prezintă înclinări de cca 70—90°.

O a treia structură, paralelă cu primele, o formează sinclinalul de la sud de anticlinalul „vîrful Stînii—valea Cricău".

Dintre accidentele rupturale semnalăm falia Albii şi falia Ciumerna. Falia Albii este orientată N—S şi pune în contact anormal ofiolitele şi calcarele suportate de acestea, cu depozitele cretacice. Compartimentul ei vestic este ridicat. Falia Ciumerna este orientată NE—SW şi pune în contact anormal calcarele din dealul Ciumerna cu conglomeratele cretacice inferioare. Săritura faliei se amortizează spre SW. Zona cuprinsă între cele două falii (Ciumerna şi Albii formează un fel de horst.

Consideraţiuni generale. Pe baza celor arătate se poate schiţa evoluţia geologică a regiunii în felul următor. Activitatea vulcanică care a dat naştere seriei eruptive ofiolitice a început să se manifeste odată cu formarea fosei geosinclinale, moment a cărui vîrstă nu se poate preciza din lipsa unor depozite mai vechi decît Jurasicul superior. Activitatea magmatică a durat pînă în Jurasicul superior, cînd începe formarea calcarelor recifale, recifii dezvoltîndu-şi coloniile direct pe ofiolite. Limita superioară a erupţiilor ofiolitice corespunde deci limitei inferioare a depozitelor calcaroase. Partea superioară a calcarelor cuprinde poate şi o parte din Cretacicul inferior.

Mişcările chimmerice noi au influenţat starea generală a şanţului geosinclinal. Fosa Mureşului suferă mişcări inegale de scufundare sau de ridicare şi o mişcare constantă de deplasare spre est. Creasta Bedeleu-Ciumerna se ridică puternic, separînd spre NW un bazin cu apă puţin adîncă, iar spre SE fosa geosinclinală în care se depun depozitele flişoide cretacice inferioare. Din creasta Bedeleu-Ciumerna se detaşează blocuri mari de calcare care sînt prinse în sedimentele cretacice inferioare.

În partea de SE a regiunii, depozitele cretacice sînt asociate cu diabaze (curgeri şi aglomerate) de aceeaşi vîrstă cu flişul în care se intercalează.

BIBLIOGRAFIE

Gherman J. (1938). Cercetări geologice în colţul de SW al Depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muz. Geol.* VII. Cluj.

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Institutul Geologic al României

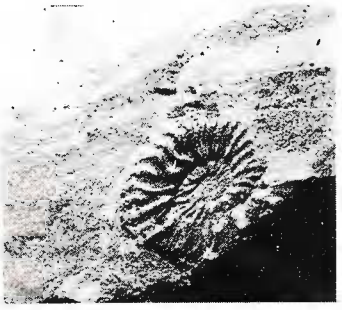
EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1 —4. — *Hysteroceras orbignyi* (S p a t h).
Fig. 5. — *Hysteroceras* aff. *orbignyi* (S p a t h).
Fi.g 6. — *Puzosia* sp.

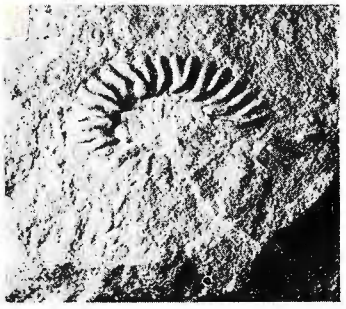
208-1

Institutul Geologic al României

S. Bordea, J. Bordea, R. Puricel. Geologia regiunii dintre valea Iezerului şi valea Galdei.



1



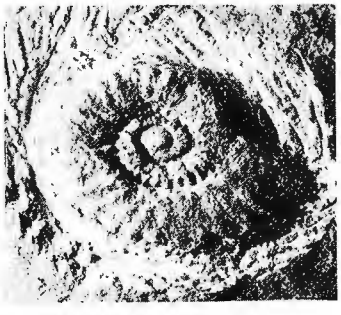
2



3



4



5



6

Institutul Geologic al României

S. BORDEA – J. BORDEA – R. PURICEL

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI DINTRE V. IEZERULUI – V. GALDEI

SC. 1:50.000

L E G E N D A

FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

1 Conuri de dejecţie 2 Grohotişuri
3 Prăbuşiri 4 Aluviuni

5 APŢIAN – SERIA SUP. – Facies de fliş a: conglomerate

6 BARREMIAN – SERIA INF. – a Faciesul şisturilor negre şi a conglomeratelor; b Faciesul şisturilor vărgate

7 NEOCOMIAN? JURASIC SUP. – Calcare

8 Olistolite

FORMAŢIUNI ERUPTIVE

9 BANATITE – Andezite cu hornblendă

10 CRETACIC INF. – Diabaze (curgeri şi aglomerate)

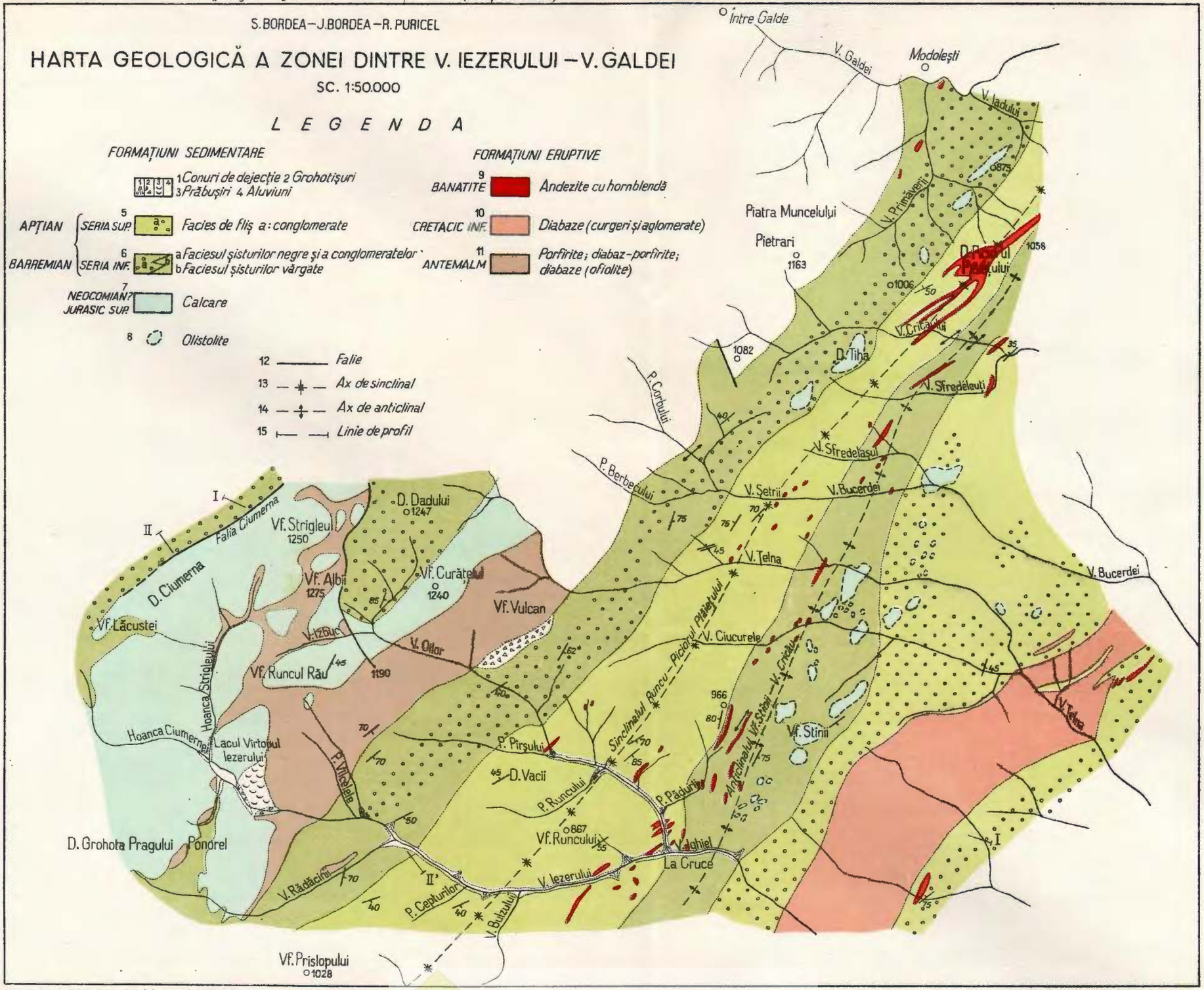
11 ANTEMALM – Porfirite; diabaz-porfirite; diabaze (ofiolite)

12 Falie

13 Ax de sinclinal

14 Ax de anticlinal

15 Linie de profil



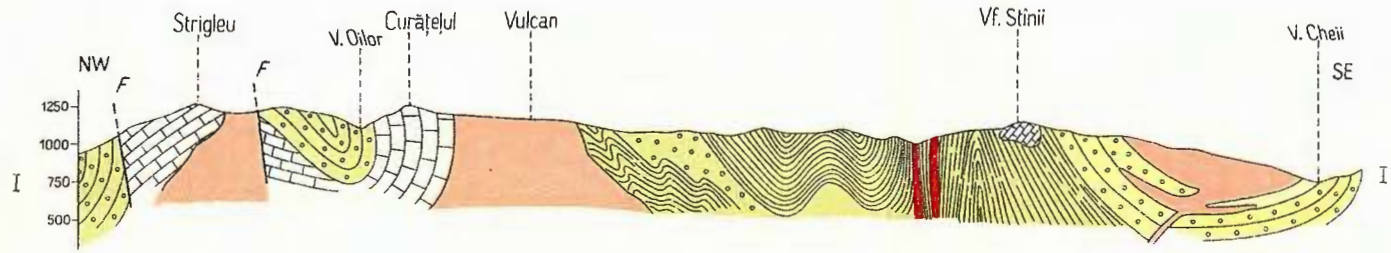
Imprim. Atel. Inst. Geol.

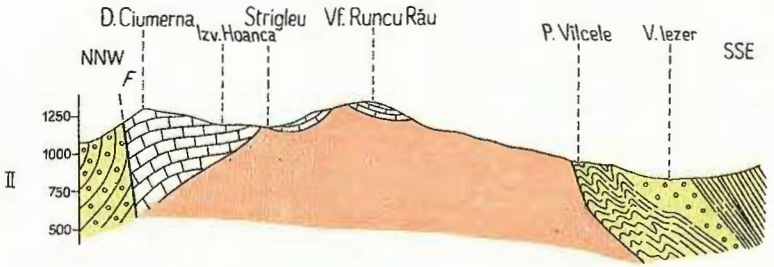
Institutul Geologic al României

S. BORDEA – J. BORDEA – R. PURICEL

SECȚIUNI GEOLOGICE IN ZONA DINTRE V. IEZERULUI – V. GALDEI

SC. 1:50.000





L E G E N D A

- APȚIAN – SERIA SUPERIOARĂ 1
  - b Conglomerate calcaroase
  - a Alternanță ritmică de marno-calcare, șisturi argiloase, gresii
- BARREMIAN – SERIA INFERIOARĂ 2
  - c Alternanță de șisturi cenușii verzui cu șisturi roșii (Faciesul șisturilor vărgate)
  - b Conglomerate poligene
  - a Șisturi argiloase negre
- NEOCOMIAN? JURASIC SUP. 3 — Calcare cenușii și crem
- 4 — Olistolite
- BANATITE 5 — Andezite cu hornblendă
- DIABAZE INTERCALATE ÎN CRETACIC 6 — Curgeri și aglomerate
- OFIOLITE 7 — Porfirite; diabaze

Institutul Geologic al României

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941). Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI. Bucureşti.
Hauer F., Stache G. (1863). Geologie Siebenbürgens. Wien.
Herbich F. (1877). Geologische Beobachtungen in dem Gebiete des Kalkklippen am Ostrande des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* VII.
Ilie M. (1952). Monts Métallifères de Roumanie. *An. Com. Geol.* Vol. XXIII Bucureşti.
Savu H. (1956—1957). Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Troaş—Pîrneşti din masivul Drocea. *D.S. Com. Geol.* XLIV.
Szentpétery S. (1916). Über die Eruptivgesteine der Drocsa und des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahrsb. d.k. ung. geol. Anst.* Budapest.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE LA VALLÉE DE IEZER ET LA VALLÉE DE GALDA (MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR

S. BORDEA, JOSEFINA BORDEA, R. PURICEL

(Résumé)

La région étudiée est située dans le NE des Monts Metallifères à presque 26 km NW distance d'Alba Iulia.

Stratigraphie

Les formations géologiques qui entrent dans la constitution de la région sont : les dépôts jurassiques, crétacés, l'éruptif basique et l'éruptif banatitique.

Jurassique-Malm. À l'intérieur du périmètre étudié les dépôts néojurassiques apparaissent comme des massifs qui ont une position normale sur un soubassement d'éruptions basiques (dans l'W de la région), ou comme des blocs (olistholites) serrés dans les dépôts crétacés (dans l'E de la région).

Les dépôts jurassiques supérieurs se caractérisent par la prédominance des calcaires récifaux grisâtres, massifs, compactes.

Ce n'est que rarement que des calcaires apparaissent, stratifiés, gris clair presque blancs, des calcaires marmoréens ou des calcaires, noirs gréseux.

La plaque de calcaires Ciumerna-Coiţca n'est pas unitaire, telle qu'elle apparaît dans les travaux antérieurs. Ainsi, dans les zones à relief négatif l'érosion a mis en évidence la présence des porphyrites ou des prophyres quartzifères en base des calcaires. Entre ce complexe et les

Institutul Geologic al României

calcaires il n'y a pas de zones bréchifiées ou des linéations déterminées par quelques phénomènes de charriage.

Le Crétacé est transgressif sur un relief jurassique s'insinuant entre les éperons calcaires qu'il contourne.

La présence des éléments calcaires dans les conglomérats crétacés développés au NW et NE par rapport à la colline Ciumerna, indique l'existence d'un rivage calcaire à l'époque où les sédiments crétacés se sont déposés. Les éléments calcaires mal classés et faiblement arrondis indiquent un transport de courte durée.

Les éléments des conglomérats qui se trouvent aux sources de la vallée Oilor et à l'W de Ciumerna proviennent probablement des massifs calcaires Curăţelul, Strigleul et le faîte Albii.

Au NE de la région étudiée se développent les calcaires de Piatra Ceţii à riche faune de Stramberg. En vertu de la ressemblance lithologique des calcaires de la zone étudiée avec ceux de Piatra Ceţii, nous sommes tentés d'attribuer aux calcaires un âge néojurassique ; pourtant, ils peuvent atteindre parfois le Crétacé inférieur.

Dans la zone E de la région, les calcaires occupent une position tout à fait différente. Ils sont serrés, sous la forme des blocs énormes, dans les dépôts crétacés inférieurs. L'érosion a mis en évidence les massifs calcaires qui occupent parfois des positions dominantes par rapport au flysch crétacé. Si ces massifs calcaires avaient flotté sur le flysch crétacé — au cas d'une nappe — il apparaît comme incontestable que les vallées auraient créé leur talveg en les contournant. En réalité il s'agit des vallées épigénétiques, creusées d'abord dans le flysch, approfondies par la suite dans les calcaires.

C'est le cas pour la vallée Ţebna et Ciucurele.

Crétacé. Nous avons séparé deux séries, suivant des critériums lithologiques, dans les dépôts crétacés. À cause de l'absence de repères stratigraphiques on leur a attribué un âge compréhensif Barrémien-Aptien.

a) *Série inférieure.* 1. Le faciès des schistes noirs et des conglomérats comprend des schistes noirs argileux à l'aspect ardoisien et subordonné des conglomérats polygènes à matrice détritique. 2. Le faciès des schistes bariolés est synchrone du point du vue hétéropique au faciès dont nous venons de parler. Son aspect caractéristique est dû à l'alternance des schistes rouge-brique avec les schistes gris-vert. Ces rythmes de couleurs reviennent à des intervalles irréguliers.

b) *Série supérieure.* Cette série à caractère flyschoïde atteint son maximum de développement entre la vallée Oilor et le P. Buluzului.

Institutul Geologic al României

L'élément qui caractérise et domine la série supérieure est constitué par les schistes marno-argilo-gréseux. À signaler une situation spéciale dans le flanc E de l'anticlinal Faîte Stînii—Vallée Cricău où la série supérieure en faciès de flysch revêt, vers le S, un faciès conglomératique. Les intercalations de grès calcaires, massifs, diaclasés, rapprochent ce faciès des „couches de la vallée Dosului" (Aptien).

Roches éruptives

Une série de roches éruptives d'aspect varié, à constitution et âges divers apparaît dans la région levée. Ont été distingués : le complexe ophiolitique ; les roches éruptives (diabases) intercalées dans les dépôts crétacés ; les banatites.

Les roches éruptives séparées dans le complexe ophiolitique ont été décrites par M. Ilie sous le nom de „massif ophiolitique axial" et ont été attribuées au Trias. Sur le complexe ophiolitique des calcaires néojurassiques se développent — c'est pourquoi nous admettons que les diabases et les porphyrite-diabases de la zone W sont mis en place avant le dépôt des calcaires néojurassiques.

La bande d'éruptif de l'E de la région est constituée uniquement par des diabases (écoulements et agglomérats) intercalés dans les dépôts crétacés. Le flysch crétacé est étroitement lié aux diabases, ce dont témoigne soit le mélange des deux termes en proportion variable, soit l'apparition isolée d'un terme dans la masse de l'autre. Ces relations se sont encore confirmées dans les sections microscopiques.

A signaler dans les dépôts crétacés une série de filons de banatites représentés par les andésites à hornblende, andésites à biotite, lamprophyres et, rarement, diorites. L'éruptif andésitique a éte mis en place après la sédimentation des dépôts crétacés inférieurs, ces derniers se transformant en contact avec les roches éruptives.

Tectonique

Du point de vue tectonique, la région étudiée se place dans l'ensemble des Monts Metallifères et Trascău.

La bande d'ophiolites avec les calcaires superposés constituent un élément unitaire, bien individualisé. Les calcaires forment un lambeau orienté NNE—SSW qui représente la continuité S de la crête Bedeleu. Dans la vallée Rădăcina cette crête disparaît, en s'affaissant sous les dépôts crétacés.

L'extension de la zone d'apparition des ophiolites dans le secteur Faîte Albii—Faîte Runcul Rău met en évidence les relations entre les

Institutul Geologic al României

diabase-porphyrites et les calcaires, les premières supportant normalement les calcaires jurassiques supérieurs.

En ce qui concerne les rapports entre les ophiolites et les dépôts crétacés, on observe dans le ruisseau Vîlcelele que les schistes crétacés transgressent les ophiolites, puisque les données en terrain excluent la possibilité du chevauchement des ophiolites sur ce flysch.

Les dépôts crétacés sont finement plissés et forment des structures orientées NNE—SSW à faibles déversements vers le N. La structure majeure est constituée par le synclinal Runc—Piciorul Plăeţului.

Considérations générales.

L'activité volcanique qui a engendré la série éruptive ophiolitique, se manifeste dès le début de la formation du géosynclinal, moment dont on ne peut pas préciser l'âge à cause de l'absence des dépôts sédimentaires plus anciens que ceux néojurassiques.

L'activité magmatique a duré jusqu'au Jurassique supérieur quand commence la formation des calcaires récifaux ; les récifs développent leurs colonies à même les ophiolites. La limite supérieure des éruptions ophiolitiques correspond donc à la limite inférieure des dépôts calcaires. Peut-être la partie supérieure des calcaires comprend-elle également la base du Crétacé supérieur.

Les mouvements cimmériens récents ont agi sur l'état général du fossé géosynclinal. La zone Mureş subit des mouvements inégaux d'exondation ou de soulèvement et un mouvement constant de déplacement vers l'E. La crête Bedeleu-Ciumerna se dresse fortement et sépare vers le NW un bassin peu profond, et vers le SE, la fosse géosynclinale où se déposent les dépôts flyschoïdes crétacé-inférieurs. De grands blocs calcaires serrés dans les sédiments crétacé-inférieurs se détachent de la crête Bedeleu-Ciumerna.

Dans le SE de la région les dépôts crétacés sont associés aux diabases de même âge qui sont en alternance.

La ligne de faible résistance sur laquelle ces diabases sont venues favorise la mise en place de l'éruptif banatitique signalé, orienté toujours NNE—SSW.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DE LA PLANCHE

CARTE

Carte géologique de la zone comprise entre les vallées Iezeru—Galda.

PLANCHE

Coupes géologiques dans la zone comprise entre les vallées Galda—Iezeru.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENŢEI ALBIANULUI ÎN MUNŢII METALIFERI [1])

DE

S. BORDEA, JOSEFINA BORDEA, R. PURICEL

Abstract

On the Presence of Albian in the Metalliferous Mountains. The authors specify the presence of the Albian species *Hysteroceras orbignyi* (Spath) within the Flysch deposits of the Buceş—Vulcan area which previously have been assigned at the Cenomanian (M. Ilie). Consequently, the presence of the Albian in the Eastern part of the Metalliferous Mountains, contested by, or doubtful for the majority of authors, becomes a precise fact. The Negrileasa conglomerates overlying conformably the fauna rich level of Upper Albian are claimed as Vracono-Cenomanian.

Cercetările efectuate de autori în zona Buceş-Vulcan au dus la descoperirea cîtorva exemplare de amoniţi albieni, din depozitele flişului.

Primele indicaţii asupra existenţei Albianului în Munţii Metaliferi, aparţin lui M. Ilie 1950. Autorul se bazează pe prezenţa formei *Orbitolina conica* d'Arch., frecventă în bazinul văii Ampoiului.

T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu (1941), admit în timpul Albianului o lacună stratigrafică. Prezenţa Albianului este contestată şi de M. Bleahu şi M. Dimian în cercetările întreprinse în bazinul văii Ampoiului (1961).

Argumentele noastre în ce priveşte existenţa depozitelor albiene sînt de ordin paleontologic [2]) şi stratigrafic.

Punctul de unde au fost colectaţi amoniţii (fig. 1) este situat la E de satul Buceş, în versantul drept al văii Satului, pe un afluent al acesteia şi anume pe pîrîul Izvorului.

[1]) Comunicare în şedinţa din 13 decembrie 1963.

[2]) Mulţumim cu această ocazie Dr. D. Patrulius pentru sprijinul acordat în determinarea formelor.

Institutul Geologic al României

Fam. Brancoceratidae (S p a t h)

Hysteroceras orbignyi (S p a t h)

1841 *Ammonites varicosus* S o w; d ' O r b i g n y, Pal. Française, Terr. Crét. vol. I, p. 294 (pars), pl. LXXXVII, fig. 3 (exclusiv).

Exemplarele recoltate sînt toate deformate cu contur ovalar. Secţiunea spirei este subpătratică, mai mult înaltă decît largă; partea ventrală rotunjită. Coastele sînt puţin sinuoase, simple şi bifurcate, cu tuberculi periombilicali, slab proeminenţi. Pe partea ventrală se continuă neîntrerupt prezentînd o uşoară inflexiune înainte.

Specia de *Hysteroceras orbignyi* este menţionată de către S p a t h în Albianul superior. De asemenea în Ghidul excursiilor—Dobrogea (1961) M. C h i r i a c (1962) citează aceaşi specie în zona inferioară a Albianului superior (zona cu *Mortoniceras inflatum*).

Din acelaşi afloriment s-a recoltat şi un fragment de *Puzosia* sp.

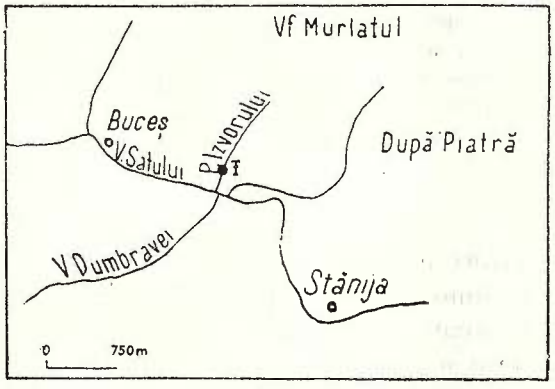


Fig. 1. — Schiţa geografică cu amplasarea punctului fosilifer.

Fig. 1. — Esquisse géographique avec l'emplacement du point fossilifère.

În ce priveşte importanţa faunei de la pîrîul Izvorului, subliniem că ea reprezintă un punct de sprijin în orizontarea depozitelor de fliş cretacic din munţii Metaliferi.

Bazaţi pe formele descrise mai sus, putem preciza existenţa Albianului în zona centrală a Munţilor Metaliferi. Astfel, o bună parte din depozitele atribuite pînă acum Cenomanianului, revin Albianului.

Din punct de vedere litologic, Albianul este reprezentat prin gresii dure, curbicorticale, micafere, dezvoltate în bancuri de cca 20 cm., care alternează ritmic cu gresii şistoase, micafere şi marne cenuşii. Tot acest complex l-am denumit „strate de Pîrîul Izvorului".

Nivelul fosilifer este situat la partea superioară a depozitelor descrise, fapt care ne face să presupunem că acelaşi pachet cuprinde şi Albianul mediu (fig. 2).

Institutul Geologic al României

Întrucît nivelul fosilifer aparţine Albianului superior, „Conglomeratele de Negrileasa" situate concordant peste stratele de Pîrîul Izvorului, le considerăm ca reprezentînd Vraconian—Cenomanianul.

Faciesul stratelor de Pîrîul Izvorului a fost recunoscut de noi şi

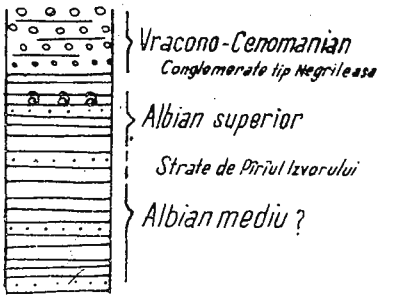


Fig. 2. — Coloană stratigrafică a depozitelor cretacice din zona Pîrîul Izvorului.

Fig. 2. — Colonne stratigraphique des dépôts crétacés de la zone Pîrîul Izvorului.

la W de Curechiu, la valea Dosului, Bucium şi N de vîrful Boteş, unde stratigrafic ocupă poziţii similare.

În concluzie, formele de amoniţi colectate indică existenţa Albianului superior într-o regiune unde depozitele ce le conţin fuseseră pînă acum înglobate în Cenomanian. Acest fapt impune reconsiderarea sub raportul cronostratigrafic, a depozitelor cretacice din Munţii Metaliferi.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Dimian M. (1961). Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munţii Metaliferi (Munţii Apuseni). *Asoc. Geol. Carpato-Balc. Congr. V.* Bucureşti.

Chiriac M. (1962). Asupra unor iviri de Cretacic şi Terţiar la W de localitatea Ovidiu (reg. Dobrogea) în zona Valea Adîncă *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geolog.* T. XII—4.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941). Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI. Bucureşti.

Ilie D. Mircea (1950). Monts Métallifères de Roumanie. Recherches géologiques entre la Valea Stremţului et la Valea Ampoiului. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXIII.

Ilie D. Mircea (1952). Structure géologique de la dépression d'Abrud. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXV—1952.

Macovei Gh., Atanasiu I. (1934). L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *Ann. Inst. Géol. Roum.* Bucureşti.

Moore R. (1957). Treatise on Invertebrate Paleontology *Geol. Soc. of. Am.*

Orbigny A. d' (1958). Paléontologie française. I. Terrains crétacés, Céphalopodes. Paris, t. II.

Pictet F., Campiche G. (1864—1867; 1868—1871). Description des Fossiles des Terrains crétacés des environs de Ste. Croix. 3-me, 4-me, 5-me serie. Genève.

Institutul Geologic al României

PRÉSENCE DE L'ALBIEN DANS LES MONTS METALLIFÈRES

PAR

S. BORDEA, JOSEFINA BORDEA, R. PURICEL

(Résumé)

Les auteurs signalent la présence de l'espèce albienne *Hysteroceras orbignyi* (S p a t h) dans les dépôts de flysch de la région Buceş-Vulcan (Monts Metallifères) auparavant attribués au Cénomanien (M. I l i e).

De la sorte, la présence de l'Albien dans la partie E des Monts Metalliferès que la plupart des auteurs ont contestée ou ont mise en doute, devient pourtant une certitude. Les conglomérats de Negrileasa qui suivent en concordance du niveau à faune d'Albien supérieur, sont considérés comme représentant le Vranconien-Cénomanien.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

ASUPRA ORIZONTĂRII DEPOZITELOR MEZOZOICE DINTRE VALEA LORANTA ȘI VALEA PEȘTIȘ (MUNȚII REZ) [1]

DE

M. DIACONU, D. ISTOCESCU, FELICIA POPESCU

Abstract

On the Horizons of the Mesozoic Deposits between Loranta Valley and Peștiș Valley. The Mesozoic deposits in the South-Western part of the Rez Mountains are of Werfenian (specified for the first time), Anisian and Senonian age. An echinids fauna found in the Senonian deposits with *Micraster coranguinum* Klein and *Isomicraster gibbus* (Lamk) allows the specification of Upper Coniacian, Santonian and Lower Campanian.

Obiectul acestei note îl constituie depozitele mezozoice din partea de SW a munților Rez dezvoltate la W de Aleșd, între văile Loranta și Peștiș. Cercetările au fost efectuate în anul 1962 în cadrul unor prospecțiuni pentru hidrocarburi în Depresiunea panonică și în sectorul terminației vestice a Munților Rez.

Asupra depozitelor mezozoice, care apar mai la E în bazinul Borodului și anume la Borod—Cetea, Cornițel, Valea Neagră, există numeroase date de literatură privind mai ales recifii cu rudiști din formațiunea de Gosau (R. Givulescu 1954; Denisa Lupu, M. Lupu 1960, etc.). Flora și fauna citată din această regiune numără 161 de specii (R. Givulescu 1954).

Referiri la sectorul studiat de autorii prezentei note se datoresc lui Mátyásowszky 1882—1884, care atribuie exlusiv Cretacicului superior, calcarele recifale și gresiile mezozoice; J. Nószky jun. (1943), care pe baza unei faune de brachiopode găsită în calcare dolomi-

[1]) Comunicare în ședința din 7 februarie 1964.

Institutul Geologic al României

tice, atribuie Triasicului întregul pachet de depozite şi R. Givulescu (1952)[1]) şi P. Ciornei (1955)[2]), care atribuie din nou Cretacicului superior aceleaşi depozite, pe baza asemănărilor litologice cu terenurile neocretacice de la Borod—Cetea.

Stratigrafie

Triasicul. Este reprezentat prin Werfenian şi Anisian.

Werfenian. La izvoarele văii Lugaş peste şisturile cristaline se dispune un pachet de strate de aproximativ 45 m grosime alcătuit din aleurolite roşii-vişinii, micacee, stratificate în plăci, de culoare verzuie, foarte strîns cutate, peste care urmează dolomite cenuşii.

Acest pachet l-am atribuit Werfenianului datorită asemănărilor litologice cu depozitele similare din faciesul de Codru.

Anisian. Peste gresiile şi argilele werfeniene sau direct peste şisturile cristaline, se dispun dolomite cenuşii şi calcare dolomitice, care se dezvoltă între valea Loranta şi valea Sintelului şi la E de valea Peştiş.

Dolomitele au o culoare cenuşie-albicioasă, sînt masive sau stratificate în lespezi. Prezintă deseori o structură brecioasă caracteristică.

J. Nószky jun. a determinat dintr-un bloc de calcare dolomitice găsit pe Valea Mare o faună de brachiopode cuprinzînd speciile : *Coenthyris* cf. *vulgaris* Schloth., *Coenthyris kittil* Bittner, *Aulacothyris incurvata* Bittner, *A.* cf. *geyeri* Bittner, *A. supina* Bittner, *A.* aff. *rupicola* Bittner, precum şi fragmente de crinoizi şi lamelibranchiate prost conservate. Această faună este caracteristică pentru Triasicul mediu (Anisian), avînd afinităţi cu fauna de la Trebeviç din Bosnia (R.S.F. Jugoslavia).

Pe baza acestor fosile, J. Nószky jun. atribuie Anisianului întreg complexul dolomitic-calcaros, înglobînd în acesta şi calcarele roze şi gresiile gălbui, considerate în mod corect de Mátyásowszky ca fiind cretacice. Acest din urmă autor a înglobat însă în Cretacic şi calcarele dolomitice şi dolomitele anisiene.

Grosimea calcarelor dolomitice şi a dolomitelor anisiene nu depăşeşte 80—100 m.

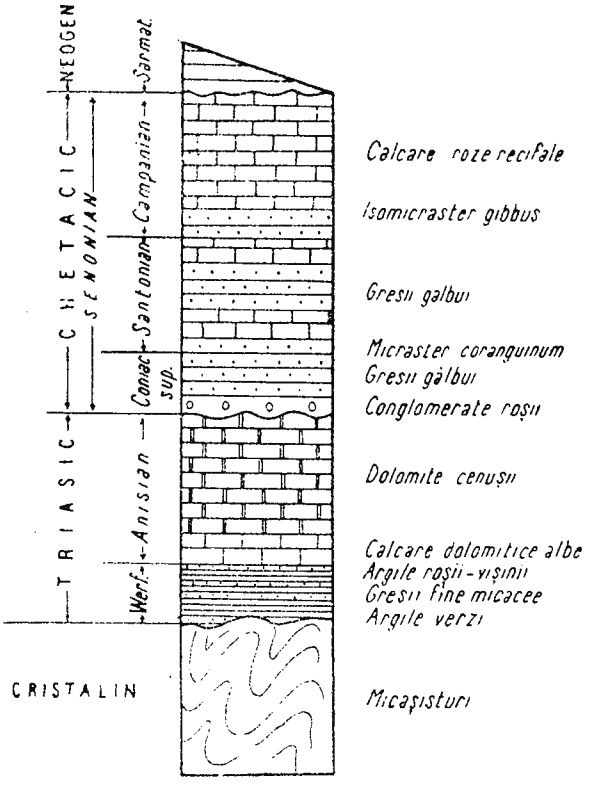
Cretacicul superior. *Senonian.* Este reprezentat printr-o alternanţă de conglomerate, gresii şi calcare (vezi figura) ce se dispun transgresiv

[1]) Raport geologic asupra cercetărilor efectuate în vara anului 1952. Arh. Com. Geol. Bucureşti, 1952.

[2]) Raport asupra Munţilor Rezului de W între Voivozi şi Cuejd. Arh. Com. Geol. Bucureşti 1955.

Institutul Geologic al României

peste depozitele triasice sau şisturile cristaline şi care apar sub forma unei fîşii continui între valea Loranta şi valea Peştiş, continuîndu-se spre E.



Coloană stratigrafică a depozitelor mezozoice din partea de SW a munţilor Rez.

Colonne stratigraphique des dépôts mésozoïques du SW des monts Rez.

M á t y á s o w s z k y a fost primul care a semnalat aceste depozite pe care le-a atribuit Cretacicului superior, vîrstă confirmată şi de alţi cercetători (R. G i v u l e s c u [1]), P. C i o r n e i [2]), pe baza asemănărilor litologice cu depozitele cretacice de la Borod—Cetea.

În valea Peştiş, peste dolomitele anisiene se dispun microconglomerate, în care predomină elementele de cuarţ şi cuarţite şi gresii cu

[1]) Op. cit. p. 218, pct. 1.
[2]) Op. cit. p. 218. pct. 2.

Institutul Geologic al României

ciment calcaros de culoare gălbuie cu nuanţe roşii sau vişinii. Peste acestea urmează un complex grezos, de culoare gălbuie cu intercalaţii de calcare recifale, de culoare albă sau roză, uneori cenuşie. Această serie detritică-calcaroasă se încheie cu calcare masive recifale.

Mai spre W, în valea Sinteului se individualizează în bază un complex conglomeratic cu o grosime de aproximativ 20 m peste care stau calcare recifale albe. În valea Lugaş există de asemenea un complex detritic la partea inferioară (conglomerate, gresii) şi un complex calcaros recifal la partea superioară Calcarele sînt de culoare albă sau roză şi nu pot fi confundate cu dolomitele anisiene.

În ansamblu aceste depozite alcătuiesc o serie detritico-calcaroasă, cu o grosime în jur de 150—200 m.

În valea Peştiş, la aproximativ 375 m în aval de limita cu dolomitele anisiene, am colectat pentru prima dată din aceste depozite o faună de echinoide, faună de altfel nouă şi pentru depozitele senoniene din regiunile vecine (Borod—Cetea, bazinul Roşia, etc.).

Dintr-un nivel situat în partea superioară a complexului detritic, cam la 40—50 m deasupra conglomeratelor roşietice cu care încep aceste depozite, am colectat din gresiile gălbui specia: *Micraster coranguinum* Klein (3 exemplare, dintre care unul foarte bine conservat) (pl. I, fig. 1 a, 1 b, 1 c, 1 d).

La partea superioară a complexului calcaros-detritic, la limita cu calcarele recifale, am colectat specia: *Isomicraster gibbus* (Lamk.) (mai multe exemplare dintre care două sînt bine conservate) (pl. II, fig. 1 a, 1 b, 1 c, 1 d).

Micraster coranguinum este caracteristic pentru Coniacianul superior şi Santonianul inferior (zona cu *M. coranguinum*), pentru depozitele din Europa de W, Copet-Dag, Donbass, Caucazul de N.

Isomicraster gibbus este localizat în Campanianul inferior, zona cu *Gonioteuthis quadrata* din bazinul Parisului şi de la Babica şi Czinice din Polonia.

Deci, depozitele Cretacicului superior aparţin Senonianului şi anume Coniacianului superior, Santonianului şi Campanianului inferior.

Transgresiunea senoniană a început cu Coniacianul, probabil chiar Coniacianul inferior reprezentat prin conglomeratele din bază, în orice caz Coniacianul superior este prezent; a continuat în Santonian, cînd începe să se instaleze un facies recifal, care are cea mai mare dezvoltare în Campanian (Campanianul inferior), cu care se încheie probabil ciclul de sedimentare al Senonianului.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA 1

Fig. 1. — *Micraster coranguinum* Klein
Fig. 1 a. — Fața superioară. Partie supérieure.
Fig. 1 b. — Fața inferioară. Partie inférieure.
Fig. 1 c. — Lateral. Latéral.
Fig. 1 d. — Fața posterioară. Partie postérieure.

Institutul Geologic al României
220-1



1a



1b



1c



1d

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

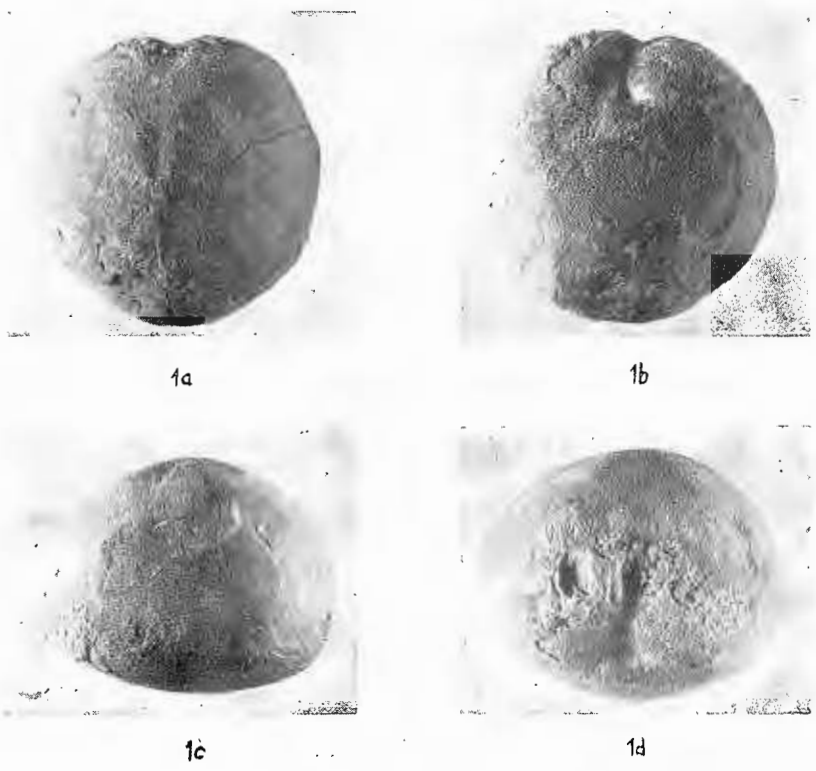
PLANȘA II

Fig. 1. — *Isomicraster gibbus* (L a m k.)
Fig. 1 a. — Fața superioară. Partie supérieure.
Fig. 1 b. — Fața inferioară. Partie inférieure.
Fig. 1 c. — Lateral. Latéral.
Fig. 1 d. — Fața posterioară. Partie postérieure.

Institutul Geologic al României
220-3

M. DIACONU, D. ISTOCESCU, FELICIA POPESCU. Orizontarea depozitelor mezozoice dintre valea Loranta şi valea Peştiş.

Pl. II.



Institutul Geologic al României

Comparînd vîrsta Formaţiunii de Gosau stabilită pe ansamblul munţilor Apuseni, pe baza recifilor cu rudişti, ajungem la concluzia că aceasta corespunde în general celei indicate de fauna de echinoide, care pune în evidenţă prezenţa Coniacianului superior — Santonianului — şi Campanianului inferior.

BIBLIOGRAFIE

Chiriac M. (1956). Contribuţiuni la cunoaşterea faunei de echinoide cretacice din Dobrogea de Sud. *Bul. Soc. Geol.-Geogr.* Tom. I, nr. 1—2, Acad. R.P.R.

Givulescu R. (1954). Contribuţiuni la studiul Cretacicului superior din Bazinul Borodului. *Stud. şi Cerc. St. Geol.-Geogr.* an. VIII, nr. 1—2, Acad. R.P.R. Fil. Cluj.

Lambert J. (1911). Description des Échinoïdes crétacés de la Belgique. *Mém. Mus. roy. d'Hist. nat. de la Belgique.* vol. IV, Bruxelles.

Lupu D., Lupu M. (1960). Contribuţiuni la cunoaşterea faunei de rudişti din Senonianul Munţilor Apuseni. *Stud. şi Cerc. Geol.-Geogr.* Tom. V, nr. 4, Acad. R.P.R.

Mátyásowszky J. (1882). Bericht über die geologischen Aufnahmen im Bükk- und Rézgebirge im Sommer 1882. *Jahresb. d.k. ung. geol. R.A. f. 1882.* Budapest.

Mátyásowszky J. (1884). Bericht über die geologischen Detailaufnahmen am NW — Ende des Rézgebirges in der Gegend zwischen Nagy Bárod und Felsö Derna. *Jahresb. d.k. ung. geol. R.A. f. 1884.* Budapest.

Mortensen Th. (1950). A Monograph of the Echinoidea. Vol. V/1. Copenhagen.

Nószky J. jun. (1943). Raport asupra ridicărilor geologice la marginea munţilor Rez în regiunea comunei Tătăruş. *Jahrsb. d.k. ung. geol. R.A. f. 1943.* Budapest.

Smiser I. S. (1933). A Monograph of the Belgium Cretaceous Echinoides. *Mém. Muz. roy. d'hist. nat. de Belg.* Bruxelles.

Szörény E. (1955). Bakóny Kréta Echinoideák. *Geol. Hung. Ser. paleont. fasc. 26.* Budapest.

* * * (1959). Atlas Verhnîi faunî Severnogo Cavcaza i Crîma. *Gosttehizdat.* Moskva.

ÉTABLISSEMENT DES HORIZONS DES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES ENTRE LES VALLÉES DE LORANTA ET DE PEŞTIŞ (MONTS DE REZ)

PAR

M. DIACONU, D. ISTOCESCU, FELICIA POPESCU

(Résumé)

Les dépôts mésozoïques de la partie de SW des Monts de Rez appartiennent au Werfénien (que l'on signale pour la première fois), à l'Anisien et au Sénonien. La présence, dans les dépôts sénoniens, d'une faune d'équinoïdes à *Micraster coranguinum* Klein et *Isomicraster gibbus* (Lamk.) nous permet de préciser l'existence du Coniacien supérieur, du Santonien et du Campanien inférieur.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

SEDIMENTARUL AUTOHTON DINTRE CLOŞANI ŞI OBÎRŞIA—GODEANU (PODIŞUL MEHEDINŢI) [1]

DE

C. N. DRĂGHICI

Abstract

The Autochtonous Sedimentary Cover between Cloşani—Obîrşia—Godeanu (Mehedinţi Plateau). In the studied area there are: 1) Carboniferous deposits represented by sernifitic conglomerates and slight metamorphosed sandstones, black argillaceous phyllites and sometimes by porphyritic and tufaceous rocks; 2) Liasic deposits with three detrital horizons; 3) Middle and Upper Jurassic and Lower Cretaccous massif limestones; 4) The „Nadanova Beds" including a marly-calcareous horizon with *Neohibolites minimus* (Upper Aptian—Albian) and a marly horizon with *Rotalipora appeninica* (Cenomanian). During the Turonian and probably the Lower Senonian, chaotic flysh deposits (olistostrome) were accumulated.

În continuarea cercetărilor geologice începute în anii 1956—1957 în extremitatea de NE a Podişului Mehedinţi, ne-am ocupat în diferite etape ale anilor următori şi de formaţiunile sedimentare ale autohtonului danubian situat pe flancul nordic al sinclinalului Orzeşti—Săliştea.

Zona respectivă se situează într-o regiune foarte puţin cercetată geologic. Suprafaţa acoperită prin cercetările noastre se extinde de la Motru Mare la E pînă la satele Obîrşia şi Godeanu la W.

Relieful regiunii se impune printr-o creastă de calcare cu diferenţe de nivel evidente faţă de zonele învecinate. Această creastă face parte din culmea munţilor Cernei, începînd de la vîrful lui Stan spre NE pînă la N de Obîrşia, unde se bifurcă în două ramuri: o ramură se continuă spre NE însoţind cursul Cernei, iar a doua ramură se continuă spre E suprapunîndu-se zonei de calcare şi culminînd cu Piatra Cloşanilor. În

[1]) Comunicare în şedinţa din 29 mai 1964.

Institutul Geologic al României

zona de calcare se dezvoltă numeroase forme de relief carstic; doline, chei, văi cu versanți abrupți, văi oarbe, creste golașe, peșteri, rîuri subterane, izbucuri etc. Față de direcția culmii principale SW—NE și apoi E—W, zona este traversată de Motru Sec, iar la extremități este delimitată de Motru Mare și pîrîul Godeanul. Un fenomen demn de remarcat este dispariția completă a apelor Motrului Sec în zona de calcare în anotimpurile secetoase.

Istoric. Formațiunile sedimentare din acest perimetru au fost puțin cunoscute din punct de vedere geologic. Gh. Murgoci (1908) a delimitat pe schița de hartă atașată la lucrarea privind „Terțiarul din Oltenia" o serie comprehensivă carbonifer-liasică care stă peste formațiunile metamorfice și eruptive ale fundamentului autohton și este acoperită de calcarele jurasice, iar acestea la rîndul lor de flișul cretacic.

A. Streckeisen (1931) a delimitat o zonă restrînsă cu roci din Formațiunea de Schela pe valea Motrului Sec stînd peste fundamentul cristalin și prezența unei fîșii de liasic în baza calcarelor de la N și NW de Obîrșia. Flișul care stă peste masivul de calcare, a fost considerat de vîrstă cretacic inferioară. Cercetări succinte au mai făcut D. Roman (1931) și G. Manolescu (1937 b).

Geologia regiunii

Formațiunile geologice care intră în constituția compartimentului delimitat de falia din valea Motrului și falia de pe pîrîul Godeanu, sînt reprezentate prin șisturile cristaline și rocile eruptive ale fundamentului autohton, acoperite la rîndul lor de formațiuni sedimentare aparținînd ciclurilor de sedimentare paleozoic și mezozoic.

Ciclul paleozoic a început probabil în Carbonifer. Din depozitele care aparțin acestui ciclu nu a rămas de la eroziunea preliasică decît o fîșie continuă care apare de sub depozitele mezozoice la nivelul eroziunii actuale între Motru Mare și Godeanu.

Ciclul mezozoic a început în Liasic și s-a continuat pînă în Cretacicul superior.

Față de caracterele litofaciale și repartiția în timp, am grupat aceste formațiuni în felul următor: formațiunile fundamentului vechi (metamorfic și eruptiv); formațiunile paleozoice; formațiunile liasice; formațiunile jurasice medii-cretacice inferioare și formațiunile cretacice medii și superioare.

I. **Formațiunile fundamentului vechi (metamorfic și eruptiv).** Fundamentul regiunii este constituit din șisturi slab metamorfazate și roci

Institutul Geologic al României

eruptive [1]). Şisturile cristaline de la limita cu formaţiunile sedimentare aparţin „Seriei de Lainici-Păiuş" a lui G. Manolescu (1937 a) şi sînt echivalente şi cu „Seria de Pilugu" a lui L. Pavelescu (1954). Ele sînt constituite din cuarţite, gnaise psamitice, şisturi micacee, calcare cristaline, şisturi sericito-cloritoase, şisturi amfibolice etc. Acestea apar fie sub formă de bancuri masive (gnaise psamitice, calcare, cuarţite) fie sub formă de intercalaţii mai subţiri, şistoase (şisturi micacee, sericito-cloritoase, etc.). La rîndul lor şisturile cristaline sînt străpunse de dyke-uri granitice, apofize şi filoane microgranitice, precum şi de filoane aplitice şi pegmatitice.

II. **Cuvertura sedimentară.** 1. *Depozitele paleozoice.* Peste şisturile cristaline stă un complex de roci în care se deosebesc două orizonturi distincte; a) orizontul inferior constituit din conglomerate sernifitice şi b) orizontul superior constituit din şisturi argiloase sau argiloase fin grezoase de culoare neagră cu diverse intercalaţii de gresii, tufuri, tufite şi roci porfirice. Aceste formaţiuni au fost considerate de Gh. Murgoci (1908) ca o serie comprehensivă de vîrstă carbonifer-liasică.

Formaţiunile respective se dezvoltă sub forma unei făşii cu direcţia aproximativă E—W, menţinîndu-se în lungul culmii Cloşanilor—Gorganul—Obîrşia. Lăţimea acestei făşii nu depăşeşte decît foarte rar 350 m exceptînd terminaţia vestică unde are cca 700 m lăţime.

Ele sînt acoperite transgresiv de formaţiunile liasice, iar la N de Godeanu, de calcarele jurasicului mediu.

a) Orizontul inferior „conglomeratic", apare foarte evident în partea de W a Motrului Sec; conglomeratele sernifitice dezvoltîndu-se cu grosimi în jur de 100 m pe un torent ce curge spre Motrul Sec la N de culmea Gorganul. În continuare către W ajunge la o grosime de 50 m la N de cota 1050 m şi se subţiază pînă la dispariţie; la izvoarele pîrîului Văratec şisturile negre argiloase stau direct peste calcarele cristaline.

Mai spre W orizontul reapare din nou în pădurea Drăghiceni la izvoarele torenţilor ce curg spre pîrîul Caprei şi apoi la izvoarele torenţilor ce se drenează spre Cerna. Grosimea acestui orizont oscilează între 50 m şi 100 m.

Rocile întîlnite în cadrul acestui orizont sînt reprezentate prin conglomerate, microconglomerate şi gresii, predominant cuarţoase şi numai sporadic feldspatice. Sînt compacte cu aspect masiv, stratificate

[1]) Nu intră în preocupările lucrării de faţă.

Institutul Geologic al României

în bancuri cu grosimi de la zeci de centimetri pînă la cca 1 metru (pl. 1, fig. 1).

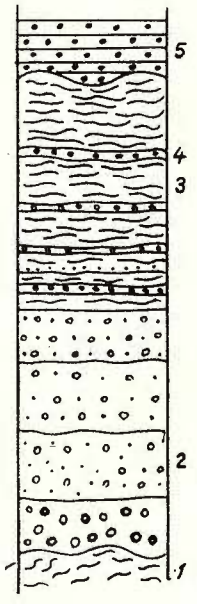
Cimentul este constituit dintr-un agregat cuarţos sau cuarţos feldspatic în care se găsesc granule de cuarţ alb lăptos cu diametru pînă la 2—3 m, rotunjite şi neuniform răspîndite în cazul conglomeratelor, sau cu granule mai uniforme şi cu dimensiuni mai mici în cazul gresiilor. Cimentul a suferit un fenomen de metamorfism incipient, care imprimă acestor roci caracterul sernifitic.

b) Orizontul superior „argilos" se dezvoltă în continuitate de sedimentare peste orizontul bazal, sau stă discordant peste fundamentul autohtonului danubian, cum este cazul în valea Motrului, pe pîrîul Văratec şi în zona de la N şi W de Obîrşia. La rîndul său este acoperit transgresiv de depozitele liasice în facies de Gresten, iar la N de Godeanu suportă calcarele jurasice medii.

Pe direcţie se poate urmări începînd de la Motru Mare pînă la Godeanu cu grosimi variabile prezentînd în acelaş timp şi variaţii de natură litologică.

Între Motru Sec şi pîrîul Godeanu apar cîteva profile caracteristice perfect transversale care oglindesc întreaga succesiune litologică. Un profil se situează la N de cota 1050 m, iar cel de al doilea la N de Poiana Mare.

Peste orizontul conglomeratic, în continuitate de sedimentare în partea de E (fig. 1) urmează un pachet de şisturi argiloase negricioase cu aspect filitos pe o grosime de cca 80 m cu stratificaţie fină, în alternanţă cu şisturi argiloase — fin grezoase şi cu strate de gresii fine sau grosiere compacte. Grosimea acestor intercalaţii nu depăşeşte niciodată 1 m.



În partea de W succesiunea formaţiunilor din cadrul acestui pachet este diferită (fig. 2). Începînd din bază către partea superioară pe cca 90 m lăţime se constată o alternanţă de şisturi cuarţoase, şisturi argiloase cu aspect filitos, vărgate, roşietice, verzui, cărămizii, şisturi cloritoase cu intercalaţii de argile şistoase fin grezoase ciocolatii, gresii fine sau grosiere, conglomerate sernifitice, şi roci porfirice cu grosimi de la cîţiva cm pînă la 1 m. Deasupra urmează un pachet de şisturi negre uneori argiloase, alte ori grezoase cu stratificaţie fină. În partea

Fig. 1. — Coloana litologică a formaţiunilor carbonifere la N de cota 1050 — Culmea Gorganul.

1, şisturi cristaline; 2, conglomerate sernifitice; 3, şisturi argiloase filitoase de culoare neagră; 4, intercalaţii de gresii şi microconglomerate slab metamorfozate; 5, gresii liasice.

Fig. 1. — Colonne lithologique des formations carbonifères au N de la cote 1050 — Faîte Gorganul.

1, schistes cristallins; 2, conglomérats sernifitiques; 3, schistes argileux-phylliteux noirs; 4, intercalations de grès et microconglomérats faiblement métamorphisés; 5, grès liasiques.

Institutul Geologic al României

inferioară a acestui pachet se dezvoltă intercalaţii de gresii cuarţoase fine sau grosiere în strate groase pînă la 0,50 m.

În cadrul şisturilor argiloase apar uneori acumulări slabe de limonit în ciment sau sub forma unor concreţiuni ovoidale cu goluri în interior.

Se constată că peste orizontul conglomeratic-sernifitic din bază numai local se dezvoltă rocile tufogene-detritogene şi porfirice. Acestea se intîlnesc începînd de la Poaina Mică pînă la nord de Culmea Obîrşia. Către W se trece de la un facies tufogen la un facies tufogen-detritogen constituit din şisturile calcaroase-cloritoase de la izvoarele pîrîului Godeanu. Pachetul de şisturi argiloase de culoare neagră are dezvoltare continuă şi unitară cu grosimi variabile.

Consideraţiuni asupra vîrstei. Formaţiunile sedimentare situate sub masivul de calcare de la Piatra Cloşanilor—Obîrşia au fost considerate de Gh. Murgoci (1908) carbonifer-liasice.

Deoarece nu sînt argumente paleontologice care să precizeze vîrsta acestor formaţiuni [1]) la aprecierea acesteia s-a ţinut seamă de poziţia geometrică, şi aspectul litofacial.

[1]) Existenţa unor forme de lemn silicifiat cu diverse ramificaţii care n-au putut fi determinate ne face să credem că este ceva similar cu ceea ce a găsit N. Arabu (1941) în Munţii Bihor şi despre care M. Gothan spune că ar fi resturile unui conifer de tipul *Dadoxylon-Araucarioxylon*, forma arhaică ce urcă pînă în Carboniferul superior.

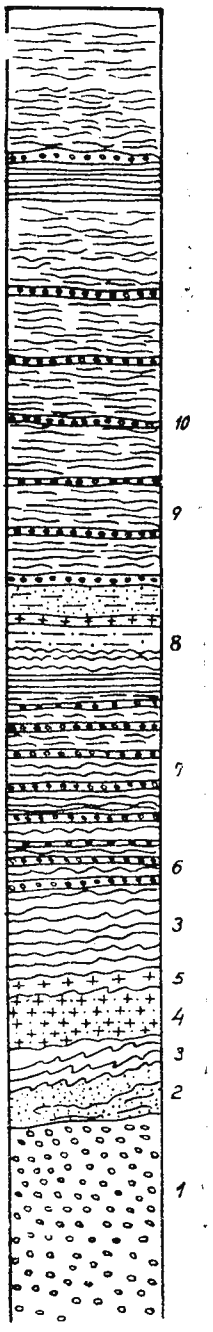


Fig. 2. — Coloana litologică a formaţiunilor carbonifere de la N de Poiana Mare.

1, conglomerate sernifitice; 2, şisturi argiloase bariolate; 3, roci tufogene (şisturi cloritoase); 4, roci tufogene; 5, roci porfirice; 6, microconglomerate sernifitice; 7, şisturi argiloase cenuşii; 8, şisturi argilo-grezoase de culoare neagră; 9, şisturi argiloase de culoare neagră cu aspect slab metamorfic; 10, intercalaţii de gresii în şisturile argiloase.

Fig. 2. — Colonne lithologique des formations carbonifères au N de Poiana Mare.

1, conglomérats sernifitiques; 2, schistes argileux bariolés; 3, roches tuffitogénes schistes chloriteux); 4, roches tufogènes; 5, roches porphyriques; 6, microconglomérats sernifitiques; 7, schistes argileux gris; 8, schistes argileux-gréseux noirs; 9, schistes argileux noirs à l'aspect faiblement métamorphique; 10, intercalations de grès en schistes argileux.

Institutul Geologic al României

Faptul că aceste formaţiuni sînt acoperite transgresiv de depozitele liasice scoate în evidenţă că ele sînt mai vechi. Metamorfismul slab de care au fost afectate precum şi alcătuirea litofacială apropie foarte mult

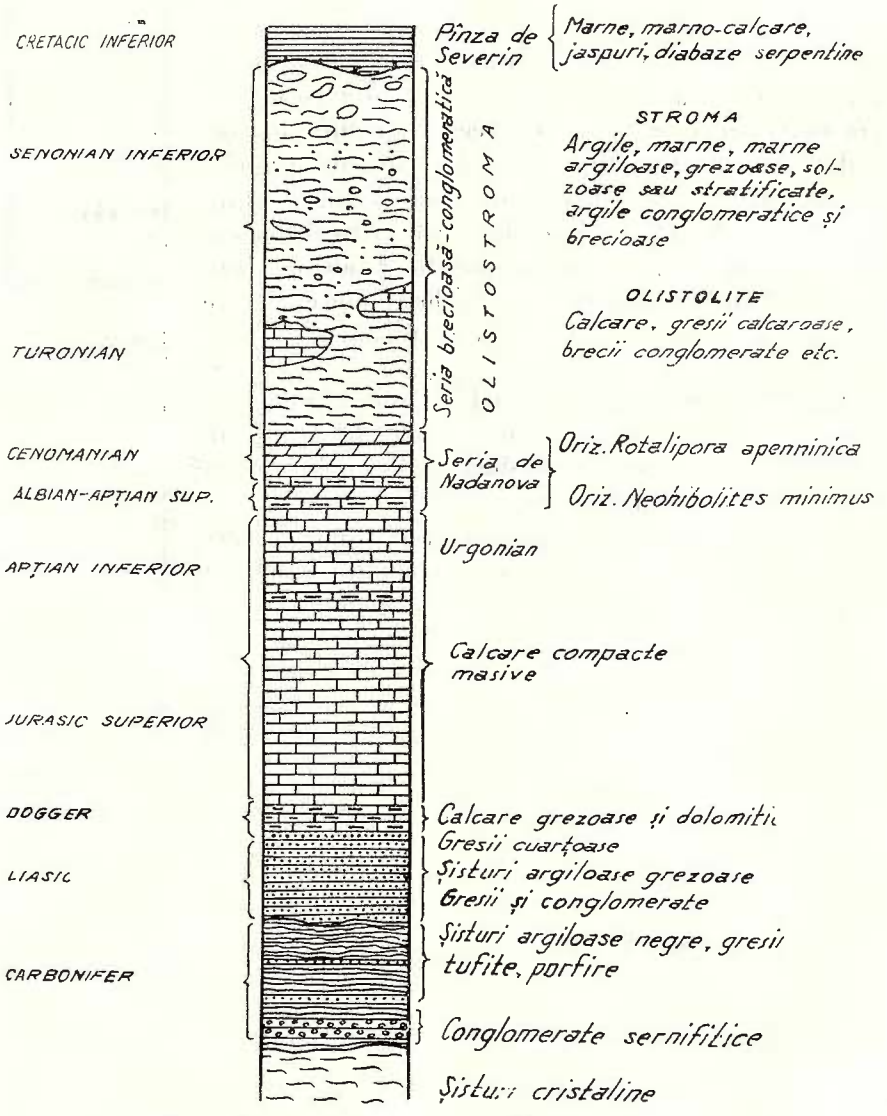


Fig. 3. — Coloană stratigrafică prin formaţiunile sedimentare de pe flancul nordic al sinclinalului Orzeşti—Săliştea.

Fig. 3. — Colonne stratigraphique à travers les formations sédimentaires du flanc N du synclinal Orzeşti—Săliştea.

Institutul Geologic al României

aceste depozite de cele descrise de Al. Codarcea (1940) între Cozla şi Drencova atribuite carboniferului în facies de Culm. Gr. Răileanu şi A. Rusu (1962) reluînd problema formaţiunilor de la Drencova le atribuie o vîrstă carbonifer inferioară şi separă două orizonturi asemănătoare cu cele descrise de noi.

Asemănări pregnante prezintă şi cu Formaţiunea de Schela atribuită Lias-Carboniferului superior de A. Semaka (1961) şi V. Mutihac (1963) sau cu Formaţiunea de Tulişa atribuită de L. Pavelescu (1954) Paleozoicului inferior iar de A. Semaka (1961) Carboniferului superior.

Aceste asemănări litofaciale ne permit să se considere că şi formaţiunile descrise între Motru şi Godeanu pot fi atribuite Carboniferului.

2. *Depozitele mezozoice. Liasicul.* Transgresiv peste orizontul argilos negru al carboniferului, stau formaţiunile atribuite liasicului, dezvoltate în facies de Gresten. Ele apar sub forma unei fâşii cu direcţia E—W paralelă cu formaţiunile carbonifere începînd de la Motru Mare pînă la N de Culmea Obîrşiei. Grosimea acestor depozite variază de la 50 m pînă la 100 m şi numai în cazuri izolate este depăşită. În afară de Gh. Murgoci (1908) care le-a încadrat la formaţiunea comprehensivă carbonifer-liasică, numai A. Streckeisen (1931) delimitează pe schiţa de hartă o fîşie de Liasic la NW de Obîrşia. Pe harta geologică a României scara 1/500.000 ciclul mezozoic este figurat începînd cu Jurasicul mediu.

Faţă de situaţia stabilită pe flancul sudic al sinclinalului Orzeşti-Săliştea (C. Drăghici şi A. Semaka 1963) pe flancul nordic au fost întîlnite cele trei orizonturi cu aspecte puţin deosebite: un orizont bazal cu caracter conglomeratic-grezos; un orizont mediu argilos-grezos; un orizont superior cu caracter grezos.

a) Orizontul bazal conglomeratic-grezos se dezvoltă în creasta Cernei începînd de la Poiana Mică către W şi către E. S-a identificat în diverse deschideri în care se găsesc conglomerate şi gresii grosiere stratificate în bancuri groase pînă la 1 metru. Ele se desfac sub formă de blocuri colţuroase şi se acumulează la baza pantelor.

Masa rocilor este constituită în general dintr-un ciment grosier cuarţos-feldspatic în care sînt prinse granule şi fragmente de cuarţ uneori de dimensiuni mai mici imprimînd rocii un caracter mai grezos, alte ori mai mari cu muchii şlefuite şi semi-şlefuite sau chiar rotunjite îmbrăcînd un aspect net conglomeratic. Pe direcţie dezvoltarea acestui orizont este neuniformă şi discontinuă.

Institutul Geologic al României

b) Orizontul mediu este constituit din şisturi argiloase de culoare neagră, fin stratificate cu intercalaţii de argile grezoase, gresii fine pînă la grosiere de culoare cenuşie pînă la negricioase şi cu grosimi de la cîţiva centimetri pînă la cîţiva m. Grosimile pe care se dezvoltă orizontul sînt variabile. În unele zone se dezvoltă cu grosimi mai reduse cum este cazul între Motru Sec şi Motru Mare. Din valea Motrului Sec spre W formaţiunile orizontului respectiv încep să se dezvolte şi să ajungă în Poiana Mare la cca 120 m.

c) Orizontul superior este constituit din gresii cuarţoase grosiere pînă la acelea cu bobul fin şi foarte fin cu intercalaţii de şisturi argiloase fin grezoase de culoare neagră la nivele diferite. Grosimea acestui orizont variază de la 10—20 m pînă la 100 m. Trecerea la masivul de calcare local se face gradat printr-o serie de gresii foarte fine cuarţoase-calcaroase.

Prin comparaţie cu depozitele similare de pe flancul sudic se poate considera că acestea reprezintă Liasicul, inclusiv Rheticul (C. Drăghici şi A. Semaka 1962).

Condiţiile în care s-au format depozitele liasice dintre Motru şi Godeanu sînt similare cu acelea în care s-au format cele dintre Padeş şi Ponoare (C. Drăghici şi A. Semaka 1962) cu unele mici deosebiri datorită unor cauze locale. Vom insista mai mult asupra acestor diferenţe şi a cauzelor care le-au determinat.

Grosimea mai mare şi mai uniformă a orizontului bazal se datoreşte condiţiilor de sedimentare într-o zonă mai întinsă şi mai îndepărtată de ţărm. Compoziţia petrografică prin lipsa materialului feldspatic potasic pe flancul nordic faţă de cel sudic, este legată de relieful care a furnizat materialul detritic; în sud granitul de Tismana cu caracter porfiroid (fenocristale de feldspaţi potasici), iar în nord şisturi cristaline şi granitul de Cerna.

Orizontul mediu denotă aceleaşi condiţii de sedimentare ca şi cele de pe flancul sudic, respectiv un mediu lagunar sau de mlaştini maritime cu un pH neutru sau slab reducător caracteristic depunerii mineralelor hidromicacee (C. V. Papiu, 1960). Alternanţele de gresii fine negricioase apar ca un efect al mişcărilor de basculă şi al curenţilor de ţărm.

Cît priveşte orizontul superior, condiţiile de depunere sînt uniforme cu singura deosebire că datorită provenienţei materialului aleuritic se formează depozite cu caractere petrografice diferite.

Prezenţa Liasicului în strînsă legătură cu masivele de calcare jurasice medii şi superioare din această zonă şi dispoziţia lor transgresivă peste formaţiunile mai vechi carbonifere ridică problema clarificării

Institutul Geologic al României

poziţiei şi vîrstei carbonifer-liasică (Al. Semaka, 1961) a formaţiunii de Schela mai spre E, unde aceasta este prinsă într-un ciclu de mişcări împreună cu şisturile cristaline şi granitul de Susiţa, mişcări care nu afectează formaţiunile sedimentare ale ciclului mezozoic. De asemenea, asemănarea dintre depozitele carbonifere discutate de noi şi formaţiunea de Schela de la Schela, justifică această revizuire.

Jurasicul mediu-Cretacicul inferior. De la faciesul de Gresten se trece treptat la un facies calcaros care se menţine din Jurasicul mediu pînă în Cretacicul inferior. Masivul de calcare se pare că stă concordant peste formaţiunile liasice cu o singură excepţie; la nord de Godeanu unde calcarele depăşesc Liasicul şi stau transgresiv peste formaţiunile carbonifere.

Calcarele încep din valea Motrului cu masivul Piatra Cloşanilor (pl. 1, fig. 2), unde vin în contact tectonic cu granitul de Tismana, şi se continuă pînă în falia de la Obîrşia-Godeanu unde vin deasemenea în contact tectonic cu diverşi termeni ai parautohtonului de Severin. Lăţimea masivului de calcare variază între 800 m şi 5000 m.

În cadrul masivului calcaros se întîlnesc diverse tipuri de calcare de culoare albă, cenuşie pînă la negricioasă şi sînt stratificate în bancuri de la zeci de centimetri pînă la mai mulţi m. Relevăm în mod special prezenţa unei fîşii cu calcare dolomitice sau dolomite calcaroase situată în partea inferioară a stivei, un nivel de calcare fin stratificate situat în treimea superioară şi două nivele fosilifere situate la partea superioară.

Nivelul fin stratificat a fost întîlnit pe poteca de plai ce urcă din Obîrşia la Poiana Mare la cca 300 m de limita calcare-fliş. El este format din calcare albe cenuşii sub formă de strate subţiri de ordinul centimetrilor care ar putea constitui un reper în orizontarea acestor calcare.

Cele două nivele fosilifere apar pe poteca de la N de Obîrşia unde N. Gherasi[1]) a sesizat „numeroase fragmente de pachiodonte cu scoica subţire şi pigment negru". După D. Patrulius, care le-a examinat, aceste fragmente sînt de tipul *Requienia* şi *Matheronia* şi indică faciesul urgonian al Cretacicului.

Caracteristicile petrografice sumare sînt redate pe baza unui profil informativ studiat în secţiuni subţiri din calcarele de la N de Obîrşia. Masa calcarelor este constituită aproape exclusiv din carbonat de calciu fin granular cu sporadice apariţii de carbonat de calciu recristalizat.

În baza masivului de calcare se dezvoltă un tip de calcare detritice constituite din granule de carbonat de calciu în proporţie de 70% cu structură aleuritică cu trecere spre cea psamitică. Granulele au forme variate colţuroase pînă la semi-rotunjite prinse într-un ciment

[1]) N. Gherasi „Raport asupra serpentinelor de la Baia de Aramă".

Institutul Geologic al României

pelicular foarte fin de limonit. Restul de 30% din masa rocii este ocupat de minerale cloritoase epigenetice (glauconit) cu o aureolă de limonit (alteraţie) în jurul lor (20%), şi granule de cuarţ sau de feldspaţi detritici (10%).

Calcarele fin granulare se caracterizează în primul rînd prin dimensiunile granulelor mult mai mici (de ordinul a 0,05 mm). Calcarele fin granulare pot să apară fin stratificate cum este cazul nivelului amintit, cu stratificaţie mai grosieră, pseudo-stratificate sau fără nici un fel de urmă de dispoziţie a materialului după anumite direcţii.

În legătură cu vîrsta acestor calcare nu posedăm date sigure. Nivelul fosilifer menţionat, nu oferă posibilitatea detaşării acestor forme din masa calcaroasă.

Paralelizarea acestui nivel cu cel din partea sudică unde s-au putut determina specific cîteva forme fosile la Nadanova (D. Mercuş, 1959) şi Ponoare (C. Drăghici, 1961) ne îndreptăţeşte să atribuim părţii superioare a calcarelor vîrsta apţian inferioară (facies urgonian).

Faciesul calcaros probabil că începe cu Doggerul ca şi în partea de sud şi se continuă pînă în Cretacicul inferior.

Cretacicul mediu şi superior. Peste masa de calcare se dezvoltă formaţiuni cu caractere flişoide cunoscute în Podişul Mehedinţi sub denumirea de : a) strate de Nadanova, în bază şi b) fliş cretacic superior (Al. Codarcea, 1940) sau seria „brecioasă conglomeratică (C. Drăghici, 1961) la partea superioară.

Schimbarea condiţiilor de sedimentare cu trecerea de la depuneri calcaroase de domeniu epicontinental la depuneri de fliş de mare mai adîncă sînt o consecinţă a mişcărilor tectonice de ridicare şi scufundare a zonei respective în faza de mişcări alpine (austrice).

I. *Stratele de Nadanova* se dezvoltă între Motru Mare la E şi Obîrşia la W [1]). Acest pachet de strate, după caracterele litologice şi conţinutul faunistic a fost divizat în două orizonturi : în bază a) „Orizontul cu *Neohibolites minimus*" şi la partea superioară b) „Orizontul cu *Rotalipora apenninica*".

a) Orizontul cu Neohibolites minimus. Se dezvoltă între falia de la Obîrşia pînă la izvoarele pîrîului Gorganul. Între calcarele urgoniene din bază şi alternanţa de marne calcaroase cu calcare detritice există concordanţă perfectă pe pîrîul Comoraş la W de Obîrşia (pl. I, fig. 3) şi la isbucul Valea Mare în Obîrşia. Este constituit din marne calcaroase, foioase, cu grosimi de ordinul milimetrilor pînă la acela al centrimetrilor, grupate în pachete cu grosimi metrice, fiind separate de

[1]) Orizontarea şi terminologia folosită de noi pentru aceasta este similară cu cea de la Nadanova (Al. Codarcea şi D. Mercus, 1959) şi Ponoare (C. Drăghici şi O. Drăghici, 1963).

Institutul Geologic al României

intercalaţii de calcare detritice cu vine de calcit. Grosimea acestor intercalaţii variază de la 5 cm pînă la 20 cm. În masa marnoasă şi mai frecvent în intercalaţiile de calcar se găsesc numeroase exemplare de neohiboliţi din care I. P r e d a a determinat forma de *Neohibolites minimus* L i s t e r. Grosimea orizontului este de 15 m pînă la 85 m. Pe direcţie se constată o tendinţă de subţiere a acestui orizont începînd de la W către E. De asemenea se constată o variaţie în legătură cu constituţia litologică ; la E predomină tipurile de marne calcaroase cu sporadice intercalaţii de calcare detritice în timp ce la W aceste intercalaţii au o frecvenţă mult mai mare.

Studiul petrografic al materialului recoltat din cadrul acestui orizont relevă existenţa a două tipuri de roci între care există toată gama de tranziţie ; pe de o parte intercalaţiile de calcare detritice, iar pe de altă parte marnele calcaroase.

Calcarele detritice sub formă de intercalaţii situate în spre baza orizontului sînt constituite din carbonat de calciu fin granular impregnat cu un pigment de natură organică care-i imprimă culoarea neagră. În această masă care poate varia cantitativ, apar fie prisme izolate din cochiliile de inocerami, fie fragmente de cochilii însoţite sau nu şi de granule remaniate de calcare compacte (pl. I, fig. 4). În acest caz sîntem în faţa unui proces de depunere în condiţii de mediu cu caractere slab oxidante în care alături de CO_3Ca precipită şi pigmentul de natură organică. Depărtarea de ţărm de asemenea nu este prea mare, reuşind să se depună şi granule de calcare. Sporadic mai apare şi cuarţ detritic sau uneori se observă germenii unor feldspaţi de neoformaţiune. Alte intercalaţii de calcare detritice sînt formate preponderent din carbonat de calciu fin granular în amestec intim cu pigmentul negru în care apar sfărîmături de calcar sau de cochilii pînă la 25% din masa rocii. Dispoziţia materialului argilos imprimă acestor calcare aspecte variate stratificate (pl. II, fig. 1) cînd apar lamine dispuse după planele de stratificaţie, pătate cînd acest pigment se repartizează neuniform în masa rocii. De la tipul caracteristic de calcare detritice, se face trecerea prin tipuri de calcare slab detritice pînă la marne calcaroase cu fragmente microdetritice, la tipul marnos-calcaros.

Marnele calcaroase apar sub formă de plăci fin stratificate cu grosimi milimetrice pînă la centimetrice. Tipurile cu stratificaţie fină au structură aleuro-pelitică şi textura orientată. Masa de carbonat de calciu fin granulară este dispusă după planele de stratificaţie, marcate de lamine paralele de material argilos de culoare neagră.

Institutul Geologic al României

Finețea stratificației este imprimată de frecvența acestor plane lamelare.

Tipurile cu stratificație grosieră, sînt constituite dintr-o masă de carbonat de calciu fin granulară în care materialul argilos de culoare neagră se repartizează în mod neuniform imprimînd rocii o textură pătată confuză. Prezența numeroaselor forme de microorganisme imprimă structurii rocii un caracter organogen. Pe lîngă numeroasele exemplare de radiolari calcitizați cu forme sferice se mai găsesc și foraminifere.

Dintre acestea s-au identificat în secțiuni subțiri cîteva exemplare de *Ticinella roberti* Gand (pl. II, fig. 2) pe pîrîul Comoraşi și valea Seacă. În masa rocii mai apar aglomerări de pirită sub formă de pulbere fină sau mai grosieră. Prezența piritei sub această formă împreună cu materialul argilos negru, indică un mediu reducător. În marnele calcaroase apar sporadic și intercalații de marne propriu-zise constituite dintr-un amestec intim de carbonat de calciu și material argilos.

b) Orizontul cu Rotalipora apenninica urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul anterior de la Obîrșia pînă la izvoarele pîrîului Gorganu și discordant peste calcare în continuare către E pînă în valea Motrului. Trecerea de la orizontul cu neohiboliți la cel cu globorotalide nu poate să fie fixată pe teren deoarece se face gradat.

Macroscopic acest orizont îmbracă un caracter marnos sau marnos-argilos, distingîndu-se de orizontul cu neohiboliți prin lipsa intercalațiilor de calcare. El este constituit din marne, și marno-calcare cu stratificație fină ce se desfac în plăci cu grosimi pînă la 2 mm. În spărtură proaspătă au culoare neagră pînă la cenușie gălbuie, iar alterate capătă o culoare cenușie ștearsă. Uneori prezintă și microcute pînă la ordinul centimetrilor, ca efect al unor curgeri interstratale.

Studiul microscopic al acestui orizont scoate în evidență existența unei serii de marne cu stratificație fină sau grosieră. În funcție de proporția dintre materialul argilos și cel calcaros apar pachete de marne sau marne argiloase-șistoase. Dispoziția materialului argilos lamelar imprimă rocii un caracter fin stratificat orientat sau confuz, uneori cu aspect pătat, iar apariția organismelor îi determină caracterul organogen.

Urmele de microorganisme mai frecvente sînt: radiolari calcitizați cu forme sferice și sporadic foraminifere. La Obîrșia pe pîrîul Comoraşi marnele din partea superioară sînt constituite dintr-o masă de carbonat de calciu fin granular în amestec intim cu un pigment negru argilos. În această masă apar fragmente de calcare cu *Rotalipora apenninica* Renz (pl. II, fig. 3). Într-un cuib de marne ciocolatii, găsit în apropiere de limita

Institutul Geologic al României

marno-calcare la W de pîrîul Tîrnicioara a fost identificată *Rotalipora apenninica* R e n z (pl. II, fig 4).

La partea superioară a acestui orizont formele fosile sînt aplatizate în mod frecvent după planele de stratificaţie fiind însoţite de încreţiri şi microcutări ale stratelor fine din cauza unor presiuni tectonice şi a unor curgeri interstratale.

În afara făşiei de marne ce stau normal peste masa de calcare, la gura văii Lupşei a fost găsit un bloc de calcare acoperit de marne calcaroase de aceiaşi factură cu cele descrise mai sus. Studiul microscopic al cîtorva secţiuni din aceste marne a confirmat o identitate perfectă a acestora cu cele din orizontul reper. Se remarcă în primul rînd compoziţia marnoasă-argiloasă cu structuri stratificate, confuze sau pătate. De asemenea se remarcă prezenţa microorganismelor prin *Ticinella roberti* (G a n d) (pl. II, fig. 2). Acest bloc reprezintă un olistolit rezultat dintr-un relief de calcare compacte acoperit de marne care a fost expus eroziunii în zona de maximă ridicare a anticlinalului de Cerna. Materialul rezultat în urma unor procese simultane de distrugere şi transport a fost redepus la baza povîrnişului continental unde se acumulau blocurile enorme aduse de curenţii de povîrniş.

După caracterele litofaciale stratele de Nadanova reprezintă depozite de domenii adînci formate în timpul unei perioade cu mişcări oscilatorii. Prezenţa în proporţie ridicată a gelului de culoare neagră în care se include substanţa argiloasă organogenă şi sulfură de fier indică existenţa unui mediu reducător anaerob în timpul depunerii acestora.

II. *S e r i a b r e c i o a s ă - c o n g l o m e r a t i c ă.* Deşi pentru formaţiunile flişoide ce stau peste orizontul marnelor cu *Rotalipora apenninica* din acest perimetru ar fi fost mai potrivit termenul de serie conglomeratică-brecioasă, deoarece predomină tipul conglomeratic, am utilizat termenul respectiv ca şi pe flancul sudic, fiind vorba numai de unele mici diferenţe datorită unei nesimetrii în repartiţia litofaciesurilor pe aria bazinului de sedimentare.

În cuprinsul acestei serii s-au separat două orizonturi : *a)* un orizont argilos-marnos-grezos-nodulos-microconglomeratic pînă la conglomeratic în bază ; *(b* un orizont argilos-brecios-conglomeratic la partea superioară.

Pe direcţie aceste orizonturi au dezvoltări neuniforme, primul avînd o grosime mai mare în partea de W şi subţiindu-se la E, în timp ce, cel de al doilea prezintă o dezvoltare maximă spre E şi se subţiază către W.

Orizontul bazal este constituit preponderent din şisturi argiloase, cu treceri spre marne sau spre gresii, cu intercalaţii lenticulare de gresii

Institutul Geologic al României

micacee (valea Brebinei şi valea Seacă) sau cu intercalaţii de marne, cu frecvente fragmente şi blocuri conglomeratice sau brecioase.

Trecerea de la orizontul marnelor cu *Rotalipora apenninica* la acest orizont se face în mod treptat printr-o schimbare lentă a condiţiilor de sedimentare.

Sedimentarea s-a continuat cu şisturi argiloase, cu apariţii locale de marne şistoase şi şisturi grezoase cu stratificaţie evident solzoasă şi mai puţin confuză sau paralelă. În cadrul acestora participă în mod frecvent şi progresiv din bază spre partea superioară materialul detritic fin care imprimă şisturilor un aspect nodulos-microconglomeratic sau microbrecios pînă la conglomeratic-brecios. Materialul remaniat este reprezentat prin diverse fragmente de cuarţ, de feldspaţi de şisturi cristaline slab metamorfozate (cuarţite, gnaise-psamitice), de calcare, gresii, gresii calcaroase sau calcare grezoase, brecii calcaroase, roci verzi diabazice etc.

Depunerea acestor sedimente a avut loc într-un mediu cu condiţii variabile. Sedimentele stratificate corespund unor faze liniştite în alternanţă cu faze mai sbuciumate în timpul cărora s-au dezvoltat diverşi curenţi de pantă sau direcţionali cu densitate ridicată, care au transportat material detritic pe distanţe mult mai mari şi l-au redepus pe aria bazinului de sedimentare în formele de relief negative. De asemenea a mai avut loc un proces de curgere al acestor sedimente neconsolidate fie datorită pantelor mai accentuate, fie mai tîrziu sub presiunea maselor situate deasupra, căpătînd astfel un caracter pronunţat solzos.

Orizontul superior este constituit dintr-o pastă argiloasă poligenă cu stratificaţie confuză sau cu aspect pronunţat haotic imprimat de blocurile grosiere de roci remaniate. Şi în cadrul acestui orizont mai pot să apară zone cu totul locale cu stratificaţie fină noduloasă. În cea mai mare parte sîntem în prezenţa unei paste argiloase de culoare neagră fără stratificaţie în masa căruia materialul detritic fin variază de la 10% pînă la 50—60%. Pe lîngă fragmentele şi blocurile mai mici apar blocuri cu volume enorme.

Cele mai remarcabile sînt megaolistolitele de calcare din pîrîul Lupşei şi Gorgonei, calcarele şi marnele cu *Rotalipora apenninica* de la gura văii Lupşei.

Modul de formare al acestor sedimente corespunde unei faze de mişcări tectonice cu formarea de curenţi denşi de noroi cu transport de material prin rostogolire, curgere, tîrîre, alunecare, etc., din zona de litoral pe povîrnişul continental către zonele de adîncime.

Fenomenele de curgere au imprimat rocilor din acest sector un aspect pronunţat solzos cu prăbuşiri şi acumulări submarine sub formă de îngră-

Institutul Geologic al României

mădiri haotice la baza pantelor. Nu vom intra în detalii, acestea formînd obiectul unei alte lucrări.

Vîrsta formaţiunilor flişoide. Problemele legate de vîrsta formaţiunilor flişoide din partea de NE a Podişului Mehedinţi au fost discutate în lucrările anterioare.

Formaţiunile flişoide dintre Cloşani şi Obîrşia au fost mai puţin cercetate. În cele mai multe cazuri ele au fost considerate de aceiaşi vîrstă cu cele de pe flancul sudic (Ponoare—Baia de Aramă).

După cele mai noi cercetări efectuate de Al. Codarcea şi D. Mercuş la Nadanova (1959) C. Drăghici (1961), C. Drăghici şi O. Drăghici (1963) între Ponoare şi Baia de Aramă, s-a dovedit că vîrsta calcarelor din Podişul Mehedinţi se ridică pînă în Apţianul inferior inclusiv. Nivelul fosilifer de la Obîrşia în care se observă numeroase forme de pachiodonte, pledează pentru aceiaşi vîrstă a calcarelor de la partea superioară a masivului dintre Cloşani şi Obîrşia. Urmează că orizontul cu *Neohibolites minimus* Lister să înceapă cu Apţianul superior, ţinînd seama de concordanţa perfectă dintre calcarele urgoniene şi calcarele cu neohiboliţi pe valea Comoraş la W de Obîrşia. Ar urma că cel puţin la Obîrşia există justificări pentru continuitate de sedimentare între calcarele masive şi stratele de Nadanova. Trecerea de la faciesul calcaros compact, masiv la faciesul de fliş (marne calcaroase cu intercalaţii de calcare microdetritice fine) ar releva o schimbare treptată în procesul de sedimentare. Numeroasele exemplare de *Neohibolites minimus* Lister recoltate de pe valea Comoraş şi valea Seacă la Obîrşia şi cîteva exemplare de la izvoarele văii Gorgonei împreună cu cîteva exemplare de *Ticinella roberti* Gand şi *Preglobotruncana* sp. ne determină să atribuim o vîrstă apţian superioară-albiană orizontului respectiv între Obîrşia şi Gorganul.

În marnele calcaroase din orizontul superior au fost întîlnite forme indeterminabile de radiolari calcitizaţi care nu au valoare stratigrafică *stricto senso* ci o valoare de reper stratigrafic în comparaţie cu cel de la Baia de Aramă—Ponoare unde în aceleaşi marne apare şi *Rotalipora apenninica*.

Într-un cuib de marne calcaroase de culoare ciocolatie situat în marnele calcaroase cenuşii-verzui ce stau discordant peste calcarele urgoniene la vest de Cloşani au fost determinate în secţiuni subţiri cîteva exemplare de *Rotalipora apenninica*. Aceste forme indică după Al. Codarcea şi D. Mercus (1959) vîrsta cenomaniană.

Institutul Geologic al României

În formațiunile argiloase-marnoase, brecioase sau conglomeratice ce stau în continuitate de sedimentare peste marnele cu *Rotalipora apenninica* ca și la Ponoare—Baia de Aramă nu s-au identificat resturi fosile.

Urmînd în continuitate de sedimentare peste orizontul cu *Rotalipora apenninica* de vîrstă cenomaniană, seria „brecioasă conglomeratică" este considerată turoniană și probabil trece și în Senonian. După Al. Codarcea (1940) partea superioară ar ajunge pînă la Campanian.

Tectonica

Peste un fundament vechi metamorfic și eruptiv antecarbonifer s-au dispus cele două orizonturi (conglomerate sernifitice și șisturi argiloase filitoase) legate de o fază de sedimentare de vîrstă carboniferă. Dezvoltarea lor sub forma unei fășii cu direcția E—W și căderi sud-estice, paralelă cu formațiunile ciclului mezozoic care le acopere, nu ne permite să ne pronunțăm asupra stilului tectonic. Cert este că după faza de sedimentare din carbonifer și înainte de liasic a existat o fază de mișcări destul de accentuată care a creat condițiile dezvoltării unui metamorfism de slabă intensitate ce afectează aceste depozite.

Depozitele ciclului mezozoic au direcția WSW—ENE și căderi SSE. Caracterele litofaciale și relațiile dintre ele oglindesc succesiunea unor mișcări de scufundare lentă a fundamentului din Liasic pînă în Cretacicul inferior.

În cretacicul mediu încep să se schițeze zonele anticlinale și sinclinale ca un efect al mișcărilor alpine din faza austrică. În acest timp începe să se ridice anticlinalul Piatra Cloșanilor—Culmea Cernei și să se adîncească albia sinclinală Orzești—Săliștea. Mișcările de cutare determină pe lîngă schimbarea condițiilor de sedimentare cu trecerea dela faciesul calcaros la cel flișoid, unele întreruperi locale în procesul de sedimentare (apțian superior-cenomanian), datorită unor mișcări de basculă.

Începînd cu Cenomanianul procesul de cutare se accentuează, el fiind însoțit de un intens proces de sedimentare și uneori cu depășirea transgresivă a flișului turonian peste calcare. De asemenea au avut loc procese de curgeri și alunecări de pantă submarină care au condus la formarea flișului haotic sau olistostromă.

După punerea în loc a Pînzei getice regiunea ca și întregul lanț al Carpaților sudici s-a manifestat ca un bloc rigid. În timpul mișcărilor miocene a avut loc procesul de fragmentare a acestui bloc în mai multe compartimente după o serie de falii, cum este cea de pe valea Motrului și cea de la Obîrșia—Godeanu.

Institutul Geologic al României

Concluzii

În urma cercetărilor efectuate între Motru Mare şi Obîrşia — Godeanu s-au obţinut o serie de date noi în vederea cunoaşterii problemelor geologice legate de formaţiunile sedimentare de pe flancul sudic al sinclinalului Orzeşti—Săliştea.

1. S-a delimitat o fîşie de formaţiuni slab metamorfozate care au fost atribuite Carboniferului prin comparaţie cu alte formaţiuni similare din Carpaţii meridionali.

2. S-a pus în evidenţă depozitele liasice şi jurasice medii şi s-a considerat continuitate de sedimentare în cadrul ciclului mesozoic din Liasic pînă în Cretacicul inferior cu întreruperi locale în Dogger.

3. Odată cu trecerea de la faciesul calcaros recifal la cel flişoid (strate de Nadanova) mişcările alpine din faza austrică se resimt prin formarea albiei sinclinale Orzeşti—Săliştea şi prin mici discontinuităţi cu caracter local între Apţianul inferior şi Cenomanian.

4. Accentuarea mişcărilor de cutare a fundamentului atrage după sine instalarea unor condiţii de sedimentare mai agitate, în Turonian şi Senonian cînd s-a format „seria brecioasă — conglomeratică" printr-un proces intens de curgeri şi alunecări submarine.

BIBLIOGRAFIE

Arabu N. (1941). La géologie des environs de Băiţa (depart. de Bihor). *C.R. Inst. Géol. Roum.* Tom. XXV.

Codarcea Al. (1940). Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau du Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XX.

Codarcea Al., Mercuş D. (1959). Asupra vîrstei Stratelor de Nadanova. *Comunic. Acad. R.P.R.* nr. 8 Tom. IX.

Codarcea Al., Răilcanu Gr., Năstăseanu S. (1960). Carboniferul inferior de pe Valea Idegului. *Studii şi Cercet. de Geol.* V. 3.

Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercuş D. (1961). Privire generală asupra structurii geologice a Carpaţilor Meridionali dintre Dunăre şi Olt. *Congr. V al Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Ghidul Excursiilor.*

Drăghici C., Semaka A. (1962). Observaţiuni asupra Liasicului de la Baia de Aramă *Stud. şi Cercet. de Geologie* Nr. 1 Tom. VII.

Drăghici C. (1962). Structura geologică a platoului Mehedinţi între Isverna—Cloşani—Padeş—Baia de Aramă—Ponoare. *D.S. Com. Geol.* vol. XLVIII.

Drăghici C., Drăghici O. (1964). Contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor sedimentare dintre Ponoare şi Călugăreni Pod. Mchedinţi. *D.S. Inst. Geol.* vol. L.

Filipescu M. (1931). Rezultatele cercetărilor geologice ale lui D. Roman în regiunea Baia de Aramă—Valea Cernei. *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. XVIII.

Institutul Geologic al României

Manolescu G. (1937 a). Étude géologique et petrographique dans les Monts Vulcan (Carpates Méridionales. Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XVIII.

Manolescu G. (1937 b). Studiul geologic şi petrografic al regiunii Văii Jiului. *Ac. Rom. Mem. Secţ. Sci.* III. T. XII nr. 6.

Mercus D. (1959). Asupra prezenţei Urgonianului în regiunea Nadanova Pod. Mehedinţi. *Comunic. Acad. R.P.R.* IX 8 1959.

Mercuş D. (1961). Contribuţii la cunoaşterea litologiei Stratelor de Nadanova. *St. şi Cerc. Geologice* nr. 3 Tom. VI.

Murgoci Gh. (1908). Terţiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I.

Papiu V. C. (1960). Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Teh.

Pavelescu L. (1954). Étude géologique et petrographique dans la région centrale et de sud-est des Monts Retezat. *An. Com. Geol.* Tom. XXIV—XXV.

Pavelescu L. (1959). Geologia Carpaţilor Meridionali. *Anal. Rom. Sov. Seria Geol.* nr. 1—2.

Răileanu Gr. (1953). Cercetări geologice în regiunea Şvinţa—Faţa Mare *Bul. Ştiinţ. al Acad. R.P.R. (Secţ. Biol. Agron. Geol. Geogr.)* V/2.

Răileanu Gr., Rusu A. (1962). Contribuţii la cunoaşterea Carboniferului inferior din zona Drencova (Banat), *Stud. şi Cercet. de Geol.* 3—4 VII.

Semaka A. (1961). Despre vîrsta formaţiunii de Schela. *Comunic. Congres. Carpato-Balcanic V.*

Streckeisen A. (1931). Cercetări geologice în Podişul Mehedinţi. *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. XVIII.

LE SÉDIMENTAIRE AUTOCHTONE SITUÉ ENTRE CLOŞANI ET OBÎRŞIA—GODEANU (PLATEAU DE MEHEDINŢI)

PAR

CORNELIU N. DRĂGHICI

(Résumé)

Dans la partie NE du Plateau de Mehedinţi, les formations sédimentaires appartenant aux cycles paléozoïque et mésozoïque se disposent au-dessus des anciennes formations métamorphiques et éruptives du soubassement de l'autochtone danubien entre Obîrşia—Godeanu et Cloşani.

Les formations carbonifères, représentées par un horizon inférieur constitué par des sernifites et grès faiblement métamorphisés ainsi que par un horizon supérieur constitué par des schistes argileux phylliteux noirs à intercalations de grès fins faiblement métamorphisés contenant des apparitions, par endroits, des roches porphyriques interstratifiées ou des formations tufogènes et tuffitogènes, appartiennent au cycle paléozoïque.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Orizontul conglomeratic sernifitic al Carboniferului la N de Poiana Mică — munţii Cerna.

Fig. 2. — Masivul de calcare Piatra Cloşanilor — Mehedinţi.

Fig. 3. — Concordanţa dintre stratele de Nadanova şi calcarele urgoniene la Obîrşia pe pîrîul Comoraş.

1, calcare urgoniene; 2, marno-calcare cu Neohiboliţi.

Fig. 4. — Calcar detritic din seria stratelor de Nadanova N ‖ ; × 7.

1, masa de carbonat de calciu fin granular cimentată cu gel calcaros; 2, prisme de inocerami; 3, fragment de cochilie de inocerami.

Fig. 1. — Horizon conglomératique sernifitique du Carbonifère au N de Poiana Mică — Monts de Cerna.

Fig. 2. — Massif des calcaires Piatra Cloşanilor — Mehedinţi.

Fig. 3. — Concordance entre les couches de Nadanova et les calcaires urgoniens à Obîrşia sur pîrîul Comoraş.

Fig. 4. — Calcaire détritique de la série des couches de Nadanova N ‖ ; × 7.

1, masse de carbonate de calcium finement grenu cimentée à gel calcaire; 2, prismes d'inocérames; 3, fragment de coquille d'inocérames.

Institutul Geologic al României

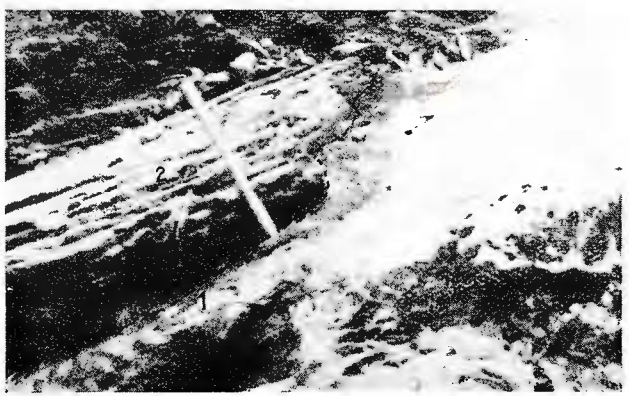
240-1



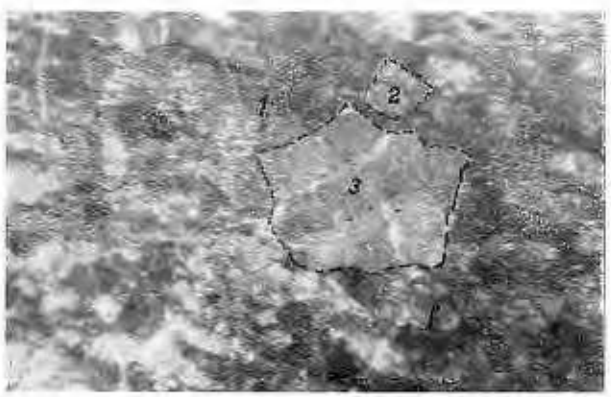
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

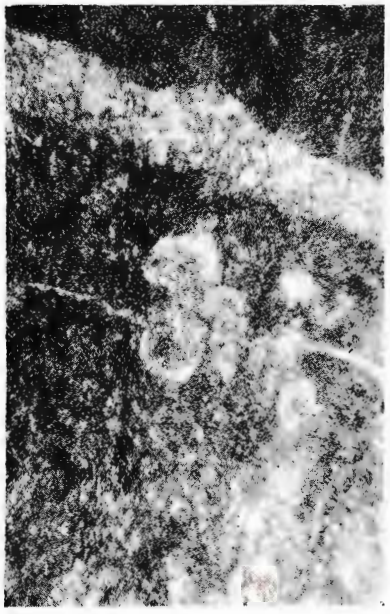
Institutul Geologic al României

PLANŞA II

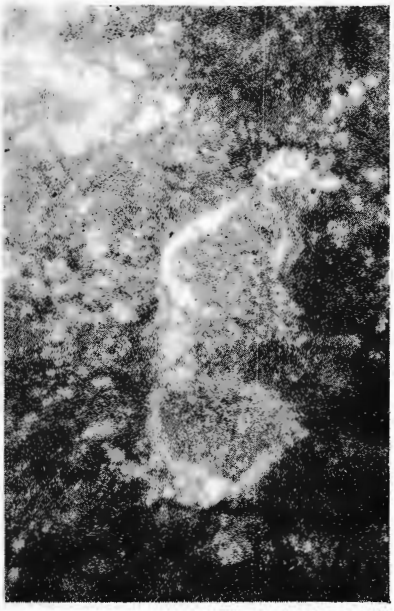
Fig. 1. — Calcar-marnos cu stratificaţie N +. × 7.
1, masă de carbonat de calciu ; 2, lamine de material argilos de culoare neagră.
Fig. 2. — Marne calcaroase cu *Ticinella roberti* G a n d N pe valea Comoraş la W de Obîrşia. N ‖ ; × 7.
Fig. 3. — Marne calcaroase cu *Rotalipora apenninica* R e n z pe valea Comoraş la W de Obîrşia. N + ; × 7.
Fig. 4. — Marne cu *Rotalipora apenninica* (R e n z) pîrîul Tîrnicioara (W) Cloşani N ‖ ; × 7.

Fig. 1. — Calcaire marneux à stratification. N + ; × 7.
1, masse de carbonate de calcium ; 2, couches de matériaux argileux noir.
Fig. 2. — Marnes calcaires à *Ticinella roberti* G a n d N sur Valea Comoraş à l'W d'Obîrşia. N ‖ ; × 7.
Fig. 3. — Marnes calcaires à *Rotalipora apenninica* R e n z sur Valea Comoraş à l'W d'Obîrşia N + ; × 7.
Fig. 4. — Marnes à *Rotalipora apenninica* (R e n z). Poiana Tîrnicioara (W) Cloşani. N ‖ ; × 7.

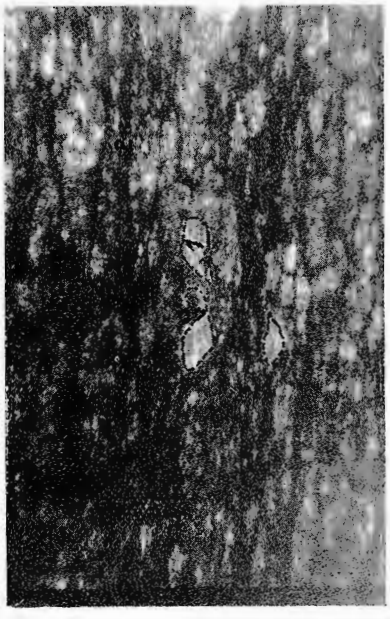
Institutul Geologic al României
240-3



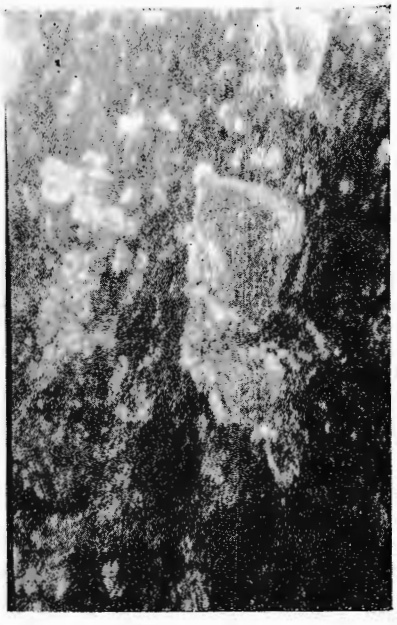
2



4



1



3

Institutul Geologic al României

C. DRĂGHICI

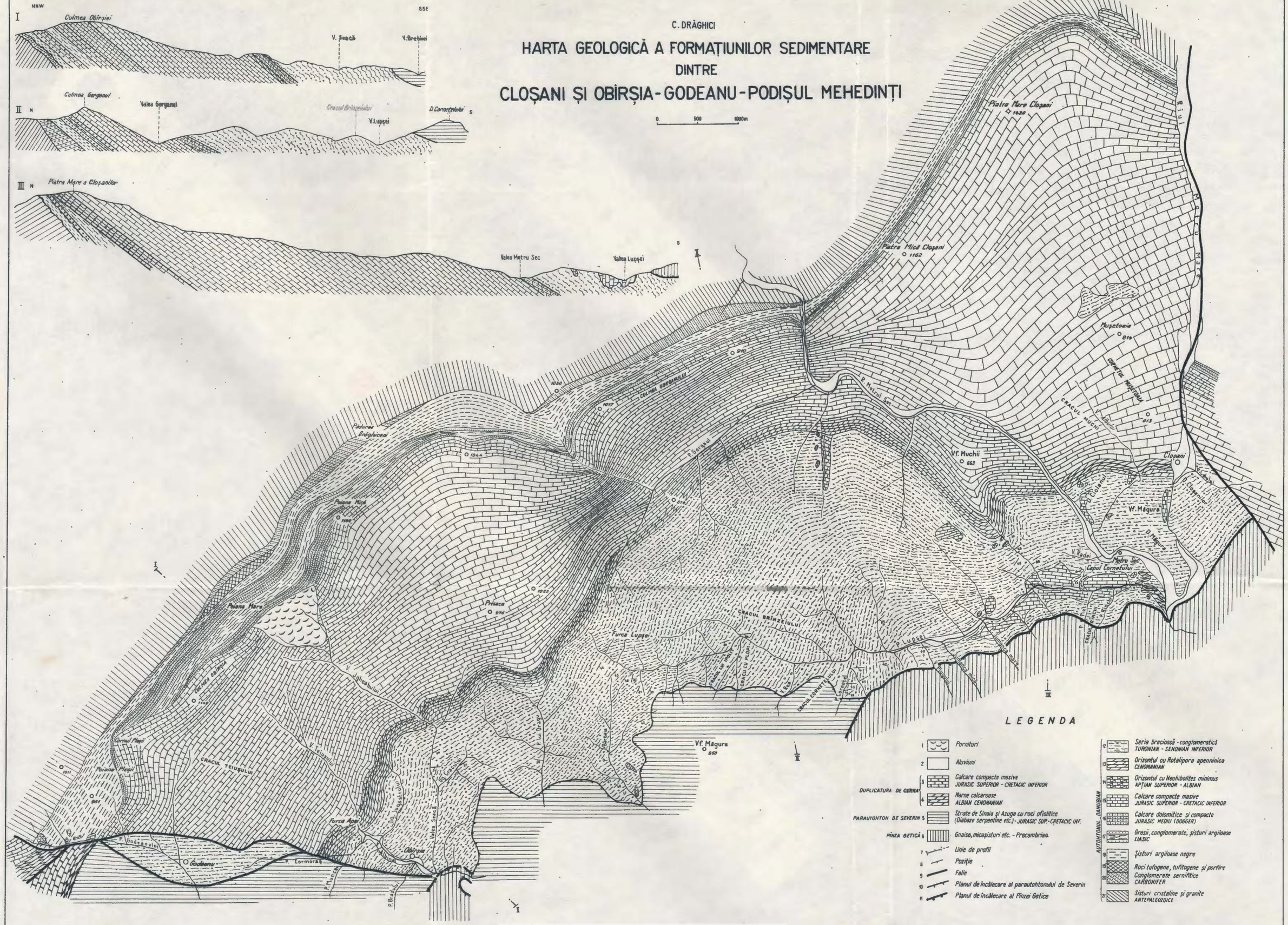
HARTA GEOLOGICĂ A FORMAŢIUNILOR SEDIMENTARE DINTRE CLOŞANI ŞI OBÎRŞIA - GODEANU - PODIŞUL MEHEDINŢI

0 500 1000m

I NNW — SSE
Culmea Obîrşiei — V. Seacă — V. Bretiani

II N — S
Culmea Gorganul — Valea Gorganul — Craul Brînzeiului — V. Lupşei — D. Cornetelului

III N — S
Piatra Mare a Cloşanilor — Valea Metru Sec — Valea Lupşei


Piatra Mare Cloşani
1930
Piatra Mică Cloşani
1662
Muşetoaia
814
Cornetul Muşetoaia
813
Vf. Muchii
663
Cloşani
Vf. Măgura
V. Radei
Metru Sec
Capul Cornetului
Vf. Măgura
860
Poiana Mare
Poiana Mică
1190
Privaca
976
Furca Lupşei
Cornul Plaşii
Poiana Plaşii
981
Furca Apei
Gîrbova
Godeanu
1044
1025
1011
940
1080
1017
Pădurea Drăghicea
Valea Metru Sec
Valea Gorganului
Valea Lupşei
Valea Cormoşului
Valea Muncelului
Valea Bradului
Valea Jugastrului
Valea Seacă
Valea Obîrşia
Valea Teiuşului
Valea Ghiaşului
Valea Plaşii
Valea Cormoş
Valea Godeanului
Valea Radei
Valea Cloşanului
Valea Cornetului
Valea Muşetoaia
Valea Albului
Valea Muchii
Valea Mare
Valea Mică
Valea Ţiganului
Valea Cîrnului
Valea Cîrnişoara
Valea Cîrnişoara Mare
Valea Cîrnişoara Mică
Valea Cîrnişoara Mijlocie
Valea Cîrnişoara Mijlocie
Valea Cîrnişoara Mijlocie

Les formations qui vont du Liasique inférieur jusqu'au Crétacé supérieur appartiennent au cycle mésozoïque. Le Liasique se dispose transgressivement et de manière discordante au-dessus du Carbonifère; il est représenté par un niveau inférieur gréseux grossier, par un niveau moyen fin argileux et par un niveau supérieur gréseux.

Les calcaires massifs compactes d'âge jurassique moyen-crétacé inférieur (faciès urgonien) se superposent aux formations d'âge liasique.

En continuité au-dessus des calcaires se développent les „Couches de Nadanova" aux deux horizons : un horizon inférieur à *Neohibolites minimus* (Aptien supérieur-Albien) constitué par des marnes calcaires alternant avec des calcaires détritiques, et un horizon supérieur à *Rotalipora apenninica* (Cénomanien) constitué par des marnes et marnes calcaires.

Vient ensuite la série „brécheuse conglomératique" caractérisée par les dépôts de flysch fin jusqu'au grossier à l'aspect chaotique — conséquence d'un processus de sédimentation agité à glissements et coulées sous-marines.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DE LA PLANCHE

CARTE

Carte géologique des formations sédimentaires comprises entre Cloşani et Obîrşia — Godeanu (Plateau de Mehedinţi).

PLANCHE

Coupes géologiques dans le sédimentaire compris entre Obîrşia — Cloşani.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CONSIDERAŢII ASUPRA POSIBILITĂŢILOR DE CORELARE A UNOR DEPOZITE DIN FUNDAMENTUL ZONEI TULCEA CU FORMAŢIUNILE CUTATE DIN DOBROGEA CENTRALĂ [1])

DE

VIOLETA ILIESCU, V. MUTIHAC

Abstract

On the Possibilities of Correlation between the Deposits of Tulcea Area Basement and the Folded Formations of Central Dobrogea. Based on comparative lithofacial analyses between the deposits of the Tulcea area basement and the synorogenic series of Central Dobrogea, the authors contest the identity of the deposits of both zones. In the synorogenic series, an association of fossil spores is stated, according to which a late pre-Cambrian age is claimed for this series.

În anul 1940, I. Atanasiu este primul cercetător care consideră depozitele filito-cuarţitice de la Monument Tulcea, ca fiind aceleaşi formaţiuni ce intră în alcătuirea Dobrogei centrale, respectiv şisturile verzi. După el, D. M. Preda (1959) admite existenţa şisturilor verzi la nord de linia Peceneaga—Camena, fiind reprezentate prin şisturile de la Cartal din stînga Dunării, socotind ivirea de aici, un rest al unei pînze de amploare (pînza şisturilor verzi), de vîrstă chimerică veche.

N. Grigoraş şi T. Dăneţ (1961), pe baza unor studii petrografice efectuate pe profilul de la Sibioara din partea de sud a Dobrogei centrale, precum şi în depozitele de la N de Cataloi şi Monument Tulcea, admit existenţa şisturilor verzi în zona Tulcea, bazaţi pe faptul că depozitele de la Sibioara şi cele de la Cataloi se aseamănă din punct de vedere petrografic.

[1]) Comunicare în şedinţa din 29 aprilie 1964.

Institutul Geologic al României

Unul din autorii notei prezente, avînd spre studiu zona Tulcea, zonă în care apar depozitele în discuţie, pentru a-şi spune părerea în ceea ce priveşte existenţa şisturilor verzi în Dobrogea de nord, a efectuat cîteva profile de recunoaştere în Dobrogea centrală. Ambii autori au cercetat mai în detaliu depozitele din cariera Sibioara, adică locul de unde a fost analizat materialul petrografic de autorii menţionaţi.

În urma observaţiilor de teren şi ţinînd seama de datele publicate mai ales în ultimul timp, autorii prezintă în cele ce urmează unele consideraţiuni în ceea ce priveşte posibilităţile de corelare a unor depozite din zona Tulcea cu depozitele cutate din Dobrogea centrală (şisturile verzi).

Sub denumirea de şisturi verzi, primii cercetători au înţeles toate depozitele cutate din Dobrogea centrală, inclusiv şisturile cristaline mezozonale din zona Başpunar-Camena, admiţîndu-se că reprezintă o serie continuă, metamorfozată în bază, datorită unor intruziuni (R. P a s c u, 1909, L. M r a z e c, 1910, G. M u r g o c i, 1914).

Cu timpul s-a separat în bază o serie mezozonală, peste care se dispune transgresiv seria şisturilor verzi în sens larg.

În ultimele cercetări, în această suită a şisturilor verzi s-au separat mai multe serii astfel: C o s m a S t. şi colaboratorii (1962) disting: a) o serie epimetamorfică; b) o serie a şisturilor verzi inferioare (slab metamorfozate), şi c) o serie a şisturilor verzi superioare (nemetamorfozată). Între seria şisturilor verzi inferioare şi a celor superioare autorul consideră discordanţă, dat fiind că în seria superioară a şisturilor verzi se întîlnesc remaniate elemente din seria inferioară.

O. M i r ă u ţ ă (1963, 1964 [1]) separă: a) o serie infragrauwackică (slab metamorfozată); b) o serie a grauwackelor inferioare; c) o serie a grauwackelor superioare (ambele nemetamorfozate sau cu metamorfism incipient) şi d) o serie supragrauwackică. Între aceste serii autorul menţionat consideră continuitate de sedimentare.

Autorii notei de faţă, ţinînd seama de cele constatate de cercetătorii anteriori şi pe baza observaţiilor proprii, fac următoarele consideraţiuni enunţate, în parte, într-o lucrare anterioară (V. M u t i h a c, 1964):

În Dobrogea centrală avem de-a face cu trei formaţiuni distincte şi anume: a) seria şisturilor cristaline mezozonale, b) o serie epimetamorfică, discordantă peste seria şisturilor cristaline mezozonale (corespunde seriei epimetamorfice în parte şi seriei şisturilor verzi inferioare separate de C o s m a S t., respectiv seriei infragrauwackice a lui O. M i r ă u ţ ă),

[1]) O. M i r ă u ţ ă. Stratigrafia şi tectonica şisturilor verzi din reg. Istria—Băltăgeşti (Dobrogea centrală). În volumul de faţă.

Institutul Geologic al României

c) o serie sinorogenă, nemetamorfozată (echivalentă şisturilor verzi superioare a lui O. Mirăuţă), d) seria şisturilor roşii (seria supragrauwackică, O. Mirăuţă). Între seria sinorogenă şi seria epimetamorfică subjacentă, autorii admit o discordanţă, bazaţi pe faptul menţionat de Cosma St., anume că în seria superioară sînt remaniate elemente din seria epimetamorfică. În sprijinul acestor afirmaţii vine şi constatarea geofizică care a pus în evidenţă o anomalie magnetică între Ostrov şi Istria (I. Gavăt şi colaboratorii, 1963), deci aproximativ la limita dintre cele două serii, ceea ce dovedeşte existenţa a două zone cu alcătuire petrografică deosebită. De asemeni faptul că vine în contact o formaţiune net sedimentară cu una metamorfică.

Seria sinorogenă este reprezentată prin conglomerate mărunte, gresii grauwackice şi depozite pelitice, prezentînd un pronunţat caracter de ritmicitate şi sedimentaţie gradată (I. Atanasiu încă din 1940 făcuse constatarea că şisturile verzi au factură de fliş).

Depozitele acestei serii apar foarte bine deschise în cariera de lîngă localitatea Sibioara şi în continuare, pe pîrîul Cicracic de la est de acest sat. Acesta este profilul care a fost studiat de N. Grigoraş şi T. Dăneţ şi tot de aici autorii notei prezente au colectat şi cercetat palinologic mai multe probe. Unul din autori a determinat următoarele forme de spori fosili :

Leiominuscula rugosa Naum.
Margominuscula rugosa Naum.
Lophominuscula prima Naum.
Protoleisphaeridium sp.
Leioligotriletum glumaceum Tim.
Leioligotriletum compactum Tim.
Stenozonoligotriletum sokolovi Tim.
Stenozonoligotriletum sp.
Trachyoligotriletum laminaritum Tim.
Trachyoligotriletum minutum (Naum.) Tim.
Ocridoligotriletum kristhofovichi (Naum.) Tim.

În asociaţia de spori identificată în depozitele amintite din cariera Sibioara se constată prezenţa ultramicrosporilor (*Leiominuscula rugosa*, *Margominuscula rugosa*, *Lophominuscula prima*). Existenţa acestora este menţionată în literatură numai în formaţiunile precambriene (S. N. Naumova 1960). Aceste forme de ultramicrospori sînt asociate cu forme a căror răspîndire pe verticală este mult mai largă.

Institutul Geologic al României

Depozitele ce conţin această asociaţie de spori au fost socotite ca fiind aceleaşi care apar în Dobrogea de nord, la nord de Cataloi şi la Monument Tulcea (N. Grigoraş, T. Dăneţ, 1961).

La Monument sînt şisturi filitoase şi şisturi cuarţitice, de culoare verzuie sau roşietică, străpunse de porfire, iar la N de Cataloi apare o varietate ceva mai detritică. Chiar autorii menţionaţi fac observaţia că spre deosebire de depozitele de la Sibioara, cele din Dobrogea de nord sînt afectate de metamorfism. Însăşi aspectul litologic macroscopic nu permite să se identifice depozitele din cele două zone, încît ideea că seria sinorogenă din Dobrogea centrală ar fi reprezentată şi în Dobrogea de nord nu ni se pare posibilă. Chiar presupunerea că acestea din urmă ar reprezenta seria sinorogenă metamorfozată şi regenerată în cutările ulterioare consolidării Dobrogei centrale, nu o considerăm verosimilă, dat fiind că metamorfismul nu a fost atît de intens ca să nu se poată recunoaşte seria sedimentară iniţială care în cazul seriei sinorogene, este foarte caracteristică. Mai curînd depozitele filito-cuarţitice de la Monument Tulcea şi Cataloi reprezintă un echivalent al seriei epimetamorfice din Dobrogea centrală, regenerată în cutările ulterioare.

În ceea ce priveşte vîrsta depozitelor în cauză din Dobrogea de nord, aceasta nu poate fi aceeaşi cu a depozitelor de la Sibioara. Dacă depozitele filito-cuarţitice din zona Tulcea sînt un echivalent al seriei epimetamorfice din Dobrogea centrală, atunci ele au o vîrstă mult mai veche decît seria sinorogenă.

În general cînd se vorbea de vîrsta depozitelor cutate din miogeosinclinalul Dobrogei centrale, se lua în consideraţie întreaga suită a şisturilor verzi în sens larg. După autori, şisturile verzi au fost atribuite ipotetic Carboniferului (R. Pascu, 1909), Silurianului (G. Macovei, 1912), Precambrianului (G. Murgoci, 1914 şi I. Atanasiu, 1940). Cosma St. şi colaboratorii (1962) le atribuie vîrsta Cambrian superior-Carbonifer, iar O. Mirăuţă (1962) vîrsta rifeană a întregii suite.

E. Glowacki şi P. Karnkowski (1963) comparînd aceste formaţiuni, din care citează genurile *Protoleiosphaeridium* şi *Trachyoligotriletum*, cu depozite similare din Polonia de vîrstă precambriană, acordă şi şisturilor verzi din Dobrogea vîrsta ca atare. Totuşi formele de spori menţionate, determinate numai generic nu pot constitui argumente incontestabile pentru o vîrstă precambriană a depozitelor cutate din Dobrogea centrală, întrucît genurile menţionate persistă şi în Cambrian şi chiar autorii amintiţi, într-o lucrare ulterioară (1963), le citează în Cambrianul din Polonia. Timofeev citează genul *Protoleiosphaeridium* pînă în Ordovicianul superior, iar genul *Trachyoligotriletum*, persistă prin

Institutul Geologic al României

numeroase specii pînă în Ordovicianul inferior; rezultă că în final şi aprecierea pe care o face E. Glowacki şi P. Karnkowski asupra vîrstei şisturilor verzi se bazează tot pe criterii litologice.

Odată cu descoperirea Ordovicianului fosilifer în poziţie orizontală la Bordeiul Verde (G. Murgeanu şi D. Patrulius, 1963), sub care se găsesc şisturile roşii cutate, vîrsta prezumtivă precambriană a depozitelor cutate din Dobrogea centrală, a devenit aproape o certitudine; lipseau doar argumentele de ordin paleontologic care să confirme această presupunere emisă încă din 1914 de G. M. Murgoci, în 1940 de I. Atanasiu şi în 1959 de O. Mirăuţă.

Resturile organice menţionate în lucrarea de faţă, vin să precizeze tocmai acest lucru, fiind efectiv primele argumente paleontologice pe baza cărora se poate susţine vîrsta seriei nemetamorfozate din Dobrogea centrală.

În concluzie se poate aprecia că seria sinorogenă, nemetamorfozată din Dobrogea centrală este de vîrstă precambriană tîrzie.

Rămîne ca cercetările viitoare să aducă noi preciziuni şi în ceea ce priveşte atît vîrsta seriei epimetamorfice cît şi relaţiile dintre seria sinorogenă şi şisturile roşii de deasupra. De asemeni studiul palinologic în continuare a seriei epimetamorfice în paralel cu depozitele de la Cataloi şi Tulcea, vor aduce noi date în problema existenţei şisturilor verzi la nord de linia Peceneaga—Camena.

TABEL

Repartiţia stratigrafică a sporilor din regiunea Taşaul (cariera Sibioara) conform cu schemele lui B. V. Timofeev (1959) şi S. N. Naumova (1960)

	Precambrian	Cambrian	Ordovician
Leiominuscula rugosa Naum.	+		
Margominuscula rugosa Naum.	+		
Lophominuscula prima Naum.	+		
Protoleiosphaeridium sp.	+	+	+
Leioligotriletum glumaceum Tim.	+	+	
Leioligotriletum compactum Tim.	+	+	
Stenozonoligotriletum sokolovi Tim.	+	+	+
Stenozonoligotriletum sp.	+	+	+
Trachyoligotriletum laminaritum Tim.	+	+	
Trachyoligotriletum minutum (Naum.) Tim.	+	+	+
Ocridoligotriletum kristhofovichi (Naum.) Tim.	+	+	+

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1940). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iaşi.

Cosma St., Teodoru I., Brestoiu C. (1962). Cercetări geologice în Dobrogea centrală. *D.S. Com. Geol.* XLVI, Bucureşti.

Glowacki E., Karnkowski. P. (1963). Porownanie gornego prekambru (ryfeju) przedgorza Karpat srodkowych z seria zielonych eupkow *Dobrudzy Kwart geol.* nr. 2,

Glowacki E., Karnkowski, P. Zak. C. (1963). Prekambr i Kambr w podlozu przedgórza Karpat srodkowych i w goroch Swietokrzyskich. *Rocznik polskiego Towarzystwa geologiczenego.* Tom. XXXIII.

Grigoraş N., Dăneţ T. (1961). Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene. *Studii şi Cercet. de Geol. Acad. R.P.R.* T. VI, nr. 3, Bucureşti.

Macovei G. (1912). Observaţiuni asupra liniei de încălecare Peceneaga—Camena. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III.

Mirăuţă O. (1963). Şisturile verzi din regiunea Dorobanţu—Măgurele (Dobrogea centrală). *D.S. Com. Geol.* L (II). Bucureşti.

Mrazec L. (1910). Despre rocile verzi din conglomeratele terţiare ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor României. *D.S. Inst. Geol. Rom.* II, Bucureşti.

Murgoci Gh. (1914). Studii geologice în Dobrogea de Nord. *An. Inst. Geol. Rom.* V. Bucureşti.

Mutihac V. (1964). Zona Tulcea şi poziţia acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Inst. Geol., Rom,.* XXXIV.

Naumova S. N. Sporî vijnego Kambria. *Izvestia. Akad. nauk. SSSR. Seria Gheologhiceskaia* Nr. 4, 1949.

Naumova S. N. (1960). Sporopilţevîe Komplecsi rifeiskih i nijnekembriskin otlojenii SSSR *Mejdu narodnîi gheologhiceskii Kongress, XXI, Sessia. Ak. Nauk.* Moskva.

Preda D. M. (1959). Poziţia tectonică a orogenului hercinic-chimeric al Dobrogei de nord în cadrul geologic structural-regional. *An. Rom.-Sov. Geol.-Geogr.* II. Bucureşti.

Pascu R. (1909). Răspîndirea şisturilor verzi, a Jurasicului şi a Neocretacicului din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* III. Bucureşti.

Timofeev V. B. (1959). Drevneişaia flora Pribaltiki i eë stratigraficescoe znacenie. *Trudî vsesoniznogo naueino — issledovatelscogo gheologopazvedocinogo instituta* (VNIGRI), Nr. 129.

Timofeev V. B. (1960). Sur la caractéristique micropaleontologique de la formation de Visinsö. *Geologiska foreningens.* Nr. 500. Stockholm.

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

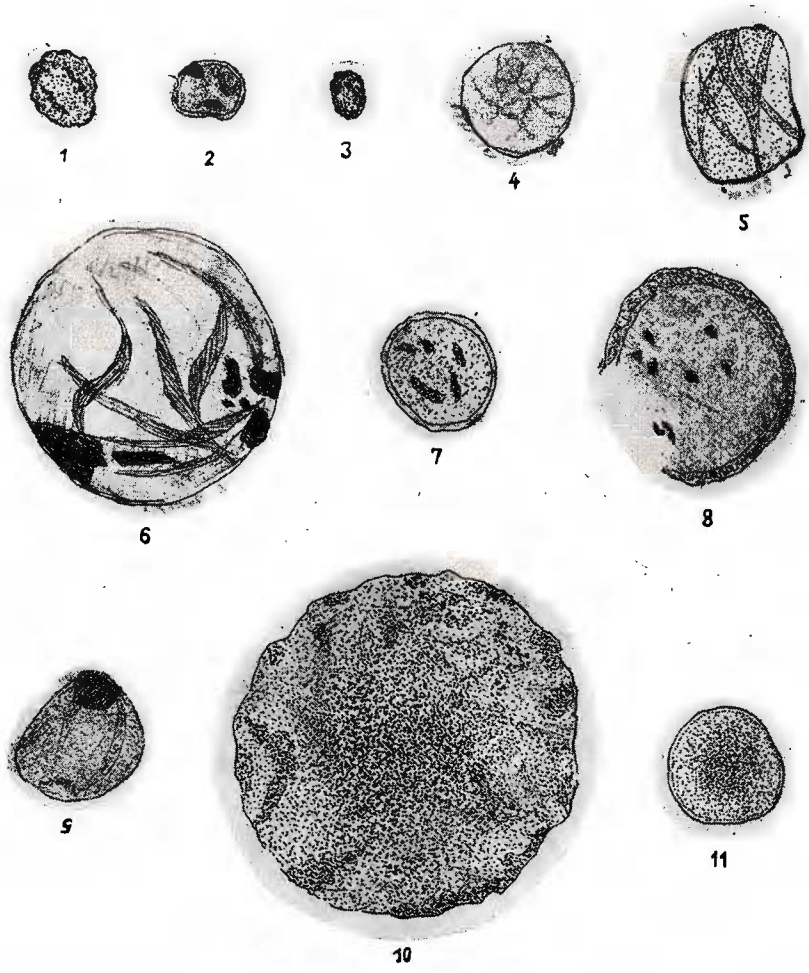
Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

1. *Leiominuscula rugosa* N a u m.
2. *Margominuscula rugosa* N a u m.
3. *Lophominuscula prima* N a u m.
4. *Protoleiosphaeridium* sp.
5. *Leioligotriletum glumaceum* T i m.
6. *Leioligotriletum compactum* T i m.
7. *Stenozonoligotriletum sokolovi* T i m.
8. *Stenozonoligotriletum* sp.
9. *Trachyoligotriletum minutum* (N a u m) T i m.
10. *Trachyoligotriletum laminaritum* T i m.
11. *Ocridoligotriletum kristofovichi* (N a u m.) T i m.

Institutul Geologic al României

0-42-1



Institutul Geologic al României

CONSIDÉRATIONS SUR LES POSSIBILITÉS DE CORRÉLATION DE CERTAINS DÉPÔTS DU SOUBASSEMENT DE LA ZONE DE TULCEA AVEC LES FORMATIONS PLISSÉES DE LA DOBROGEA CENTRALE

PAR

VIOLETA ILIESCU, V. MUTIHAC

(Résumé)

Les auteurs y mentionnent une association de spores identifiée dans les dépôts à facture de flysch, nonmétamorphisés, de la Dobrogea centrale que la plupart des auteurs ont attribués, *lato sensu*, à la série des schistes verts. L'association des spores est représentée par les formes : *Leiominuscula rugosa*, *Margominuscula rugosa*, *Lophominuscula prima*, *Protoleiosphaeridium* sp., *Leioligotriletum glumaceum*, *L. compactum*, *Stenozonoligotriletum sokolovi*, *Trachyoligotriletum laminaritum*, *T. minutum*, *Ocridoligotriletum kristhofovichi*. En s'étayant de la présence des ultramicrospores, les auteurs attribuent à la série synorogène non-métamorphisée un âge précambrien tardif.

Les dépôts du soubassement de la zone de Tulcea qui apparaissent au Monument et au N de Cataloi ne pourraient représenter l'équivalent de la série synorogène de la Dobrogea centrale, mais plutôt un équivalent de la série épimétamorphique.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA MIOCENULUI SUPERIOR DIN MARGINEA NORD-ESTICĂ A BAZINULUI BEIUŞ [1])

DE

ISTOCESCU D., DIACONU M., FELICIA ISTOCESCU

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Upper Miocene on the NE Border of the Beiuş Basin. The paper presents the succession of the Miocene deposits in the eastern part of the Beiuş Basin, suggesting the transgressive character of the Sarmatian sediments. According to some remnants of the *Rhinoceros* genus, found at the boundary between Tortonian and Sarmatian, the authors suppose an unconformity in the deposition of the latter, at least on the margins of the basin.

Prezenta lucrare a fost elaborată pe baza lucrărilor de teren efectuate în anul 1963.

Depozitele miocene care aflorează în bazinul Beiuş au făcut obiectul unor studii mai vechi datorate lui Th. Szontágh (1898, 1914), precum şi al unor cercetări mai recente întreprinse de M. Paucă (1935, 1954) şi S. Năstăseanu [1]).

În aceste lucrări sînt elucidate principalele probleme stratigrafice şi faunistice ale Miocenului, fără a fi date succesiunile de detaliu ale depozitelor şi faciesurile acestora.

În lucrarea sa, M. Paucă (1935), remarcă un caracter transgresiv al depozitelor sarmaţiene, pe rama vestică a Munţilor Apuseni. De asemeni, într-o lucrare mai recentă (M. Paucă, 1964) autorul menţionează

[1]) Comunicare în şedinţa din 17 aprilie 1964.

[2]) S. Năstăseanu. Raport geologic asupra prospecţiunilor de la Hidişelul de Jos (regiunea Oradea). Arh. Com. Geol. Bucureşti, 1953.

Institutul Geologic al României

în bazinul Băii Mari, existența unei faze continentale între Tortonian și Sarmațian.

Referindu-se tot la limita dintre Sarmațian și Tortonian, E. Saulea și A. Bărbulescu (1957) pun în evidență o ușoară discordanță între acești doi termeni, precum și caracterul transgresiv al Sarmațianului din regiunea Țicău—Iadăra.

Observațiile noastre, completează cunoașterea Miocenului superior din regiune, prin stabilirea unei succesiuni stratigrafice amănunțite a acestuia și aduc preciziuni de ordin litologic și faunistic asupra discontinuității dintre Sarmațian și Tortonian.

Miocenul din regiune este reprezentat prin Tortonian și Sarmațian, care apar bine deschise mai ales în faciesul litoral detritic din marginea nord-estică a Bazinului Beiuș, între localitățile Tășad și Bucuroaia. Faciesul pelitic este mai puțin deschis și se dezvoltă la S și W de această zonă.

Alcătuirea litologică a depozitelor este legată atît de depărtarea față de țărm, cît și de relieful fundamentului și constituția petrografică a acestuia, care este destul de variată.

Fundamentul este alcătuit din depozite aparținînd Pînzei de Codru (Permo-Werfenian: cuarțite, conglomerate, porfire și șisturi argiloase, cu o culoare roșie-violacee; Triasic: calcare dolomitice cenușii, dolomite, șisturi argiloase și calcare bituminoase negre) și Autohtonului de Bihor—Pădurea Craiului (Cretacic inferior: calcare recifale, gresii, șisturi marno-argiloase).

Tortonianul. Deși prezintă mari variații litologice, depozitele tortoniene se pot separa în două complexe:

Complexul inferior tufaceu: este alcătuit din roci detritice, calcare recifale și cinerite, avînd o grosime de aproximativ 20—40 m.

Profilul cel mai reprezentativ îl constituie valea Stracoșului, unde peste roci permiene se dispune un material alcătuit din blocuri cu dimensiuni variabile, de gresii și cuarțite permiene, colțuroase, nesortate, prins într-o matrice argiloasă, tufacee și cinerite care suportă calcare oolitice, tufacee, fosilifere, cu: *Lithothamnium* sp., colonii de corali, *Clypeaster partschi* Michelin, *Spatangus austriacus* Laube, *Conus* sp., *Strombus* sp., *Venus multilamella* Lam., *Chlamys semiensis* var. *elegans* Andrzj., *Chama gryphyum* Lam.

Peste acestea, se dispune un pachet de nisipuri gros de 2—3 m cu liant bentonitic și bentonite cu lentile de nisipuri, care suportă un alt

Institutul Geologic al României

p achet de calcare oolitice, tufacee, friabile, cu : *Gygantopecten latissima* B r o c c., *Scutella vindobonensis* L a u b e, *Spatangus austriacus* L a u b e, *Schizaster hungaricus* V a d., *Opisaster lovisatoi* C o t t e a u, *Pecten (Flabellipecten) besseri* A n d r z j., *Chlamys seniensis* var. *elegans* A n d r z j.

Complexul superior marnos : se dispune peste complexul detritic, fiind alcătuit din marne şi marno-calcare tufacee cu o grosime de aproximativ 20 m.

Marnele au o culoare cenuşie, gălbuie sau albicioasă, sînt tufacee, în general nestratificate, cu o spărtură solzoasă şi au intercalate la diferite nivele, strate de grosimi centimetrice de cinerite andezitice, uneori bentonitizate. Acest complex conţine o bogată faună, din care s-au determinat formele de : *Isocardia cor* L i n n a e u s, *Loripes dujardini* D e s h., *Thracia ventricosa* P h i l l., *Pholadomya alpina* M a t h. , *Panope menardi* E i c h w., *Anadara diluvii* L a m k.

La partea superioară, marnele tufacee, trec la argile verzui bentonitizate cu o faună alcătuită din : *Dentalium (Entalis) badensis* P a r t s c h, *Dentalium (Dentalium) sexangulatum.* var. *acutoangularis* C o r c o n i, *Dentalium (Antale) crux* B o e t t e r, *Ditrupa cornea* L i n n é, *Venus (Ventricola) multilamella* L a m., *Amussium (Amussium) cristatum* var. *badensis* F o n t., *Corbula (Varicorbula) gibba* O l i v i., *Parvamussium duodecimlamellatum* (B r o n g n.), *Crassinella concentrica* var. *moravica* H ö r n e s., *Architectonica (Architectonica) simplex* B r o n g n., *Polinices (Euspira) catena* var. *helicina* B r o c c., *Polinices (Euspira) redempat dertoconvex* S a c c o, *Turritella (Turculoidella) subangulata* var. *pulchra* (F r i e d b e r g), *Ancila (Barispira) glandiformis* var. *elongata* D e s h., *Ringicula (Ringiculella) auriculata* var. *ventrosa* S o w., *Conus (Conolithus) dujardini* D e s h., *Clavatula (Clavatula) olgae* (H ö r n e s et A u i n g e r), *Terebra (Strioterebra) exbistriata* S a c c o, *Tortoliva subcanalifera* (d'O r b.).

Acestea, pe valea Brusturilor suportă un complex nisipos tufaceu, cu o culoare gălbuie, roşietică sau negricioasă şi cu concentraţii accidentale de baritină. Acest complex are o grosime foarte mică în zona mai depărtată de ţărm (10 cm), iar în zona apropiată de ţărm, grosimea acestuia ajunge la 2—3 m. Nisipurile au un aport mare de material tufaceu şi sînt friabile sau concreţionare. Pe valea Brusturilor, din acest complex s-a recoltat un maxilar superior al genului *Rhinoceros*, precum şi coprolite. Prezenţa acestui complex nisipos, cu un caracter de sedimentare evident torenţial,

Institutul Geologic al României

culoarea acestuia, dată de abundența materialului vegetal incarbonizat și componența litologică, precum și prezența resturilor de mamifere, sugerează o micșorare a adîncimii mării și chiar instalarea domeniului continental, în această porțiune.

Menționăm că întreaga dentiție de pe maxilarul superior este bine conservată și este aproape întreagă, fapt care ne conduce la presupunerea că eventualul transport al craniului a fost redus.

Sarmațianul. În Bazinul Beiuș, Sarmațianul este reprezentat prin două faciesuri: faciesul detritic litoral și faciesul marnos.

Faciesul detritic litoral: este reprezentat prin calcare, gresii și conglomerate.

Pe valea Stracoșului, peste complexul nisipos cu resturi de mamifere se dispune un banc de calcare lumașelice gros de 1,50 m cu *Mactra eichwaldi* L a s c. și *Ervilia dissita* E i c h w., care suportă un nivel de calcare detritice cu *Lithothamnium* și cu o faună tortoniană remaniată: *Turritella subangulata* B r., *Pecten* sp., *Pectunculus* sp. gros de 0,50 m, care la partea superioară trec la marne cenușii albicioase cu *Cardium vindobonense* și *Cardium lithopodolicum*. Urmează gresii albicioase, fine, tufacee și chiar tufuri detritice cu o grosime de aproximativ 20 m, lipsite în general de macrofaună, care la partea superioară trec la marno-calcare cu *Mactra eichwaldi* și apoi la calcare oolitice masive cu o grosime de aproximativ 50 m.

Calcarele sînt gălbui-albicioase, diagenizate, dure, alcătuite din oolite, foraminifere și cochilii de moluște. Oolitele au în general un nucleu de foraminifere. Sînt foarte frecvente formele de Nubecularii, care dau uneori nota caracteristică acestor calcare. De asemeni sînt destul de frecvente formele de cardiacee, mactre, ceriți, *Trochus*, hydrobii, care dau adevărate lumașele. Uneori apar chiar lumașele de ostrei.

Spre partea superioară a acestora, apar calcare dure, diagenizate, cu aspect vacuolar, care suportă conglomerate.

Conglomeratele sînt alcătuite din elemente cu un grad de rulare și dimensiuni diferite, constituite aproape numai din calcare negre, bituminoase, ladiniene. Au un ciment calcaros oolitic, sînt dure și cu același aspect vacuolar. Grosimea pachetului conglomeratic este de aproximativ 20 m.

Faciesul marnos: se dezvoltă într-o zonă mai depărtată de țărm și se constată o trecere gradată a acestuia, la faciesul detritic.

Institutul Geologic al României

Sarmaţianul în facies marnos prezintă în general puţine deschideri şi se poate separa uneori în două complexe :

Complexul inferior marnos alcătuit în bază din marne cu un amestec de faună sarmaţiană şi tortoniană (forme de *Modiolus*, *Cerithium*, *Mactra*, ce se găsesc împreună cu forme de *Chlamys*, *Corbula*, *Ostrea*, fragmente de echinoide), care spre partea superioară trec la argile diatomitice vărgate, cu eflorescenţe de gips şi cu *Cardium transcarpaticum* G r i s c h.

Complexul superior este alcătuit din marne nisipoase şi uneori chiar nisipuri cu o bogată faună de ceriţi.

Concluzii. În cuprinsul depozitelor tortoniene se constată o abundenţă a formelor de lamelibranchiate la partea inferioară şi o frecvenţă mică a gasteropodelor, care devin predominante spre partea superioară a seriei.

În fauna şi flora tortoniană predomină recifii de corali şi *Lithothamnium*, formele fosile fiind cele clasice. Cineritele tortoniene nu pot fi echivalate cu „tuful de Dej" şi considerăm că pe marginile bazinului Beiuş este prezent doar Tortonianul superior, al cărui termen superior este reprezentat prin argile verzui bentonitice.

Spre sfîrşitul Tortonianului, marea se retrage, sedimentîndu-se depozite deltaice (de tip mlaştină), iar la începutul Sarmaţianului, o puternică transgresiune asociată cu o mişcare de coborîre a zonei de ţărm a dus la remanierea faunei şi a rocilor tortoniene slab consolidate, fapt arătat de M. P a u c ă (1935).

La limita dintre Sarmaţian şi Tortonian, într-un depozit cu o grosime redusă, au fost întîlnite resturi de mamifere, care conduc la ideia existenţei unei discontinuităţi de sedimentare în acest interval.

Amestecul de forme tortoniene şi sarmaţiene din baza Sarmaţianului (atribuit Buglovianului în alte regiuni), este rezultatul unor remanieri datorite faptului că peste Tortonian se dispune un calcar lumaşelic cu *Mactra eichwaldi* L a s k. şi *Ervilia dissita* E i c h w., care suportă depozite cu o faună de amestec.

În timpul Sarmaţianului, adîncimea apei este mică, fiind posibilă formarea şi acumularea calcarelor oolitice.

Fauna sarmaţiană indică prezenţa Sarmaţianului inferior şi eventual partea inferioară a Sarmaţianului mediu, formele fosile respective neavînd o distribuţie anumită pe verticală.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Paucă M. (1935). Le bassin néogène de Beiuş. *An. Inst. Géol. Roum.* XVII. Bucureşti.

Paucă M. (1954). Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni· *An. Com. Geol.* XXVII.

Paucă M. (1964). Probleme geologice în Bazinul Băii Mari. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1.

Saulea E., Bărbulescu A. (1957) Contribuţii la cunoaşterea Miocenului din regiunea Ţicău—Iadara (Baz. Baia Mare). *Bul. Univ. C. I. Parhon, Soc. Şt. Nat.* 15, Ed. Tehn. Bucureşti.

Szontágh T. V. (1898). Geologische Studien im Gebiete der Gemeinden Hollod, Dekanyesd, Rozsafalva und Tenke des Com. Bihar. *Jahrsb. d.k. ung. geol. Anst. f.* 1895, Budapest.

Szontágh T. V. (1914). Über die geologischen Verhältnisse des zwischen den Gemein den Bokorvány, Vércsorog, Holloszeg und Felsötopa gelegenen Berglandes im Com. Bihar. *Jahrsb. d.k. ung. geol. Anst.* f. 1913. Budapest.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU MIOCÈNE SUPÉRIEUR DE L'EXTRÉMITÉ NE DU BASSIN DE BEIUŞ

PAR

D., ISTOCESCU M., DIACONU FELICIA ISTOCESCU

(Résumé)

Le travail présente la succession des dépôts miocènes, en faciès détritique dans la zone E du Bassin de Beiuş, et montre le caractère transgressif des dépôts sarmatiens.

À la limite du Sarmatien et du Tortonien, on a trouvé des dépôts continentaux à restes de mamifères. Ce sont des faits qui font penser que dans le Bassin de Beiuş aussi, sur ses bords du moins, il existe une discontinuité de sédimentation entre le Tortonien et le Sarmatien, discontinuité qui vient confirmer les observations effectuées dans les régions avoisinantes par d'autres auteurs.

Le mélange de formes tortoniennes et sarmatiennes dans la base du Sarmatien (attribué au Buglovien en d'autres régions) est le résultat d'un remaniement par ce qu'au dessus du Tortonien reposent des calcaires lumachelliques à *Mactra eichwaldi* Lask. et *Ervilia dissita* Eichw. qui supportent des dépôts à faune mélangée.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

STRATIGRAFIA ŞI TECTONICA ŞISTURILOR VERZI DIN REGIUNEA ISTRIA—BĂLTĂGEŞTI (DOBROGEA CENTRALĂ) [1]

DE

O. MIRĂUŢĂ

Abstract

Stratigraphy and Tectonics of the Green Schists from Istria-Băltăgeşti Area (Central Dobrogea). The basement of Central Dobrogea includes a thick succession (more than 5000 m) of clastic deposits (grauwackes, pelitic schists and microconglomerates) in Flysch facies, called" green schists formation" (Infracambrian). The succession of green schists consists of four series, in which the lower is metamorphosed in the epizone and the others show an incipient metamorphism. The green schists structure characterized mainly by normal folds is related to the new Assyntic orogenesis.

Introducere

Dobrogea centrală este caracterizată prin dezvoltarea şisturilor verzi care formează cea mai mare parte din fundamentul ei vizibil. În unele sectoare, limitate ca dimensiuni, şisturile verzi sînt acoperite de depozite jurasice şi cretacice, conservate în sinclinale largi de tip platformă.

Relieful Dobrogei centrale este deluros şi mult mai puţin accidentat decît al Dobrogei de Nord, fapt care arată o acţiune îndelungată a procesului de peneplenizare. Acest fapt singur poate constitui un argument pentru a susţine că în această zonă evoluţia orogenică a luat sfîrşit mai devreme decît în Dobrogea de Nord.

Dintre cercetătorii mai vechi care s-au ocupat în special cu studiul şisturilor verzi şi au demonstrat structura lor clastică, sedimentară, sînt de menţionat R. Pascu (1909), C. I. Motăş (1913), Şt. Cantu-

[1]) Comunicare în şedinţa din 15 mai 1964.

Institutul Geologic al României

niari (1917) şi C. I. Bujor (1937). Şt. Cantuniari a descris conglomeratele arcozice de la Cicracci, C. I. Motăş a semnalat intercalaţii de tufuri diabazice, iar R. Pascu a menţionat prezenţa unor şisturi roşii. G. Murgoci (1914) şi I. Atanasiu (1940) au meritul de a fi atribuit şisturilor verzi o vîrstă precambriană sau cambriană, în timp ce alţi cercetători le-au considerat paleozoice, în special siluriene. Încă din 1940, I. Atanasiu a recunoscut faciesul lor de fliş.

În anul 1959 (O. Mirăuţă şi E. Mirăuţă, 1964) şi mai tîrziu, în ghidul excursiilor din Dobrogea (1961) am arătat că şisturile verzi, pe care le-am atribuit Ripheanului, sînt constituite dintr-o succesiune de grauwacke şi şisturi în care se observă o neconcordanţă între şistozitatea şi stratificaţia rocilor.

S. Cosma şi colaboratorii (1962) au încercat o orizontare a şisturilor verzi, distingînd o serie inferioară formată din gresii, microconglomerate şi şisturi, acoperită discordant de o serie superioară caracterizată prin intercalaţii de roci roşietice. S. Cosma face o descriere detaliată a acestor roci şi citează de asemenea intercalaţii de tufuri diabazice.

V. Ianovici şi D. Giuşcă (1961) menţionează, la partea inferioară a şisturilor verzi, existenţa unui pachet de roci mai intens metamorfozate, format din cuarţite cloritoase, filite, şisturi cu albit, clorit şi epidot. Acest pachet stă direct peste micaşisturile biotitice diaftorizate, care apar în vecinătatea faliei Peceneaga—Camena.

N. Grigoraş şi T. Dăneţ (1961) au studiat şisturile verzi într-un profil la Sibioara, subliniind caracterul de fliş al acestor depozite. Autorii menţionează că şisturile verzi din acel profil alcătuiesc flancul invers al unei cute.

În altă lucrare (O. Mirăuţă, 1964b) au fost descrise următoarele caractere sedimentologice în şisturile verzi: sedimentare gradată, mecanoglife, laminaţie oblică de curent, ripple-marks, remanieri intraformaţionale etc. Tot atunci s-a propus următoarea schemă stratigrafică a şisturilor verzi din regiunea Dorobanţu—Măgurele: a) seria infragrauwackică; b) seria grauwackelor inferioare şi c) seria grauwackelor superioare. S-a arătat de asemenea că seria şistoasă cu roci violacee de la Băltăgeşti ocupă o poziţie stratigrafică superioară şi are, probabil, o vîrstă cambriană.

Datele noi obţinute din studiul părţii centrale a zonei şisturilor verzi (regiunea Mihai Viteazu, Sarighiolul de Deal, Cogealac, Pantelimonul de Sus, Băltăgeşti) ne permit să completăm observaţiile anterioare referitoare la stratigrafia, litologia şi tectonica şisturilor verzi.

Institutul Geologic al României

Succesiunea stratigrafică

Şisturile cristaline mezozonale. Fundamentul şisturilor verzi este constituit din şisturi cristaline de facies mezozonal care apar la zi în partea nordică a zonei, în nucleul anticlinalului Başpunar — Ciamurlia de Sus. Aceste şisturi sînt descrise în lucrările lui C. I. Motăş (1913), D. Cădere (1924), D. I. Bujor (1937), O. Mirăuţă şi E. Mirăuţă (1964a) şi S. Cosma, I. Teodoru şi C. Brestoiu (1962). Ele sînt reprezentate prin micaşisturi , cuarţite şi amfibolite, cu filoane de pegmatite. D. Giuşcă (1961) a semnalat, la partea superioară a acestor roci, existenţa unei zone diaftoritizate.

Şisturile cristaline din fundamentul Dobrogei centrale sînt comparabile prin gradul de metamorfism şi unele caractere petrografice cu şisturile cristaline din Dobrogea de Nord. Ca vîrstă aceste roci pot fi corelate cu şisturile cristaline descoperite în forajele de la Palazu Mare (V. Ianovici şi D. Giuşcă, 1961), fiind cele mai vechi roci cunoscute în Dobrogea.

Din şisturile cristaline mezozonale retromorfozate de la Ciamurlia de Sus au fost recoltate trei probe a căror vîrstă absolută a fost determinată prin metoda K — Ar la Institutul de Ştiinţe geologice al Academiei R. S. S. Ucrainene (N. D. Semenenko, S. G. Demidenko, B. B. Zeidis). Hornblenda din amfibolite a arătat o vîrstă de 530 milioane ani, în timp ce micele din micaşisturile care alternează cu amfibolitele au indicat 206 şi 228 milioane ani. Ultimele două vîrste corespund diastrofismului chimeric vechi care s-a manifestat şi în partea nordică a Dobrogei centrale. Vîrsta de 530 milioane ani reprezintă probabil timpul retromorfismului şi corespunde orogenezei assyntice noi de la începutul Cambrianului. Acest retromorfism a avut probabil loc în timpul cutării şi metamorfozării şisturilor verzi.

Şisturile verzi. În formaţiunea şisturilor verzi care are o grosime în jur de 5 000 m se poate distinge următoarea succesiune stratigrafică (fig. 1): a) seria infragrauwackică; b) seria grauwackelor inferioare; c) seria grauwackelor superioare şi d) seria supragrauwackică. Între ultimile două serii există un orizont de tranziţie. Menţionăm că limitele între aceste serii, caracterizate prin predominarea diferitelor tipuri de roci, sînt destul de dificil de trasat din cauza monotoniei întregii formaţiuni, a tranziţiilor litologice între serii şi a absenţei nivelelor reper.

Seria infragrauwackică. Această serie, cea mai veche din formaţiunea şisturilor verzi, apare la zi numai în partea nordică a zonei, pe flancul

Institutul Geologic al României

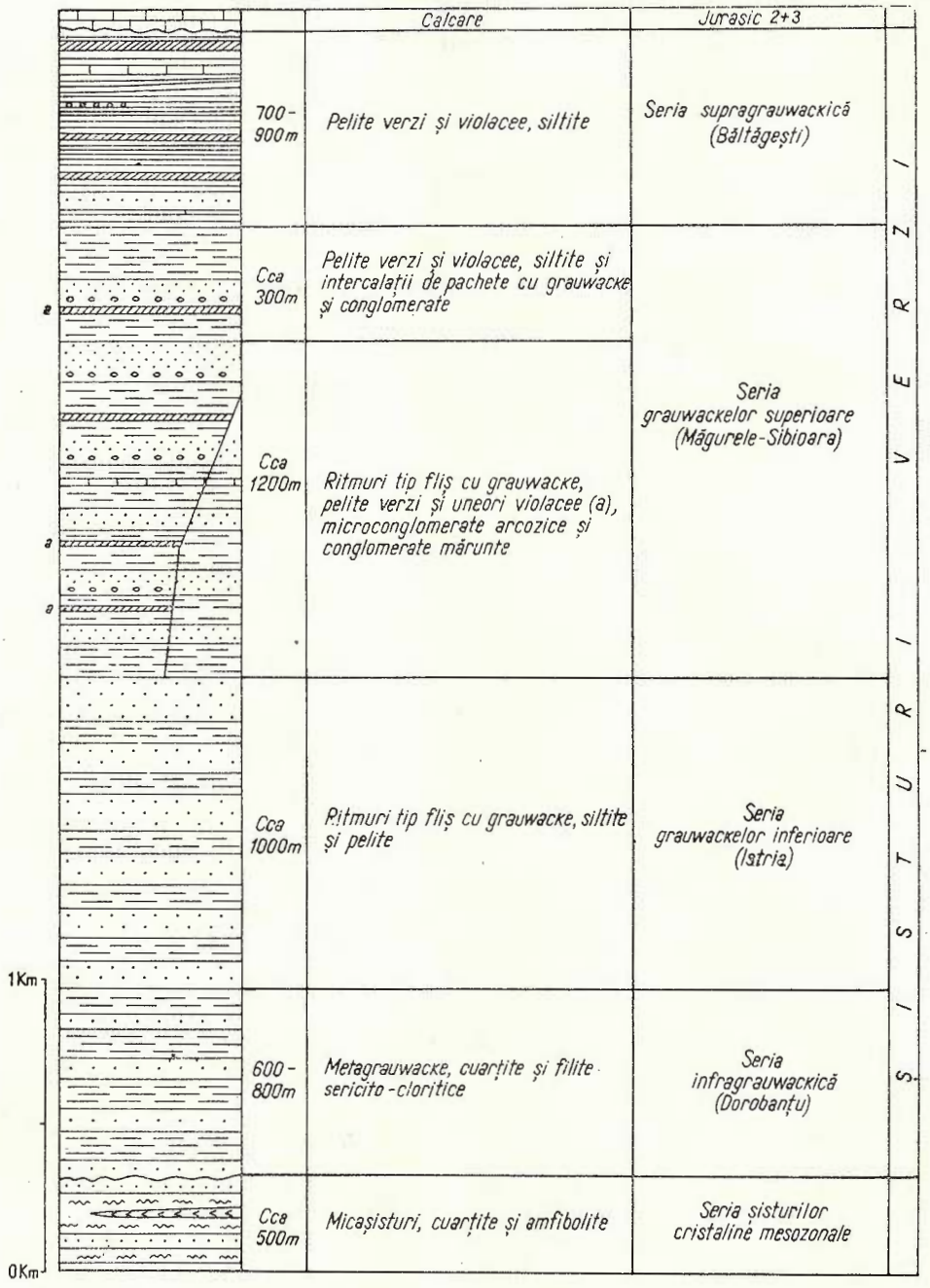


Fig. 1. — Succesiunea litologică-stratigrafică a Șisturilor verzi din Dobrogea centrală.
Fig. 1. — Succession lithologique-stratigraphique des Schistes verts de la Dobrogea Centrale.

Institutul Geologic al României

sudic al anticlinalului Başpunar — Ciamurlia de Sus, formînd o fîşie de 2—3 km lăţime, care se urmăreşte de la Dorobanţu spre SE, pe la N de Topologu, S de Başpunar, Vasile Alecsandri, Ceamurlia de Sus şi pînă la Baia. Grosimea seriei este de 600—800 m. Seria infragrauwackică stă direct peste şisturile cristaline mezozonale retromorfozate.

Seria infragrauwackică este formată dintr-o alternanţă de cuarţite verzi, gresii cuarţitice verzi (metagrauwacke) cu cuburi de pirită şi şisturi sericito-cloritice în plăci.

Rocile prezintă un metamorfism slab, de tip epizonal, care însă nu a şters toate caracterele sedimentare iniţiale, ca stratificaţia şi remanierile intraformaţionale. Aceste caractere sedimentologice au fost observate în mai multe locuri. Într-o deschidere de la N de Eschibaba apar strate de 1—2 m de gresii metamorfozate verzi, cloritice, cu structură blastopsamitică, cu cuburi rare de pirită şi uneori galeţi moi. Aceste gresii alternează cu strate de 8—10 cm de şisturi verzui, cloritice, satinate, cu un aspect mai cristalin decît al gresiilor.

În seria infragrauwackică sînt cantonate probabil şisturile sericito-cuarţitice cu cloritoizi menţionate de D. I. Bujor (1936) la sud de Altîn Tepe, în Movila Dalîcla.

Seria grauwackelor inferioare. Această serie apare la zi în partea nordică a zonei şisturilor verzi, formînd o fîşie largă de 3—4 km, alăturată de cea a seriei infragrauwackice, care începe la Peceneaga şi se continuă spre SE prin Coiumpunar, Elena Pavel, Topologu, N de Vasile Alecsandri, Neatîrnarea şi Beidaud. De asemenea ea formează nucleul unui anticlinal în sectorul cuprins între localităţile Fîntînele, Mihai Viteazu şi Istria. Alcătuirea litologică a seriei grauwackelor inferioare se poate examina în special în dealul Ghiun—Ghiurmez de la est de Peceneaga, apoi la Neatîrnarea şi în carierele de lîngă halta Istria. Propunem pentru această serie denumirea de „seria de Istria".

Seria grauwackelor inferioare are o grosime de 1 000—1 200 m şi este alcătuită dintr-o alternanţă ritmică de tip fliş de grauwacke, siltite şi roci pelitice argiloase, slab metamorfozate (slates). Limita inferioară nu apare în sectorul cercetat; limita superioară nu poate fi stabilită decît aproximativ, fiind trasată acolo unde se schimbă unele tipuri de roci şi apar intercalaţii de microconglomerate arcozice, conglomerate şi şisturi violacee. Apariţia acestor intercalaţii poate fi însă heterocronă. Mai conformă cu realitatea ar fi considerarea celor două serii de grauwacke ca orizonturi ale unei singure serii de fliş.

Institutul Geologic al României

Tipurile principale de ritmuri din seria grauwackelor inferioare sînt: ritmuri mari, groase de 1—3 m, ritmuri mijlocii, groase de 40—80 cm şi ritmuri mici (pl. III, fig. 1), groase de 3—8 cm. Aceste ritmuri alternează în succesiunea depozitelor. Se observă bancuri de 1—3 m de grauwacke uniform granulate, care alternează cu pachete de 0,6—2 m constituite din

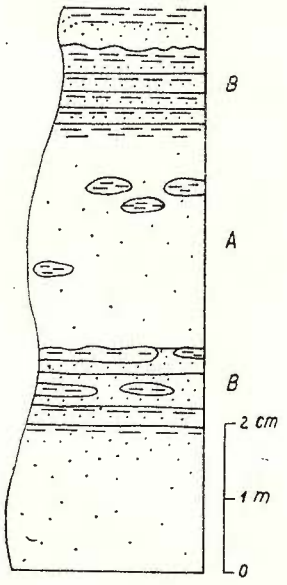


Fig. 2. — Ritmuri în seria grauwackelor inferioare. Dealul Islaz (sud de satul Mihai Viteazu).

A, strate groase (1,5—3 m) de grauwacke cu galeţi moi; B, ritmuri de 5—8 cm cu sedimentare gradată (gresii-siltite-pelite).

Fig. 2. — Rythmes dans la série des grauwackes inférieurs. Colline d'Islaz (au S du village de Mihai Viteazu).

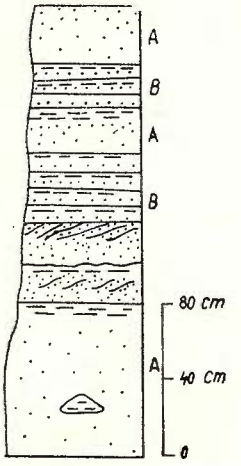
A, couches épaisses (1,5—3 m) de grauwackes à galets moux; B, rythmes de 5 à 8 cm à sédimentation graduelle (grès-siltites-pélites).

Fig. 3. — Succesiunea ritmică în seria grauwackelor inferioare. P. Dulghea (Neatîrnarea).

A, ritmuri de 20—80 cm cu granwacke care trec gradat la siltite şi apoi la pelite; B, microritmuri (2—3 cm) formate din siltite verzi deschis şi roci pelitice verzi închis.

Fig. 3. — Succession rythmique dans la série des grauwackes inférieurs. Pîrîul Dulghea (Neatîrnarea).

A, rythmes de 20 à 80 cm de grauwackes qui passent graduellement en siltites, et ensuite en pélites; B, microrythmes (2—3 cm) formés des siltites vert clair et des roches pélitiques vert foncé.



microritmuri de 3—8 cm (fig. 1; pl. I, fig. 2) formate din grauwacke fine sau siltite, cu o sedimentare gradată evidentă şi din roci pelitice verzi şi verzui, uneori cu goluri şi fisurări. Stratele groase de grauwacke conţin ades fragmente de roci pelitice remaniate intraformaţional şi multe cuburi de pirită. Fragmentele de roci pelitice sînt destul de rulate şi ocupă spaţii lenticulare sau pungi în stratele de grauwacke.

Ritmurile obişnuite au grosimi de 10—80 cm şi sînt formate din gresii verzi cu pirită cubică, care trec gradat la siltite cu laminaţie oblică de curent şi apoi la roci pelitice verzi (fig. 3; pl. I, fig. 1 şi pl. II, fig. 1 şi 2).

Pe suprafaţa inferioară a stratelor de grauwacke apar mecanoglife (flute-casts, load-casts), iar pe faţa superioară a stratelor pelitice se observă ripple-marks simetrice şi asimetrice, asociate uneori cu drag-marks.

Sub microscop, grauwackele apar formate din granule colţuroase şi complet nesortate de cuarţ, feldspaţi plagioclazi şi feldspaţi potasici alteraţi, cuarţite, epidot, rutil etc., şi o masă de bază ce constă din cuarţ

Institutul Geologic al României

fin detritic, clorit şi sericit. Roca este imatură, fapt ce indică o sedimentare rapidă, caracteristică depozitelor de fliş. Feldspaţii formează cca 10—20% din rocă. Şisturile (slates) sînt fie compacte, fie fin şistoase datorită orientării sericitului şi cloritului, paralele cu şistozitatea. Roca conţine o cantitate mare de cuarţ fin detritic.

În această serie, la Neatîrnarea (Caildere), D. I. Bujor (1937) menţionează că a găsit fragmente colţuroase şi rotunjite dintr-o rocă bazică alterată.

În seria grauwackelor inferioare, grauwackele predomină faţă de şisturi, raportul fiind de 3 : 2 pînă la 2 : 1. Se remarcă uniformitatea faciesului depozitelor începînd de la Peceneaga (dealul Ghiun—Ghiurmez) şi pînă la Istria.

Seria grauwackelor superioare. Seria grauwackelor superioare sau seria de Măgurele (O. Mirăuţă, 1964b) apare în umplutura unor sinclinale din partea nordică a zonei şisturilor verzi(Măgurele—Făgăraşul Nou, Beidaud—M. Viteazu) dar are o largă dezvoltare în partea sudică a zonei, la Nuntaşi, Săcele, Tariverde, Cogealac, Grădina, Rîmnicul de Jos, Colelia, Runcu, Pantelimonu de Sus, Mireasa, Tîrguşor şi Sibioara. Grosimea seriei este de aproape 1 500 m.

Această serie este formată dintr-o alternanţă ritmică de tip fliş de grauwacke, siltite şi şisturi pelitice, cu o culoare verde, verde închis, verde albăstrue, uşor măslinie în alteraţie. Ca elemente litologice caracteristice apar intercalaţii de microconglomerate arcozice, conglomerate mărunte şi şisturi violacee. Rareori se întîlnesc, mai ales la partea superioară a seriei, strate subţiri de calcare verzui (Pantelimonu de Sus, Măgurele).

Ritmurile au grosimi diferite, ca şi cele din seria grauwackelor inferioare. Predomină însă ritmurile cu grosimi medii de la 10 cm la 80 cm (fig. 4), în succesiunea cărora se intercalează strate de 0,5—2 m formate din microritmuri (1—3 cm) şi bancuri de 1—3 m de grauwacke. Un ritm este format dintr-o gresie (grauwacke) verde, verde-albăstrue, măslinie prin alteraţie, mediu granulată, cu stratificaţie gradată, cu pirită cubică, care trece la partea superioară la o gresie fină, în plăci, uneori curbicorticală, micacee pe feţe, cu laminaţie oblică de curent. Rocile pelitice de la partea superioară a ritmului sînt verzi, slab măslinii prin alteraţie, desfăcîndu-se uneori în aşchii.

Sub microscop grauwackele masive din această serie, apar formate din granule colţuroase, nesortate, de cuarţ, feldspaţi plagioclazi acizi (pînă la 25% din rocă), feldspaţi potasici, fragmente de roci (cuarţite

Institutul Geologic al României

fin granulare şi roci bazice alterate), apoi epidot, zoizit şi rutil. Matricea rocii este alcătuită din cuarţ fin, clorit în plaje mari şi lamele de sericit. Uneori sericitul este orientat după planele de clivaj din rocă. În grauwackele mai fine predomină cuarţul fin şi mineralele de neoformaţie.

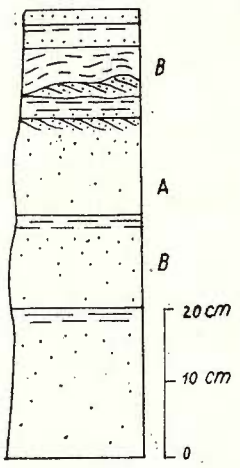


Fig. 4. — Succesiunea ritmică în seria grauwackelor superioare. Cogealac.

A, ritmuri de 15—30 cm cu sedimentare gradată între gresii, siltite şi roci pelitice; B, microritmuri de 3—5 cm cu siltite cu laminaţie oblică de curent şi roci pelitice.

Fig. 4. — Succession rythmique dans la série des grauwackes supérieurs. Cogealac.

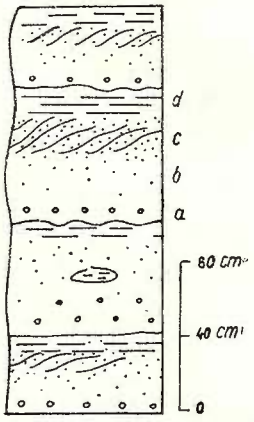
A, rythmes de 15 à 30 cm à sédimentation graduelle entre grès, siltites et roches pélitiques; B, microrythmes de 3 à 5 cm à siltites ayant une lamination oblique de courant et roches pélitiques.

Fig. 5. — Sedimentare gradată în seria grauwackelor superioare. Grădina.

Gresia grosieră, microconglomeratică (a) de la baza ritmului trece gradat la o gresie verde slab micacee (b), uneori cu laminaţie oblică de curent, şi apoi la roci pelitice albicioase-măslinii.

Fig. 5. — Sédimentation graduelle dans la série des grauwackes supérieurs. Grădina.

Le grès grossier, microconglomératique (a) de la base du rythme passe graduellement à un grès vert, faiblement micacé (b), parfois à lamination oblique de courant et ensuite, aux roches pélitiques blanchâtre-olive.



În partea sudică a regiunii sînt frecvente gresiile slab micacee. Ele conţin mică detritică (muscovit şi biotit cloritizat), care alături de sericit şi clorit formează matricea rocii.

Gresia din baza ritmului acoperă brusc stratul de roci pelitice din ritmul precedent, ceea ce marchează o discontinuitate. Pe faţa inferioară a gresiei apar mecanoglife (flute-casts şi load-casts) (pl. III, fig. 2); pe faţa superioară a ritmului, în pelite, se observă ripple-marks, întretăiate uneori cu drag-marks (groove-casts) (pl. IV, fig. 1 şi 2).

Partea inferioară a stratelor mai groase de gresie (60 cm pînă la 2 m) este formată uneori din gresii grosiere sau microconglomerate arcozice, cu o grosime de 10—30 cm trecînd gradat spre partea superioară la gresii mediu granulate (fig. 5). De asemenea, bancurile de gresie trec gradat spre partea inferioară la microconglomeratele arcozice tip Sibioara, formate dintr-o matrice grezoasă, cloritică, şi elemente de cuarţ şi feldspaţi potasici. Aceste microconglomerate apar în strate groase pînă la 1 m. Varietăţile grosiere sînt comune în partea sudică a zonei şisturilor verzi (Pantelimonul de Sus) şi se întîlnesc sporadic în partea nordică.

Microconglomeratele din şisturile verzi au fost descrise de R. P a s c u (1909), Ş t. C a n t u n i a r i (1917), S. C o s m a (1962), M. C h i r i a c

Institutul Geologic al României

(1959 [1])), N. Grigoraş şi T. Dăneţ (1961). În microconglomeratele de la Sibioara, Şt. Cantuniari (1917) menţionează următoarele elemente: cuarţite, cuarţ, feldspat potasic roz şi plagioclazi acizi. D. Giuşcă şi S. Cosma au identificat fragmente de porfire şi granite. Microconglomerate arcozice asemănătoare au fost întîlnite la Măgurele (O. Mirăuţă, 1964b), în colţul nord-vestic al zonei şisturilor verzi. Microconglomeratele intercalate în seria grauwackelor superioare apar în toată zona şisturilor verzi avînd însă o dezvoltare mare în partea sudică a zonei, ceea ce arată că materialul provine dinspre sud. Fiind dispuse la baza stratelor de gresii gradate ele apar interstratificate la diferite nivele în această serie. Elementele lor constitutive au fost transportate odată cu materialul grezos de către curenţi puternici care le-au distribuit pe o zonă largă.

Conglomeratele din seria grauwackelor superioare sînt de asemenea interstratificate la diferite nivele, formînd strate de 1—4 m. Ele sînt formate dintr-o matrice grezoasă cloritică, în care se găsesc elemente rulate de 1—2 cm de cuarţ, cuarţite, micaşisturi şi granite.

Foarte frecvente sînt gresiile şi rocile pelitice cu galeţi de 2 mm pînă la 1 cm diametru (de tip pebbly mudstones), formate dintr-o matrice fin detritică, în care se găsesc granule şi galeţi mici de cuarţ, granite, cuarţite, porfire (ortofire) şi diabaze. În matricea rocii, alături de cuarţ fin apare clorit şi sericit, minerale care fiind orientate paralel imprimă rocii o textură şistoasă.

Pachetele cu şisturi violacee, intercalate în seria grauwackelor superioare, au grosimi de 3—5 m şi constau din şisturi slab violacee cu lamine de 1—2 mm de siltite verzi, rocile căpătînd astfel un aspect rubanat, care aminteşte varvele. Şisturile violacee devin predominante spre partea superioară a seriei şi în partea sudică a regiunii. Rocile violacee din şisturile verzi au fost menţionate prima dată de R. Pascu (1909) şi apoi de S. Cosma (1962) şi M. Chiriac.

La partea superioară a seriei grauwackelor superioare se individualizează un orizont şistos-grezos, gros de cca 300 m în care şisturile predomină cantitativ. Acest orizont reprezintă un complex de tranziţie între seria grauwackelor superioare şi seria supragrauwackică. Dezvoltarea lui tipică apare în umplutura sinclinalului Rîmnic şi anume la S de Panduru, SE de Sarighiolul de Deal (P. Hagi-Avat), Rîmnicul de Sus, Nistoreşti, Călugăreni şi NW de Runcu.

[1]) M. Chiriac, A. Perianu şi A. Cehlarov (1959): Raport asupra zăcămintelor de calcare din regiunea Mireasa—Cheia—Gura Dobrogei—Piatra—Năvodari—Capul Midia. Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

Şisturile formează pachete groase de zeci de metri în care apar din loc în loc intercalaţii de grauwacke, conglomerate şi microconglomerate. Şisturile din acest orizont se caracterizează prin prezenţa intercalaţiilor de siltite micacee de 0,5—3 cm, de culoare mai deschisă decît rocile pelitice, cu laminaţie oblică de curent, care se succed foarte regulat la distanţe de 3—6 cm, formînd împreună cu rocile pelitice ritmuri perfecte (fliş pelito-siltitic ca şi în seria supragrauwackică). Şisturile au o culoare verde şi prezintă frecvente intercalaţii violacee.

Sub microscop şisturile apar constituite din cuarţ fin detritic, clorit în plaje mai mari şi lamele de sericit a căror orientare conferă rocii o textură şistoasă.

În şisturi se găsesc uneori intercalaţii subţiri de 1—3 cm de calcare grezoase formate dintr-o masă de bază calcitică, în care apar granule colţuroase de cuarţ fin detritic, cu extincţie ondulatorie, apoi feldspaţi plagioclazi şi lamele de sericit şi clorit.

Intercalaţiile de grauwacke, microconglomerate arcoziene şi conglomerate care apar în orizontul superior şistos-grezos sînt de tipul celor semnalate în partea inferioară a seriei şi formează ritmuri cu grosimi diferite.

Predominarea şisturilor în anumite sectoare aşa cum apare de exemplu la S de Panduru, Rîmnicu de Sus etc., apropie mult acest orizont şistos-grezos de seria supragrauwackică.

În partea sudică a zonei şisturilor verzi, grauwackele din această serie conţin multă mică detritică (muscovit şi biotit). La partea superioară a seriei grauwackelor superioare s-a întîlnit de asemenea un pachet constituit din roci cenuşii, foarte micacee. Acest pachet, examinat pe o grosime în jur de 60 m la Runcu, este format din ritmuri (fig. 6) cu roci pelitice verzi-albăstrui cu lamine siltitice micacee, gresii cenuşii micacee, gradate, microconglomerate şi conglomerate mărunte, cu elemente de cuarţ, cuarţite micacee şi granite. Gresiile sînt alcătuite din granule de cuarţ, feldspaţi potasici, feldspaţi plagioclazi, cuarţite şi muscovit detritic. Roci asemănătoare apar la Pantelimonul de Jos, Rîmnicul de Jos, Sarighiolul de Deal, iar mai în sud la Năvodari, în dreptul ecluzei şi probabil la Valea Neagră.

Seria supragrauwackică. Această serie este formată din şisturi şi siltite. Şisturile sînt verzi, foioase, uneori satinate şi au lamine de 2—3 mm de siltite verzi închis, fin micacee. Frecvent apar pachete de 1—3 m grosime de şisturi violacee cu lamine siltitice verzi, dînd rocii un aspect rubanat. Se mai observă intercalaţii de 1—2 cm de calcare verzui (fig. 7).

Institutul Geologic al României

Partea inferioară a seriei care apare lîngă Crucea este formată din roci pelitice compacte cu lamine siltitice. Aici apare şi un pachet de 20 m de grauwacke cuarţitice verzi, gradate, în alternanţă ritmică cu şisturi. La S de Băltăgeşti, în această serie apar şi conglomerate (S. Cosma,

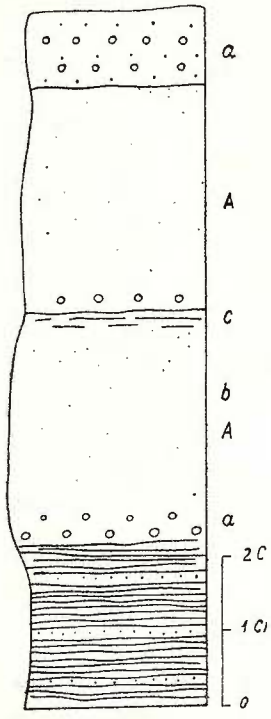


Fig. 6. — Orizontul grezos-conglomeratic cenuşiu de la partea superioară a seriei grauwackelor superioare. Runcu.

A, ritmuri cu microconglomerate şi conglomerate mărunte (a); gresii cenuşii-verzui, micacee (b) şi roci pelitice (c), kaki în alteraţie. B, roci pelitice verzi-albăstrui cu lamine siltitice, fin micacee, verzi închis.

Fig. 6. — Horizon gréseux-conglomératique gris, à la partie supérieure de la série des grauwackes supérieurs. Runcu.

A, rythmes à microconglomérats et conglomérats menus (a); grès gris-verdâtres, micacés (b) et roches pélitiques (c), kaki en altération. B, roches pélitiques vertes-bleuâtres à couches siltitiques, finement micacées, verts foncé.

Fig. 7. — Succesiune ritmică în flişul pelitic — siltitic din seria supragrauwackică. Valea Crucea, între Băltăgeşti şi Crucea.

a, roci pelitice şistoase verzui cu laminaţie paralelă; b, roci pelitice şistoase violacee; c, siltite verzi închis; d, calcar grezos verzui.

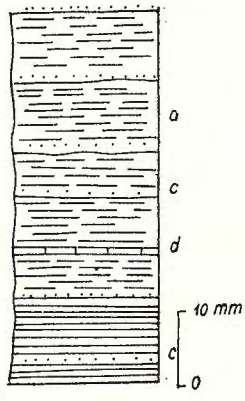


Fig. 7. — Succession rythmique dans le flysch pélitique-siltitique de la série des supragrauwackes. V. Crucea, entre Băltăgeşti et Crucea.

a, roches pélitiques schisteuses vertes à laminations parallèle; b, roches pélitiques schisteuses violacées; c, siltites verts-foncé; d, calcaire gréseux verdâtre.

1960 [1]); M. Chiriac, 1960 [2])) în care S. Cosma menţionează elemente de şisturi cuarţitice, şisturi amfibolitice, micaşisturi cu granaţi, fragmente de diabaze şi granite.

Seria supragrauwackică, predominant şistoasă, se situează la partea superioară a succesiunii stratigrafice a şisturilor verzi, urmînd în continuitate de sedimentare peste orizontul şistos-grezos cu care se încheie seria grauwackelor superioare. Menţionăm însă că nu am întîlnit un profil continuu în care să se poată observa direct trecerea de la o serie la alta.

[1]) S. Cosma (1960). Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune din Dobrogea de Mijloc (Zona valea Neagră—Băltăgeşti).

[2]) M. Chiriac (1960): Raport asupra prospecţiunilor pentru fier în perimetrul Topalu, Mamaia Sat, Constanţa, Dunărea. — Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

Seria supragrauwackică (seria de Băltăgeşti) se dezvoltă în partea sudică a zonei şisturilor verzi, în sectorul Băltăgeşti, Crucea şi Gălbiori. Şisturi similare mai apar la S de Panduru şi la E de satul Sinoe.

Variaţii de facies şi metamorfism în şisturile verzi. Succesiunea stratigrafică a şisturilor verzi indică o descreştere treptată a materialului psamitic în favoarea celui pelitic şi o scădere similară a dimensiunii ritmurilor către partea superioară a formaţiunii. Materialul grosier, microconglomeratic şi conglomeratic, nu respectă această ordine de variaţie. Acest material este interstratificat în seria grauwackelor superioare şi are o răspîndire mai mare în partea sudică a zonei, fapt care arată că sedimentele provin dintr-o arie de eroziune situată la sud (O. M i r ă u ţ ă, 1964b). Măsurătorile direcţiilor paleo-curenţilor, efectuate de D. J i p a [1]), au confirmat parţial aceste observaţii.

Intercalaţiile de şisturi violacee sînt cantonate în seria grauwackelor superioare şi în seria supragrauwackică, fiind mai răspîndite către partea superioară a formaţiunii. Ele apar mult mai frecvent în partea sudică a zonei.

În ansamblu însă se constată că şisturile verzi au un facies destul de uniform atît în spaţiu, cît şi în timp. Aceasta se datoreşte depunerii într-un bazin în care sedimentele au fost răspîndite pe o suprafaţă mare de către curenţi şi apoi metamorfozării ulterioare a tuturor depozitelor. Ca urmare a metamorfismului, pe seama materialului argilos au luat naştere sericitul şi cloritul, rocile căpătînd o culoare în general verde.

Gradul de metamorfism variază de la uşoare transformări în compoziţia mineralogică a rocilor, în care se conservă structurile sedimentare iniţiale (stratificaţie gradată, laminaţie oblică de curent, mecanoglife etc.), pînă la transformări importante în compoziţia mineralogică şi ştergerea trăsăturilor sedimentare. Se constată o creştere a metamorfismului către partea inferioară a succesiunii. În seriile mai vechi şi relativ mai metamorfozate din partea nordică a zonei apar mai multe filoane de cuarţ pe planele de şistozitate.

Exceptînd seria infragrauwackică, care are un metamorfism de tip epizonal, restul şisturilor verzi se plasează, din punct de vedere metamorfic, la limita dintre rocile sedimentare şi cele metamorfice, în zona de metamorfism incipient (O. M i r ă u ţ ă, 1964b). Metamorfismul incipient este caracteristic unor serii vechi care prezintă transformări mai importante decît cele produse prin diageneză, însă în care trăsăturile sedimentare

[1]) Informaţie orală.

Institutul Geologic al României

iniţiale sînt încă foarte evidente. Prin metamorfismul incipient al şisturilor verzi, materialul argilos din matricea grauwackelor sau din rocile pelitice a fost transformat în clorit şi sericit. O parte din clorit provine din transformarea biotitului clastic. În rocile pelitice metamorfismul acesta pare relativ mai accentuat, fapt ce se observă în seria supragrauwackică.

Metamorfismul incipient al şisturilor verzi s-a produs odată cu clivajul şistos, în timpul procesului de cutare. Mineralele de neoformaţie (sericitul şi cloritul) formate în acest timp sînt dispuse după planele de şistozitate (O. Mirăuţă, 1964b). În timpul metamorfozării şisturile verzi, şisturile cristaline din fundament au fost diaftorizate. Vîrsta metamorfismului şi a retromorfismului este assyntică sau caledoniană veche. Ulterior, în decursul orogenezei hercinice, şisturile verzi nu au suferit alte transformări metamorfice. Rocile corespunzătoare şisturilor verzi din fundamentul Dobrogei de Nord au fost intens metamorfozate în timpul Paleozoicului, astfel că nu mai pot fi recunoscute ca atare.

Vîrsta şisturilor verzi. Această formaţiune a fost atribuită Paleozoicului, în special Silurianului (G. Macovei), Precambrianului (G. Murgoci, 1914), Precambrianului şi Cambrianului (I. Atanasiu, 1940), iar în ultimul timp Proterozoicului superior (O. Mirăuţă, E. Mirăuţă, 1959), vîrstă care a fost confirmată ulterior.

Roci similare au fost întîlnite în fundamentul Vorlandului carpatic, în mai multe foraje din regiunea cuprinsă între munţii Swyetokrzyzskich şi limita Carpaţilor, de la Przemysl pînă la Cracovia. Aceste roci în care s-au găsit microspori indicînd o vîrstă precambriană sînt siltite şi şisturi verzi şi violacee, care împreună constituie microritmuri; sînt semnalate de asemenea grauwacke verzi (E. Glowacki, P. Karnkowski, C. Zak, 1963 a; K. Lydka şi S. Siedlecki, 1963). Descrierea acestor roci ne permite să le paralelizăm cu seria supragrauwackică (Băltăgeşti) din Dobrogea, care reprezintă probabil şi o parte din Cambrian (O. Mirăuţă, 1964b). Menţionăm că J. Znosko (1963) presupune pentru o parte din filitele roşii şi verzi din fundamentul avantfosei carpatice din Polonia o vîrstă paleozoic inferioară.

E. Glowacki şi P. Karnkowski (1963 b) citează din şisturile verzi din valea Casimcea (aval de Palazu Mic) două forme de microspori: *Protoleiosphaeridium* şi *Trachyoligotriletum*, care se găsesc atît în Proterozoicul superior cît şi în Cambrianul din fundamentul Vorlandului carpatic. De asemenea, Violeta Iliescu a obţinut microspori din rocile de la Sibioara şi din probele recoltate de noi din calcarele intercalate în şisturile de la Băltăgeşti.

Institutul Geologic al României

Sub microscop, într-o secțiune din șisturile de la Băltgești apar noduli silicioși, circulari sau lenticulari din cauza deformării mecanice și care par să reprezinte radiolari. Un rest organic nedeterminat a fost identificat într-o secțiune din calcarele intercalate în aceste șisturi la Crucea.

Vîrsta absolută a unei probe de șisturi verzi de la Mihai Viteazu determinată prin metoda K — Ar (N. D. Semenenko, S. G. Demidenko, B. B. Zeidis) este de 470 milioane ani, ceea ce corespunde Ordovicianului inferior. Această vîrstă indică ultimele transformări metamorfice din timpul fazei sandomirice (sardice, salairice) de la începutul orogenezei caledoniene.

În concluzie, șisturile verzi aparțin Proterozoicului superior (Infracambrian, Sinian sau Riphean), iar partea lor superioară ar putea să cuprindă și o parte din Cambrian, în continuitate de sedimentare.

Tectonica

Determinarea succesiunii stratigrafice a șisturilor verzi a permis și descifrarea structurii acestei unități. Imaginea structurală obținută pe această bază diferă de reprezentările anterioare în care s-a ținut seama mai ales de clivajul șistos al rocilor. Se constată că șisturile verzi se caracterizează printr-un stil tectonic diferit față de cel al Dobrogrei de Nord.

Structurile din zona șisturilor verzi au o direcție generală WNW, E—W, pînă la ENE. Structurile majore prezintă multe cute de ordinul doi care le conferă aspectul de anticlinorii și sinclinorii (fig. 8).

În partea nordică a zonei șisturilor verzi, imediat la sud de linia tectonică Peceneaga—Camena, a fost menționată de mai multă vreme existența unui anticlinal (anticlinalul Baspunar—Ciamurlia de Sus), care se urmărește de la Topolog pînă la E de Ciamurlia de Sus, avînd o direcție generală WNW. În nucleul acestei structuri, care este cea mai ridicată din Dobrogea centrală, apar șisturi cristaline mezozonale. La E de Ciamurlia de Sus anticlinalul suferă o scufundare axială, astfel că șisturile cristaline mezozonale ale fundamentului sînt acoperite periclinal de seria infragrauwackică. În continuare spre SE, pe direcția faliei Peceneaga—Camena, în zona lacului Sinoe (grindul Chituc) a fost identificată o anomalie magnetică (Ş t. Airinei), care reprezintă probabil o nouă ridicare a fundamentului acestei structuri.

Anticlinalul Baspunar—Ciamurlia de Sus este asimetric, cu vergență nordică, avînd flancul nordic laminat în lungul faliei inverse Peceneaga—Camena. Flancul lui sudic este format din seria infragrauwackică și seria

Institutul Geologic al României

grauwackelor inferioare şi este bine dezvoltat în sectorul Ghiun-Ghiurmez, Topolog şi S de Başpunar (O. M i r ă u ţ ă, 1964b). În sectorul Eschibaba, Panduru şi satul Sinoe, pe flancul său sudic apare o falie însoţită de brecii tectonice, în lungul căreia seria infragrauwackică din compartimentul ridicat de la N vine în contact cu serii mai noi din compartimentul de la S, căzut. Se constată că structurile minore din compartimentul sudic (Neatîrnarea şi Beidaud), orientate E—W, sînt intersectate oblic de falia menţionată, care are o direcţie nord-vestică. Această falie este paralelă cu cea presupusă de S. C o s m a (1962) la contactul între şisturile verzi şi şisturile cristaline.

La S de anticlinalul Başpunar—Ciamurlia de Sus se află o mare zonă sinclinală (sinclinalul Rîmnic), cu umplutura formată din partea superioară a seriei grauwackelor superioare. Acest sinclinal este bine conturat la S de Panduru şi de Sarighiolul de Deal, iar spre W suferă o scufundare axială, dezvoltîndu-se mult în sectoarele Rîmnicul de Sus, Rîmnicul de Jos, Runcu, Nistoreşti şi Călugăreni. Sinclinalul este complicat prin mai multe cute de al doilea ordin, orientate E—W (Sarighiolul de Deal, S de Panduru) pînă la ENE (Rîmnicul de Jos).

În seria grauwackelor inferioare din flancul nordic al sinclinalului menţionat, pe profilul dintre Sarighiolul de Deal şi Altîn Tepe se schiţează, pe fondul numeroaselor cute minore, o structură anticlinală la Neatîrnarea şi o structură sinclinală în dreptul localităţii Vasile Alecsandri, ambele avînd scufundări axiale spre W. Sinclinalul de la Vasile Alecsandri reprezintă probabil extremitatea estică a sinclinalului de la Măgurele (O. M i r ă u ţ ă, 1964b).

O structură anticlinală majoră — anticlinalul Istria — orientată E—W pînă la ENE se individualizează în partea centrală a zonei şisturilor verzi Acest anticlinal suferă o scufundare axială spre W, astfel încît în partea estică (Fîntînele—Istria) în nucleul lui apare seria grauwackelor inferioare, în timp ce în partea vestică (Colelia, S de Runcu) apare seria grauwackelor superioare. La vest de valea Casimcei se schiţează o uşoară ridicare axială spre W a structurii.

Se constată că în timp ce anticlinalul Başpunar—Ciamurlia de Sus se scufundă axial spre E, anticlinalul Istria (ca şi sinclinalul Rîmnic) se ridică spre E. Aceste două structuri anticlinale sînt aşezate în releu şi au şi direcţii deosebite. Această aşezare este comună regiunilor de curbură a zonelor cutate, unde se schimbă direcţiile structurilor. În cazul de faţă structurile cu orientare nord-vestică sînt înlocuite către Marea Neagră prin structuri cu orientare est-vestică. Privită în ansamblu, această dispoziţie mulează curbura masivului ucrainean.

Institutul Geologic al României

Anticlinalul Istria este complicat printr-o serie de cute minore, cu o lățime de la cîțiva zeci pînă la sute de metri, însă care se pot urmări direcțional pe distanțe de mai mulți kilometri. Toate structurile minore sînt simetrice și suferă o scufundare axială spre W (fig. 8).

În partea sudică a zonei șisturilor verzi, în sectorul dintre Pantelimonul de Jos și Băltăgești, se schițează un sinclinal orientat E—W la Pantelimonul de Jos, apoi o structură majoră anticlinală între Cheia și Pantelimonul de Sus (anticlinalul Cheia) și o structură sinclinală majoră la Băltăgești, ultimele două structuri avînd o direcție WNW. Anticlinalul Cheia prezintă relativ puține cute minore; ele indică o scufundare axială vestică la Crucea, iar în partea de est, la Cheia, unele structuri arată o scufundare spre est. Nucleul acestui anticlinal este format din seria grauwackelor superioare.

Sinclinalul Băltăgești, situat la limita sudică a zonei, cuprinde în partea sa axială seria supragrauwackică. El prezintă o ușoară scufundare axială spre W. Cutele minore din acest sinclinal sînt și ele simetrice, însă mult mai strînse, fapt ce se poate explica prin competența slabă a rocilor supragrauwackice.

În ansamblu, zona șisturilor verzi este mai ridicată tectonic în partea nordică, unde apar la zi și formațiunile cele mai vechi, și se scufundă treptat spre S. Structurile au o tendință generală de scufundare spre W. Cutele sînt simetrice, cu excepția anticlinalului Baspunar—Ciamurlia de Sus, care are o vergență nordică. Nu s-a constatat o vergență sudică a structurilor în apropierea faliei Capidava—Ovidiu (fig. 9).

Așa după cum s-a arătat și în altă lucrare (O. Mirăuță, 1964b) stilul tectonic al șisturilor verzi, caracterizat prin cute relativ largi și simetrice, este diferit de cel al Paleozoicului din Dobrogea de Nord, unde cutele sînt mult mai strînse. Rezultă de aici o intensitate mai mare a diastrofismului hercinic din Dobrogea de Nord, care a fost însoțit de un metamorfism mai intens al depozitelor și de intruziuni granitice. În timpul orogenezei hercinice, zona șisturilor verzi s-a comportat ca un bloc rigid alăturat platformei moezice. Partea nordică a zonei a fost însă reluată în mișcările ulterioare, hercinice și chimerice.

Șisturile verzi au fost cutate în orogeneza assyntică nouă și caledoniană veche (faza sandomirică). Ordovicianul din sonda de la Bordeiul Verde, situat pe prelungirea probabilă a acestei zone, este necutat (G. Murgeanu și D. Patrulius, 1963).

În fundamentul avantfosei carpatice din Polonia, Precambrianul superior este cutat împreună cu Paleozoicul inferior în timpul orogenezei caledoniene (J. Znosko, 1963). Reamintim că după H. Stille

Institutul Geologic al României

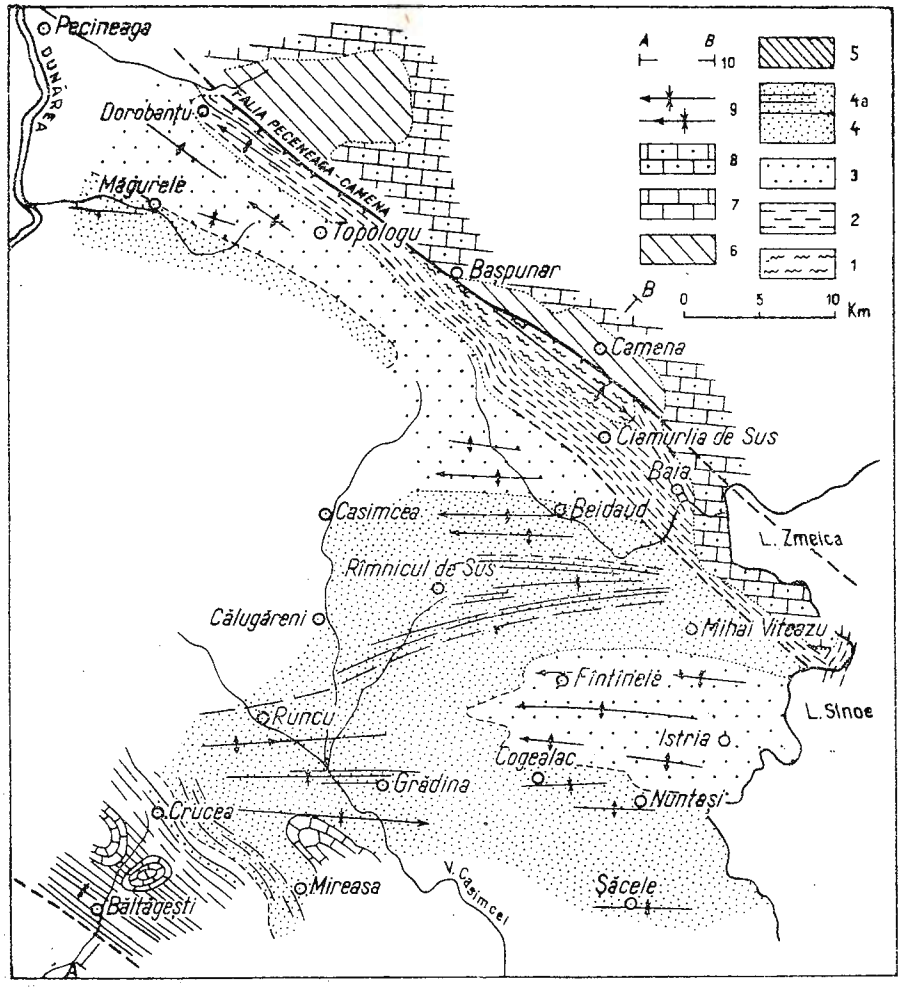


Fig. 8. — Schiţa tectonică a părţii de nord şi a sectorului Istria—Băltăgeşti din zona Şisturilor verzi.

1, şisturi cristaline mezozonale; 2, seria infragrauwackică; 3, seria grauwackelor inferioare; 4, seria grauwackelor superioare (4 a, orizontul şistos — grezos, de tranziţie); 5, seria supragrauwackică; 6, Paleozoicul, Triasicul, Jurasicul şi rocile eruptive din Dobrogea de Nord; 7, Jurasicul mediu şi superior din cuvertura Şisturilor verzi; 8, Cretacicul superior din Bazinul Babadag; 9, direcţiile unor cute şi scufundările lor axiale; 10 linie de profil (fig. 9).

Fig. 8. — Esquisse tectonique de la partie N et du secteur Istria—Băltăgeşti de la zone des schistes verts.

1, schistes cristallins mésozonaux; 2, série des infragrauwackes; 3, série des grauwackes inférieurs; 4, série des grauwackes supérieurs (4 a, horizon schisteux-gréseux, de transition); 5, série des supragrauwackes; 6, Paléozoïque, Trias, Jurassique et roches éruptives de la Dobrogea N; 7, Jurassique moyen et supérieur de la couverture des schistes verts; 8, Crétacé supérieur du bassin Babadag; 9, direction de certains plis et leurs affaissements axiaux; 10, ligne de profil (fig. 9).

Institutul Geologic al României

(1953) fundamentul avantfosei carpatice, împreună cu Kielcidele şi zona şisturilor verzi alcătuiesc o zonă cutată caledoniană (Vistulikum).

Clivajul şistos (şistozitatea). Cutarea şi metamorfismul şisturilor verzi au fost însoţite de dezvoltarea regională a clivajului şistos (şistozitate) al rocilor. Clivajul şistos a apărut sub influenţa compresiunii laterale şi se manifestă foarte clar în rocile pelitice; în gresii, planele de clivaj sînt mai distanţate şi mai neregulate.

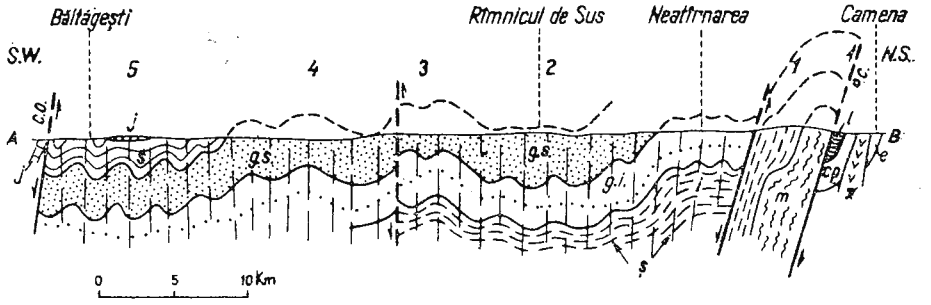


Fig. 9. — Secţiune geologică în zona Şisturilor verzi din Dobrogea centrală.

A, Elemente stratigrafice: m, fundamentul de şisturi cristaline mezozonale; i, seria infragrauwackică; g.i., seria grauwackelor inferioare; g.s- seria grauwackelor superioare; s, seria supragrauwackică; B, Elemente tectonice: 1, anticlinalul Başpunar–Ciamurlia de Sus; 2, sinclinalul Rîmnic; 3, anticlinalul Istria; 4, anticlinalul Cheia; 5, sinclinalul Băltăgeşti; P.C., falia Peceneaga–Camena; C.O., falia Capidava–Ovidiu; ş, clivajul şistos; C, Dobrogea de nord: e, şisturi cristaline epizonale; Cp, formaţiunea de Carapelit; 1, Triasic superior–Liasic.

Fig. 9. — Coupe géologique dans la zone des schistes verts de la Dobrogea Centrale.

A, Éléments stratigraphiques: m-sonbassement de schistes cristallins mésozonaux; i, série des infragrauwackes; g.i., série des grauwackes inférieurs; g.s., série des grauwackes supérieurs; s, série des supragrauwackes; B, éléments tectoniques: 1, anticlinal Başpunar–Ciamurlia de Sus; 2, synclinal Rîmnic; 3, anticlinal Istria; 4, anticlinal Cheia; 5, synclinal Băltăgeşti; P.C., faille Peceneaga–Camena; C.P., faille Capidava–Ovidiu; ş, clivage schisteux; C, Dobrogea Septentrionale: e, schistes cristallins épizonaux; Cp, formation de Carapelit; 1, Trias supérieur – Liasi.

Clivajul şistos (şistozitatea) din şisturile verzi este paralel cu planele axiale ale cutelor, fiind produsul aceluiaşi proces tectonic. Schimbarea direcţiei structurilor de la WNW în partea nordică a zonei (Dealul Ghiun-Ghiurmez) la E–W în partea centrală a zonei (Beidaud, Mihai Viteazu, Tariverde) atrage după sine şi o schimbare corespunzătoare a direcţiei planelor de clivaj.

Neconcordanţa dintre clivajul şistos şi stratificaţia rocilor reprezintă o regulă generală în zona şisturilor verzi. Clivajul şistos prezintă de obicei o înclinare mare (70°–90°) şi o direcţie constantă (E–W, WNW şi ENE), care întretaie stratificaţia. Acest fapt iese deosebit de clar în evidenţă în zonele periclinale ale structurilor, unde există nu numai o neconcor-

Institutul Geologic al României

danţă între înclinarea mare a planelor şistozităţii şi înclinarea mai mică a stratificaţiei, ci şi între direcţiile acestor plane. O asemenea zonă este cea din dealul Islaz, de la S de localitatea Mihai Viteazu, unde se observă schimbarea frecventă a poziţiei stratificaţiei pe periclinele vestice ale unor anticlinale, în timp ce şistozitatea are o direcţie constantă E—W, paralelă cu axele acestor cute.

Cuvertura şisturilor verzi

Şisturile verzi sînt acoperite în unele locuri de o cuvertură discordantă de depozite jurasice (sinclinalul văii Casimcea şi sinclinalul dintre Crucea şi Băltăgeşti), cretacice (partea sud-estică a bazinului Babadag) şi cuaternare.

Jurasicul din cele două sinclinale menţionate este reprezentat, după M. Chiriac (1961, în „Ghidul excursiilor") şi A. Bărbulescu prin Bathonianul superior, Callovian şi Oxfordian. Depozitele jurasice constau din calcare albe şi gălbui, cu silicifieri lenticulare spongolitice, groase de 5—20 cm, iar în bază apar uneori calcare conglomeratice. Stratele au înclinări de 15—20°.

În bazinul văii Casimcea, la Cheia, Pantelimonul de Jos şi Nistoreşti, apar pietrişuri cu elemente bine rulate, formate din şisturi verzi. Menţionăm că M. Chiriac atribuie unele pietrişuri din Dobrogea centrală şi de sud Apţianului continental. În regiunea cercetată ne lipsesc argumentele pentru fixarea vîrstei acestor pietrişuri. La W de Călugăreni, în afara perimetrului cercetat de noi, R. Pascu a identificat depozite cretacice transgresive pe şisturile verzi.

Depozitele loessoide acoperă o mare parte a şisturilor verzi cu o cuvertură groasă de cîţiva metri pînă la mai multe zeci de metri. În sfîrşit, în lungul văilor mai mari (valea Casimcei, valea Beidaud etc.) există depozite aluviale.

Concluzii

Şisturile verzi din Dobrogea centrală constituie o formaţiune clastică, slab metamorfozată, cu o grosime de cca 5000 m, în succesiune continuă şi cu tranziţii evidente între seriile constitutive. În succesiunea stratigrafică a formaţiunii s-au deosebit patru serii, ale căror limite sînt destul de arbitrare:

Seria infragrauwackică (600—800 m), formată din cuarţite verzi, metagrauwacke şi filite clorito-sericitice;

Institutul Geologic al României

Seria grauwackelor inferioare (cca 1000 m), constituită dintr-o alternanţă ritmică de grauwacke, siltite şi şisturi (slates);

Seria grauwackelor superioare (cca 1500 m) alcătuită dintr-o alternanţă ritmică de grauwacke, siltite, şisturi, microconglomerate arkozice, conglomerate mărunte şi şisturi violacee;

Seria supragrauwackică (600—800 m), formată din şisturi verzui-violacee, cu intercalaţii subordonate de siltite şi uneori calcare verzui.

Seriile grauwackelor inferioare şi superioare prezintă caractere litologice tipice pentru faciesul de fliş. Grauwackele au o sedimentare gradată foarte evidentă, mecanoglife (flute-casts, groove-casts) şi conţin frecvent fragmente de roci pelitice remaniate intraformaţional. Caracteristice sînt şisturile zonate constituite dintr-o alternanţă deasă de lamine siltitice şi pelitice, formînd microritmuri, unele amintind varvele.

Exceptînd seria infragrauwackică care are un metamorfism epizonal restul formaţiunii prezintă un metamorfism incipient, care a transformat materialul argilos în clorit şi sericit.

Structurile şisturilor verzi au o direcţie generală E—W, uneori ENE iar alteori WNW (partea nordică a zonei). Anticlinalele şi sinclinalele sînt complicate prin cute de ordinul doi, care le dau aspectul de anticlinorii şi sinclinorii.

Cutarea şisturilor a fost însoţită de dezvoltarea unui clivaj şistos, paralel cu planele axiale ale structurilor, care intersectează stratificaţia rocilor.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iaşi.

Bujor D. I. (1936) Die kristallinen Schiefer der Mittleren Dobrogea. *N. Jb. Abh. B. Abt. A.* Stuttgart.

Bujor D. I. (1937) Beiträge zur Petrographie der Mittleren Dobrogea. III. Die Grünschieferzone. *Fortschr. d. Min. Krist. u. Petrogr.*, V, 21. Berlin.

Cădere D. M. (1924) Rocele eruptive de la Camena. *An. Inst. Geol. Rom.*, X (1921—1924), Bucureşti.

Cantuniari Şt. (1917) Notă asupra unor roci verzi de la Cicraci. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916). Bucureşti.

Cosma S., Teodoru I., Brestoiu C. (1962) Cercetări geologice în regiunea Ciamurlia de Sus—Dorobanţu. *D.S. Com. Geol.* XLI (1958—1959). Bucureşti.

Glowacki E., Karnkowski P., Zak C. (1963) Pre-Cambrian and Cambrian in the Basement of the Carpathian Foreland und the Holy Cross Mts. *Rocznik Polsk. Towarzystwa Geol.*, XXXIII, 3. Krakow.

Glowacki E., Karnkowski P. (1963) Comparison of the upper Precambrian (Riphacan) of the middle Carpathicum Foreland with a series of Green Schists of Dobrudja. *Kwart. Geol.* No. 2. Warszawa.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Ritmuri în seria grauwackelor inferioare. Malul lacului Sinoe la Cetatea Istria.
a, grauwacke; b, roci pelitice, albicioase prin alteraţie.

Fig. 2. — Succesiune ritmică în seria grauwackelor inferioare. Dealul Izlaz (sud de satul Mihai Viteazu).
a, strate groase de grauwacke; b, pachet cu ritmuri de 5—20 cm formate din grauwacke; b, pachet cu ritmuri de 5—20 cm formate din grauwacke fine (culoare închisă) şi roci pelitice (mai deschise la culoare). Vezi şi fig. 2 din text.

Fig. 1. — Rythmes dans la série des grauwackes inférieurs. Bord du lac Sinoe à Cetatea Istria.
a, grauwackes; b, roches pélitiques, blanchâtres par altération.

Fig. 2. — Succession rythmique dans la série des grauwackes inférieurs. Colline d'Islaz (S du village Mihai Viteazu).
a, couches puissantes de grauwackes; b, paquet de rythmes de 5 à 20 cm formés de grauwackes fins (couleur sombre) et de roches pélitiques (à couleur plus claire). Voir également la fig. 2 du texte.

Institutul Geologic al României

276-1



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Ritmuri în seria grauwackelor inferioare. Malul lacului Sinoe la Cetatea Istria. a, grauwacke; b, roci pelitice, albicioase prin alteraţie; c, galeţi moi.
Fig. 2. — Succesiune ritmică în seria grauwackelor inferioare. Cariera de lîngă halta Istria.

Fig. 1. — Rythmes dans la série des grauwackes inférieurs. Bord du lac Sinoe à Cetatea Istria. a, grauwackes; b, roches pélitiques, blanchâtres par altération; c, galets moux.
Fig. 2. — Succession rythmique dans la série des grauwackes inférieurs. La carrière près de la halte Istria.

Institutul Geologic al României

27-6-3



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Institutul Geologic al României

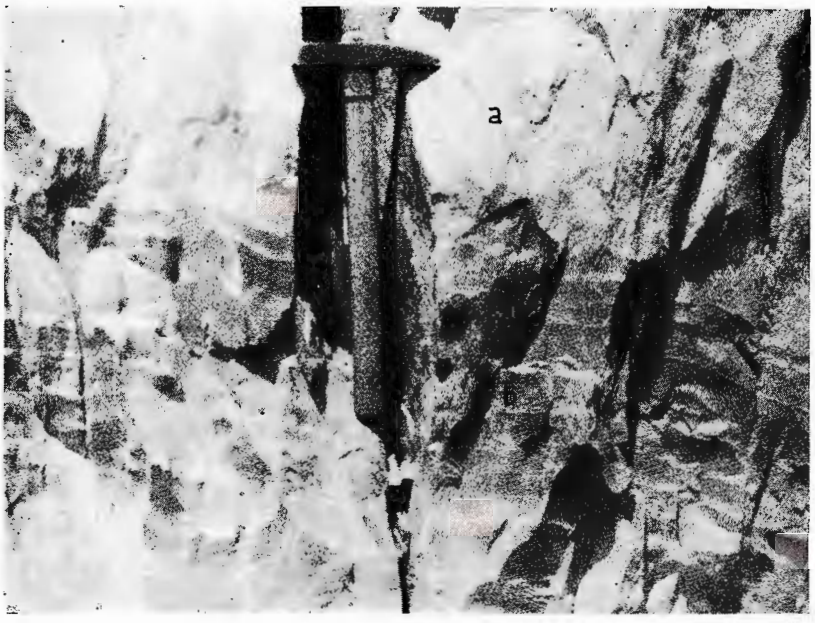
PLANȘA III

Fig. 1. — Pachet cu o alternanță ritmică deasă. Cariera de lîngă halta Istria.
a, strat gros de grauwacke; b, ritmuri de 5—8 cm cu gresii fine (culoare deschisă) și roci pelitice (culoare închisă).
Fig. 2. — Flute-casts. Seria grauwackelor superioare. Sud de satul Grădina.

Fig. 1. — Paquet à alternance rythmique épaisse. La carrière près de la halte Istria
a, couches puissantes de grauwackes; b, rythmes de 5 à 8 cm à grès fins (couleur claire) et roches pélitiques (couleur sombre).
Fig. 2. — Flute-casts. Série des grauwackes supérieurs. S du village Grădina.

276-5

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Fig. 1. — Drag-marks. Seria grauwackelor superioare. Cogealac.
Fig. 2. — Ripple-marks. Seria grauwackelor superioare. Tariverde.

Fig. 1. — Drag-marks. Série des grauwackes supérieurs. Cogealac.
Fig. 2. — Ripple-marks. Série des grauwackes supérieurs. Tariverde.

Institutul Geologic al României

726-7



1



2

Institutul Geologic al României

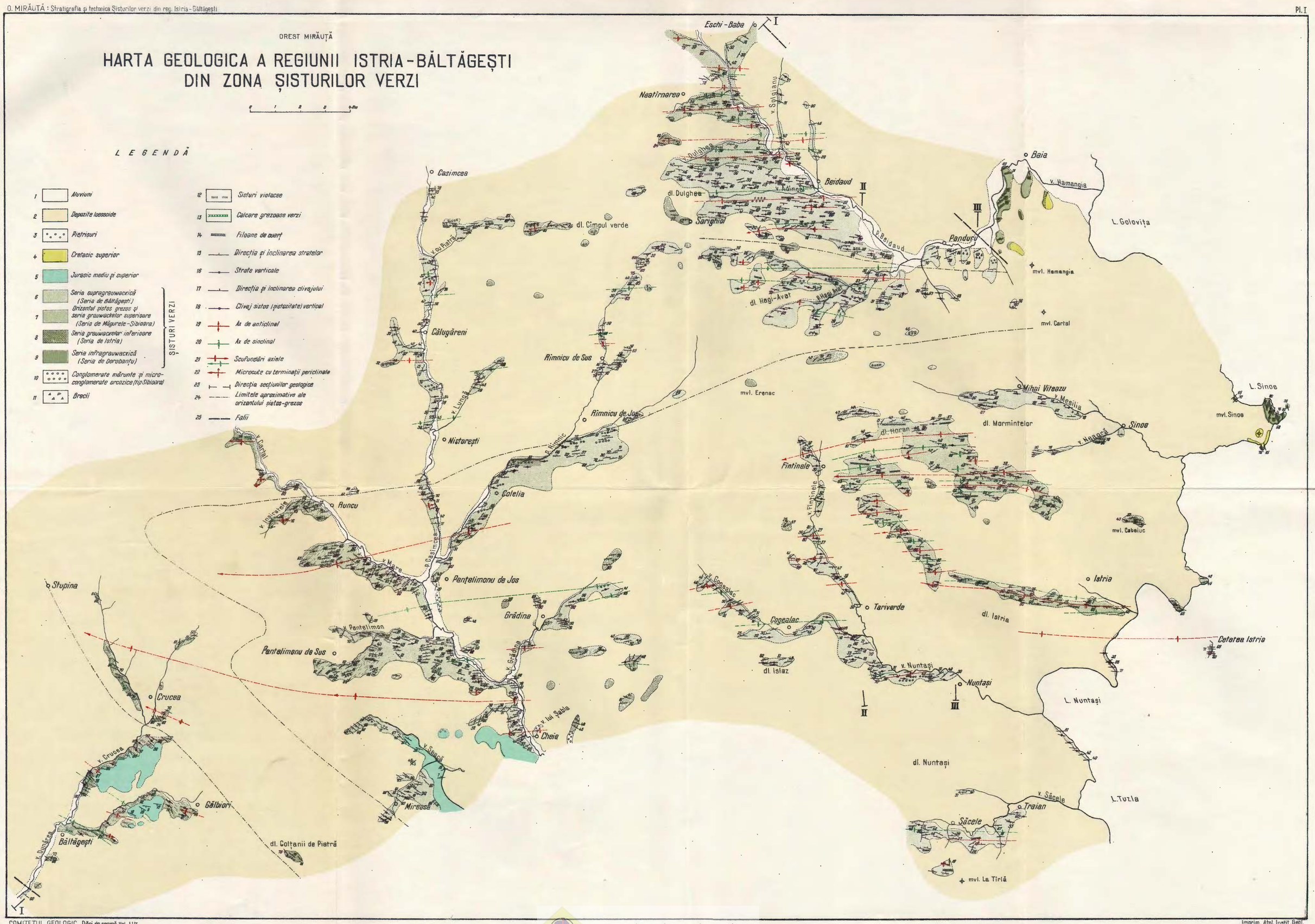
OREST MIRĂUȚĂ

HARTA GEOLOGICA A REGIUNII ISTRIA-BĂLTĂGEȘTI DIN ZONA ȘISTURILOR VERZI

0 1 2 3 4 Km

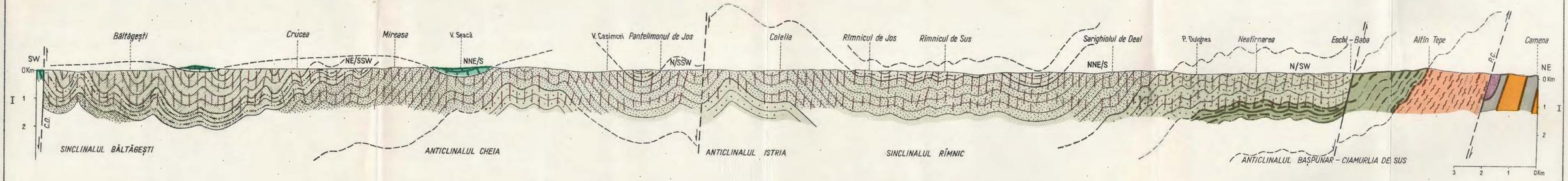
LEGENDĂ

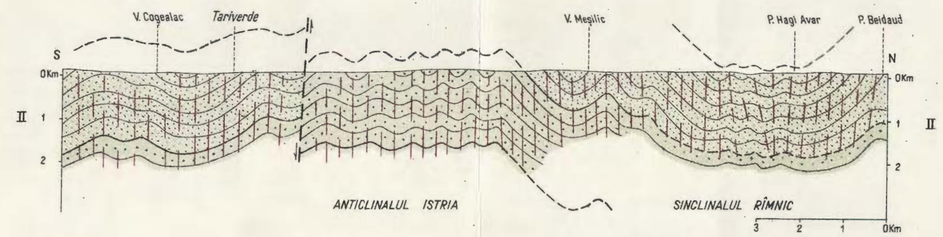
1 Aluviuni
2 Depozite loessoide
3 Pietrisuri
4 Cretacic superior
5 Jurasic mediu și superior
6 Seria supragrauwackică (Seria de Băltăgești)
7 Orizontul șistos grezos și seria grauwackelor superioare (Seria de Măgurele-Sibioara)
8 Seria grauwackelor inferioare (Seria de Istria)
9 Seria infragrauwackică (Seria de Dorobanțu)
ȘISTURI VERZI
10 Conglomerate mărunte și micro-conglomerate arcozice (tip Sibioara)
11 Brecii
12 Sisturi violacee
13 Calcare grezoase verzi
14 Filoane de cuarț
15 Direcția și inclinarea stratelor
16 Strate verticale
17 Direcția și inclinarea clivajului
18 Clivaj sistos (șistozitate) vertical
19 Ax de anticlinal
20 Ax de sinclinal
21 Scufundări axiale
22 Microcute cu terminații periclinale
23 Direcția secțiunilor geologice
24 Limitele aproximative ale orizontului șistos-grezos
25 Falii

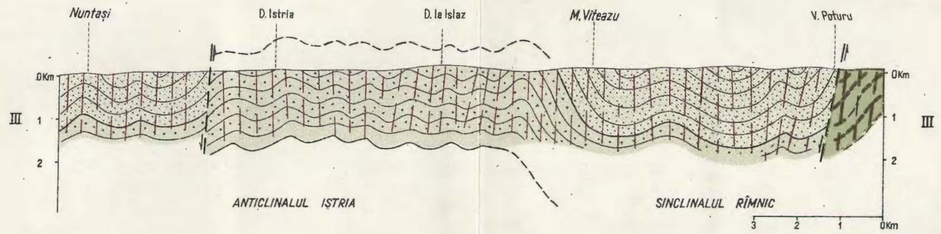


Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Instit. Geol.







O. MIRĂUȚĂ

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN ZONA ȘISTURILOR VERZI

0 1 2 3 4 5 Km

LEGENDA

A. DOBROGEA DE NORD

1. Porfire
2. Liasic - Triasic superior
3. Formațiunea de Carapelit

B. DOBROGEA CENTRALĂ

4. Jurasic mediu și superior
5. Seria supragrauwackică (Băltăgești)
6. Orizontul șisto - grezos de trazitie
7. Seria grauwackelor superioare (Măgurele - Sibioara)
8. Seria grauwackelor inferioare (Istria)
9. Seria infragrauwackică (Dorobanțu)
10. Șisturi cristaline mesozonale
11. Stratificație / Clivaj șistos
12. P.C. Falia Peceneaga - Camena
13. C.O. Falia Capidava - Ovidiu
14. Depozitele cuaternare nu sînt reprezentate în secțiuni

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Comit. Geol.

Grigoraş N., Dăneţ T. (1961) Contribuţii la cunoaşterea Şisturilor verzi Dobrogea. *Stud. Cercet. Geol.* 3, VI. Bucureşti.

Ianovici V., Giuşcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podişului Moldovenesc şi al Dobrogei. *Stud. Cercet. Geol.*, 1, VI. Bucureşti.

Ianovici V., Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuţă O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Congr. V-lea al Asoc. Carpato-Balcanice. Ghidul excursiilor Dobrogea.* Bucureşti.

Lydka K., Siedlecki S. (1963) On Algonkian Deposits in the environs of Crakow. *Bull. Ac. Pol.* Sc. XI, 2.

Mirăuţă O., Mirăuţă E. (1964a) Cretacicul superior şi fundamentul bazinului Babadag. *An. Com. Geol.* XXXIII (1959). Bucureşti.

Mirăuţă O. (1964b) Şisturile verzi din regiunea Dorobanţu—Măgurele (Dobrogea centrală). *D.S. Com. Geol.*, L/II (1962—1963). Bucureşti.

Mirăuţă O. (1963) Aspects de l'évolution géosynclinale de la Dobrogea du Nord. *Trav. VI-ème Congr. Assoc. Carp. Balk.* Varşovia—Cracovia.

Motaş C. I. (1913) Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altîn Tepe, ein Beispiel der Epigenese. Disertation Berlin.

Murgeanu G., Patrulius D. (1963): Le Paléozoïque de la plate-forme moésienne. *Trav. VI-ème Congr. Assoc. Carp. Balk.* Varşovia—Cracovia.

Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol., Rom.*, V. Bucureşti.

Pascu R. (1909) Răspîndirea şisturilor verzi, a Jurasicului şi Neocretacicului în Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.*, III. Bucureşti.

Peters K. (1867) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschrift. d.k. Akad. Wiss.*, Bd. 27, Wien.

Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jahrb.*, 8. Hannover.

Znosko J. (1963) Tectonic Problems of the Outer Carpathian part of Poland. *Inst. Geol. Prace.* Tom. XXX. Warszawa.

STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES SCHISTES VERTS DE LA RÉGION ISTRIA—BĂLTĂGEŞTI (DOBROGEA CENTRALE)

PAR

O. MIRĂUŢĂ

(Résumé)

Les schistes verts protérozoïques supérieurs de la Dobrogea Centrale constituent une formation clastique, faiblement métamorphisée, épaisse d'environ 5000 m. Le soubassement de cette formation est constitué par des schistes cristallins mésozonaux, partiellement retromorphisés, représentés par des micaschistes, amphibolites et quartzites.

Dans la succession stratigraphique de la formation des schistes verts, quatre séries ont été séparées : la série des infragrauwackes (600—

Institutul Geologic al României

800 m), la série des grauwackes inférieurs, (1000 m environ), la série des grauwackes supérieurs (1500 m environ) et la série des supergrauwackes (700—900 m).

On a difficilement établi cette succession à cause de la monotonie des dépôts, de l'absence des repères lithologiques distincts, des affleurements continus, à cause, enfin, de la transition entre les différentes séries.

La série des infragrauwackes est formée des quartzites verts, des metagrauwackes et des phyllites chlorito-sériciteux.

Le faible métamorphisme épizonal qui a affecté ces dépôts a effacé partiellement les caractères sédimentaires, initiaux, des roches.

On observe parfois une alternance flyschoïde de metagrauwackes et phyllites. Les metagrauwackes contiennent des galets moux.

La série des grauwackes inférieurs est constituée par une alternance rythmique de grauwackes, siltites et schistes argileux faiblement métamorphisés (slates).

Les grauwackes présentent une stratification grano-classée très claire, mécanoglifes (flute-casts, groove-casts etc.) et fragments de roches pélitiques remaniées dans les formations mêmes. Les siltites présentent fréquemment la lamination oblique de courant. Dans la surface supérieure des couches on observe également des ripple-marks, asymétriques et symétriques. A part les rythmes ordinaires épais de 10—60 cm, apparaissent des microrythmes (2—6 cm) et des rythmes épais de 1—3 m.

La série des grauwackes supérieurs est caractérisée encore par l'alternance rythmique de grauwackes et schistes, auxquels s'ajoutent des intercalations de conglomérats et microconglomérats arkoziens.

Les conglomérats sont constitués par des éléments de quartz, granites, porphyres, diabases, micaschistes et quartzites. Les microconglomérats contiennent nombre d'éléments de feldspaths potassiques.

A remarquer que les microconglomérats et les conglomérats sont plus fréquents dans la partie S de la zone des schistes verts, ce qui dénote que le matériel sédimentaire provient d'une aire d'érosion située au S et SE, sur l'emplacement de la Dobrogea Méridionale actuelle.

Dans la série des grauwackes supérieurs apparaissent également des intercalations de schistes violacés et, parfois, de minces couches de calcaires verdâtres. Dans la partie supérieure de la série, les schistes argileux prédominent du point de vue quantité par rapport aux grauwackes et aux conglomérats, ce qui indique une transition vers la série qui suit, formée uniquement de ces schistes argileux.

Les rythmes de la série des grauwackes supérieurs sont diversement épais (10 cm—2 m). Les microrythmes entre 1—3 cm formés des siltites

Institutul Geologic al României

à lamination oblique et des roches pélitiques vertes sont caractéristiques. Les grauwackes présentent une sédimentation granoclassée et des mécanoglifes. Les intercalations microconglomératiques apparaissent à la base des rythmes et présentent une épaisseur d'un mètre tout au plus.

La série des grauwackes inférieurs et celle des grauwackes supérieurs présentent des caractères typiques de flysch. Toujours en ce sens ils présentent des ressemblances avec le Dalradien supérieur d'Ecosse, avec le Brioverien supérieur de Bretagne et avec l'Algokien supérieur de Bohême (O. Mirăuţă, 1964b).

La série des supergrauwackes (les schistes de Băltăgeşti) est une série dominée par les schistes, constituée par des schistes argileux verdâtres, violacés, à lamines siltitiques (flysch argileux-siltitique). Parfois des couches (1—2 cm) de calcaires verdâtres apparaissent aussi. Cette série présente des ressemblances avec les roches précambriennes tardives du soubassement du Vorland carpatique de Pologne que des forages ont dernièrement découvertes.

Excepté la série des infragrauwackes, au métamorphisme presque épizonal, le reste de la formation des schistes verts présente un métamorphisme incipient qui n'est pas arrivé à effacer les structures sédimentaires initiales des roches, qui a pourtant transformé le matériel argileux en chlorite et séricite et a prêté aux roches une couleur généralement verte. Les schistes verts sont attribués au Protérozoïque supérieur et, probablement, à une partie du Cambrien.

L'âge absolu, déterminé par la méthode K-Ar, d'un échantillon des schistes verts pris à Mihai Viteazu est de 470 millions ans (Ordovicien inférieur) et correspond à peu près à la phase salaïrique (sandomirique) de l'orogénèse calédonienne ancienne lorsque les derniers plissements et processus métamorphiques se sont produits dans cette zone. Les schistes cristallins mésozonaux retromorphisés indiquent l'âge de 530 millions ans (Cambrien inférieur), qui correspond à l'orogénèse assyntique. Les structures des schistes verts ont une direction générale E—W, pourtant il existent encore des directions WNW (partie N de la zone) ainsi que des directions ENE.

En général, on distingue un anticlinal dans la partie N de la zone (l'anticlinal Başpunar—Ciamurlia de Sus) à un noyau constitué par des schistes cristallins mésozonaux, un synclinal (synclinal Rîmnic) et un anticlinal (anticlinal Istria) dans la partie centrale — les deux présentant des afaissements axiaux vers l'W—ainsi qu'un synclinal au S (synclinal Băltăgeşti) où apparaît la série des supergrauwackes. Ces structures présentent un nombre de plis mineurs qui, en compliquant les anticlinaux et les

Institutul Geologic al României

synclinaux majeurs, leur donne un aspect d'anticlinoria et de synclinoria.

Les plis sont symétriques à l'exception de l'anticlinal Başpunar—Ciamurlia de Sus, qui présente une vergence N. Le plissement des schistes verts a été contemporain du développement régional du clivage schisteux (de la schistosité) qui est parallèle au plan axial des plis et entrecoupe la stratification des roches.

La zone des schistes verts est relevée du point de vue tectonique dans sa partie N (où affleure également le soubassement cristallin mésozonal et s'affaisse graduellement vers le S.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DE LA PLANCHE

CARTE

Carte géologique de la région Istria—Băltăgeşti de la zone des schistes verts.

1, alluvions; 2, dépôts loessoïdes; 3, cailloutis; 4, Crétacé supérieur; 5, Jurassique moyen et supérieur; 6, série supragrauwackeuse (série de Băltăgeşti); 7, série des grauwackes supérieurs (série de Măgurele—Sibioara); 8, série des grauwackes inférieurs (série d'Istria); 9, série infragrauwackeuse (série de Dorobanţu; 6, 7, 8, 9, formation des schistes verts; 10, conglomérats menus et microconglomérats arkosiens (type de Sibioara); 11, brèches; 12, schistes violacés; 13, calcaires gréseux verts; 14, filons de quartz; 15, failles; 16, axe d'anticlinal; 17, axe de synclinal; 18, effondrement axial; 19, microplis à terminaisons périclinales; 20, direction et pendage des couches; 21, couches verticales; 22, direction et pendage du clivage schisteux; 23, clivage schisteux (schistosité) vertical; 24, direction des coupes géologiques.

PLANCHE

Coupe géologique dans la zone des schistes verts.

A, Dobrogea du nord; 1, porphyres; 2, Lias-Trias sup.; 3, formation de Carapélite; B, Dobrogea centrale: 4, Jurassique moyen et supérieur; 5, série supragrauwackeuse (Băltăgeşti); 6, horizon schisteux-gréseux de transition; 7, série des grauwackes supérieurs (Măgurele—Sibioara); 8, série des grauwackes inférieurs (Istria); 9, série infragrauwackeuse (Dorobanţu); 5, 6, 7, 8, 9, formation des schistes verts; 10, schistes cristallins mésozonaux; 11, stratification, clivage schisteux. P.C., faille Peceneaga—Camena; C. O., faille Capidava—Ovidiu.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

PREZENŢA DEVONIANULUI MEDIU ÎN ZONA COLINELOR MAHMUDIEI (DOBROGEA DE NORD) [1]

DE

O. MIRĂUŢĂ, ELENA MIRĂUŢĂ

Abstract

Middle Devonian in the Mahmudia Hills Area (Northern Dobrogea). The Paleozoic deposits of the Mahmudia Hills Area (NE Dobrogea) includes a flyschoid, sandstone-slaty series. Within the intercalated limestones, Conodonts have been identified suggesting the presence of Eifelian and Lower Givetian. Middle Devonian is here highly disturbed.

Introducere. În partea nordică a zonei triasice din Dobrogea se află o structură anticlinală în nucleul căreia apare fundamentul paleozoic. Această ridicare anticlinală este cunoscută sub numele de zona Colinelor Mahmudiei, după denumirea unui şir de coline paralele cu braţul Sf. Gheorghe al Dunării. Lucrarea de faţă se referă la depozitele paleozoice care apar între localităţile Ada Marinescu şi Pîrlita, situate la cca 15 km est de oraşul Tulcea (fig. 1).

Paleozoicul din Colinele Mahmudiei a fost menţionat încă din 1904 de către R. Pascu. Mai tîrziu, G. Murgoci (1914) descrie în depozitele paleozoice de aici cuarţite, filite, calcare, gresii micacee şi şisturi argiloase, comparîndu-le cu Devonianul din munţii Măcinului. Vîrsta devoniană a acestor roci a fost acceptată de mai mulţi cercetători, fiind consemnată şi pe harta geologică 1 : 500.000.

În ultimul timp, V. Mutihac (1963) a recunoscut în zona Colinelor Mahmudiei seria filito-cuarţitică, separată în munţii Măcinului (O. Mirăuţă şi E. Mirăuţă, 1962) şi o serie superioară, calcaro-

[1] Comunicare în şedinţa din 20 martie 1964.

Institutul Geologic al României

filitică, pe care o atribuie Silurianului. În ultima serie V. Mutihac citează ritmuri din gresii cu hieroglife, calcare și șisturi grezoase.

În lucrarea de față se aduc dovezi în sprijinul unei vîrste devoniene medii a calcarelor și a rocilor grezo-șistoase menționate mai sus. Se constată că și din punct de vedere litologic aceste roci se aseamănă cu Devonianul de la Bujoare din munții Măcinului.

Descrierea litologică și stratigrafică. Depozitele paleozoice care afloreză între localitățile Ada Marinescu și Pîrlita de lîngă Delta Dunării sînt formate predominant din gresii cuarțitice și șisturi, care se dispun în rit-

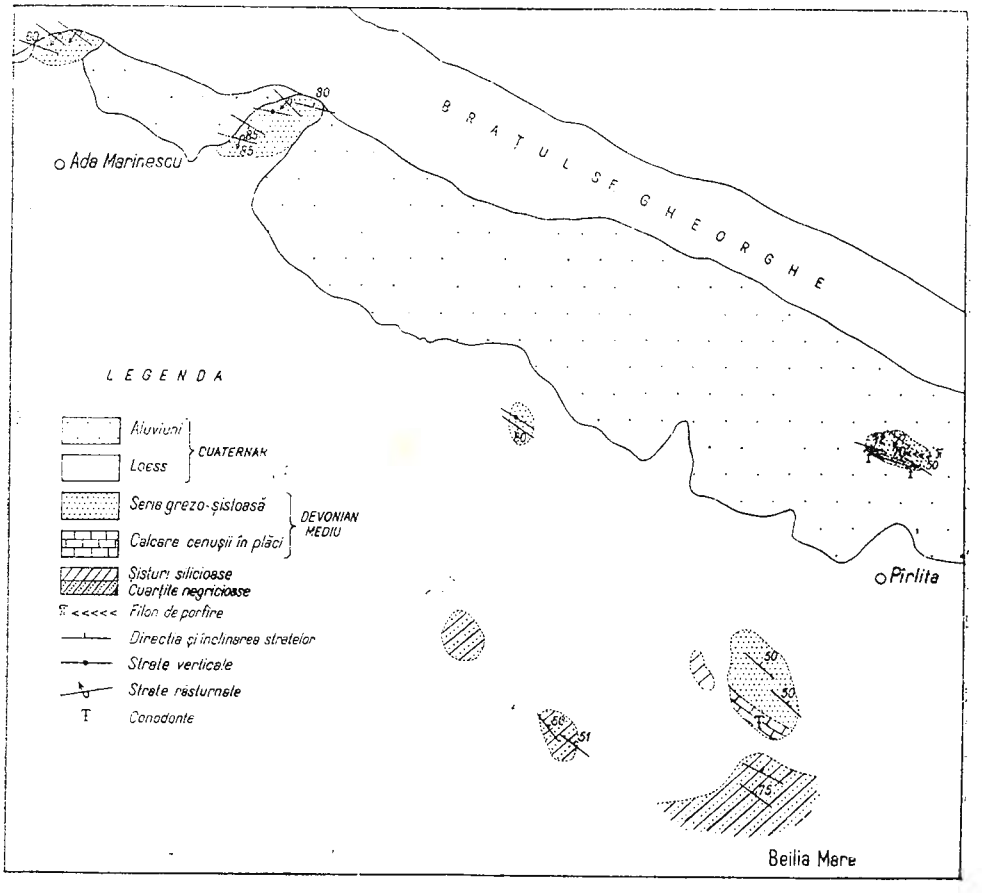


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Ada Marinescu—Pîrlita (zona Colinelor Mahmudiei). Sc. 1 : 25000.

Fig. 1. — Esquisse géologique de la région Ada Marinescu—Pîrlita (zone des collines de Mahmudia). Échelle 1 : 25.000.

Institutul Geologic al României

muri de tip fliş. Cu aceste roci se asociază calcare cenuşii cu Conodonte de vîrstă devoniană medie. Sub această serie grezo-şistoasă flişoidă, apar mai întîi şisturi silicioase şi cuarţite negre, iar apoi cuarţite alb-cenuşii şi şisturi filitoase, care se dezvoltă pe versantul nordic şi pe creasta dealului Beilia Mare. Seria grezo-şistoasă flişoidă se situează la partea superioară a succesiunii Paleozoicului din Colinele Mahmudiei şi constituie flancul nordic al unei cute anticlinale. În cele ce urmează vom descrie sumar şisturile silicioase şi cuarţitele negre, iar apoi seria grezo-şistoasă şi calcarele devoniene.

Şisturile silicioase şi cuarţitele negre. Aceste roci apar pe versantul nordic al dealului Beilia Mare. Şisturile silicioase sînt formate dintr-o masă de bază argilo-silicioasă, în care se disting paiete de sericit, granule de pirită şi uneori radiolari. Şisturile menţionate sînt asociate cu cuarţite negricioase, uneori rubanate.

Ivirea cea mai nordică a acestor roci, situată imediat sub calcarele devoniene, este formată din silicolite negre (lidiene) şi cenuşii, compacte, în strate de 3—5 cm, microcutate. Sub microscop aceste roci apar formate dintr-o masă de bază silicioasă-argiloasă, în care se disting cuburi de pirită şi noduli silicioşi, dintre care unii reprezintă radiolari.

Vîrsta şisturilor silicioase va putea fi precizată ulterior, cînd se vor cunoaşte mai bine raporturile acestor roci cu seria grezo-şistoasă de deasupra. În regiunea cercetată contactul între cele două serii nu este vizibil.

Seria grezo-şistoasă (*Devonian mediu*). În împrejurimile localităţilor Ada Marinescu şi Pîrlita apare o serie terigenă de tip fliş formată din alternanţe ritmice de gresii cuarţitice şi şisturi argiloase. Grosimile ritmurilor variază de la 6—20 cm în pachetele cu alternanţă ritmică deasă, care se caracterizează prin strate de gresii de 3—8 cm şi şisturi, de grosime aproximativ egală. Gresiile sînt cuarţitice, slab calcaroase, alb-gălbui, cu mult limonit pe diaclaze. La majoritatea stratelor de gresii se observă o laminaţie oblică de curent şi hieroglife. Faţa superioară a stratelor este ondulată, curbicorticală (fig. 2).

Sedimentaţia gradată a gresiilor este destul de evidentă: gresiile de la partea inferioară a stratelor au o granulaţie medie, iar cele de la partea superioară sînt fine, micacee pe feţe. Trecerea între gresiile cuarţitice

Institutul Geologic al României

şi şisturi se face gradat prin intermediul unor şisturi cenuşii în plăci, cu mică detritică pe feţe. Şisturile situate la partea superioară a ritmului sînt cenuşii, slab verzui, fine, satinate.

Sub microscop, gresiile apar constituite predominant din granule de cuarţ, corodate de cimentul calcaros care umple spaţiile şi porii rocii; se mai observă paiete de sericit şi muscovit. Rezultă că materialul sedimentar din care s-au format aceste gresii mature a suferit o prelucrare intensă într-o zonă de shelf şi apoi a fost transportat şi depus în largul bazinului.

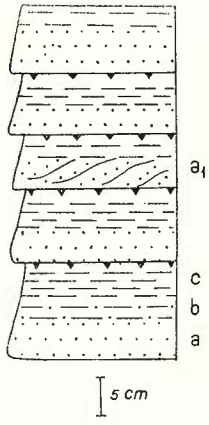


Fig. 2. — Ritmuri în Devonianul mediu.

a, gresie gălbuie, calcaroasă, gradată; a_1, gresie cu laminaţie oblică de curent; b, gresie şistoasă micacee, fină şi şisturi siltitice micacee; c, şisturi verzui, fine Ada Marinescu.

Fig. 2. — Rythmes dans le Dévonien moyen.

a, grès jaunâtre, calcaire, granoclassé; a_1, grès à lamination oblique de courant; b, grès schisteux micacé, fin et schistes siltitiques micacés; c, schistes verdâtres, fins. Ada Marinescu.

Ritmurile mai groase (0,5—2,5 m) sînt formate din gresii cuarţitice, albe sau slab cenuşii, slab limonitice, cu o granulaţie uniformă, şi strate subordonate (5—10 cm) de şisturi cenuşii verzui. Gresiile sînt de tip ortocuarţitic, cu structură în mozaic. Cuarţul este destul de echigranular, cu contur neregulat şi cu creşteri secundare. În rocă mai apar lamele de sericit, muscovit şi pelicule de hematit şi limonit.

Vîrsta devoniană medie a acestei serii clastice rezultă din asocierea ei cu nivele de calcare în care s-au găsit Conodonte caracteristice.

Calcarele cenuşii (*Devonian mediu*). Aceste roci formează două pachete care se asociază cu seria grezo-şistoasă. Cele mai multe Conodonte provin din calcarele care apar într-un mic promontoriu situat la marginea nordică a satului Pîrlita. Pachetul de calcare de aici are o grosime de 10 m şi este constituit din calcare cenuşii în strate de 5—30 cm, cu intercalaţii subordonate de şisturi cenuşii şi uneori de gresii cuarţitice. Peste pachetul calcaros urmează aceeaşi alternanţă de gresii şi şisturi, străbătute de filoane de porfire.

Institutul Geologic al României

Conodontele găsite în calcare arată prezenţa Eifelianului şi a Givetianului inferior :

Angulodus gravis Huddle
Angulodus walrathi (Hibbard)
Belodus triangularis Stauffer
Bryantodus cf. *pravus* (Bryant)
Hindeodella adunca Bischoff et Ziegler
Hindeodella austinensis Stauffer
Hindeodella curvata Branson et Mehl
Hindeodella germana Holmes
Hindeodella priscilla Stauffer
Icriodus cf. rectus Youngquist et Peterson
Ozarkodina ballai Bischoff et Ziegler
Ozarkodina congesta Stauffer
Ozarkodina cf. *macra* Brans on et Mehl
Ozarkodina kutscheri Bischoff et Ziegler
Ozarkodina lata Bischoff et Ziegler
Ozarkodina toxata Bischoff et Ziegler
Polygnathus linguiformis Hinde
Polygnathus kockeliana juv. Bischoff et Ziegler
Polygnathus webbi Stauffer
Prioniodina prona (Huddle)
Roundya devonica (Stauffer)
Spathognathodus bidentatus Bischoff et Ziegler

La sud de Pîrlita, peste şisturile silicioase negre din versantul nordic al dealului Beilia Mare şi sub seria cu gresii şi şisturi apare un alt pachet de calcare. Fauna de Conodonte găsită aici indică de asemenea Devonianul mediu şi este reprezentatată prin :

Polygnathus linguiformis Hinde
Polygnathus webbi Stauffer
Palmatodella delicatula Ulrich et Bassler
Belodus triangularis Stauffer
Hindeodella sp.
Lonchodina sp.
Ligonodina sp.

Prezenţa formei *Palmatodella delicatula* indică şi existenţa părţii inferioare a Devonianului superior. Deschiderile izolate din această zonă nu ne

Institutul Geologic al României

permit însă să precizăm dacă cele două apariţii de calcare reprezintă două nivele sau unul singur, dedublat tectonic.

Porfire. Rocile devoniene medii din promontoriul de la Pîrlita sînt străpunse de trei filoane concordante de porfire, groase de 2—4 metri. Aceste porfire au fenocristale de feldspat roşu, potasic (ortofire). Vîrsta hercinică a porfirelor de aici este demonstrată în profilul de la Monument (Tulcea) , unde filoanele de porfire din şisturile verzui ale fundamentului sînt acoperite discordant şi sînt remaniate în conglomeratele din baza seriei triasice.

Tectonica. Depozitele devoniene de la Ada Marinescu şi Pîrlita apar pe flancul nordic al unei structuri majore anticlinale. Direcţia stratelor este WNW, iar înclinarea variază foarte mult, de la 50—70° spre N, pînă la verticală şi chiar la inversarea succesiunii în deschiderile de la Ada Marinescu şi de la Pîrlita.

Cutarea intensă a depozitelor devoniene de aici se datoreşte însumării orogenezei hercinice şi chimerice vechi. Mişcările hercinice sînt demonstrate de existenţa discordanţei unghiulare nete de la baza Triasicului. Precizarea fazei de cutare este mai dificilă; pare probabilă faza bretonă. Cuvertura triasică prezintă cute mai largi.

Existenţa unor mişcări mai vechi , caledoniene, anterioare Devonianului poate fi susţinută, avînd în vedere metamorfismul epizonal şi deformarea mai intensă a filitelor şi cuarţitelor paleozoice inferioare din dealul Rediu, unde rocile menţionate prezintă microcute milimetrice şi două liniaţii.

Concluzii. Identificarea unei faune bogate de Conodonte în calcarele paleozoice din zona Colinelor Mahmudiei permite precizarea vîrstei devoniene medii (Eifelian şi Givetian inferior) pentru aceste roci atribuite anterior fie Devonianului (G. Murgoci, 1914), fie, în ultimul timp, Silurianului (V. Mutihac, 1963). Aceste calcare sînt asociate cu o serie clastică grezo-şistoasă de tip fliş, constituită dintr-o alternanţă de gresii cuarţitice şi şisturi cenuşii-verzui, care revin astfel tot Devonianului mediu, eventual şi părţii inferioare a Devonianului superior.

Devonianul descris aici apare la partea superioară a succesiunii Paleozoicului din Zona Colinelor Mahmudiei şi este situat pe flancul nordic al anticlinalului din această zonă. Faciesul predominant clastic al Devonianului mediu din zona Colinelor Mahmudiei este asemănător Devonianului inferior din munţii Măcinului (Bujoare) şi este diferit de faciesul şistos al Silurianului.

Institutul Geologic al României

Această lucrare aduce primele dovezi paleontologice în sprijinul existenţei Devonianului mediu în Dobrogea de Nord şi în România. În regiunile învecinate Devonianul mediu este cunoscut în munţii Swietokrzyskich, Caucazul Mare şi Caucazul Mic.

BIBLIOGRAFIE

Mirăuţă O., Mirăuţă E. (1962). Paleozoicul din partea sudică a Munţilor Măcinului. *D. S. Com. Geol.*, vol. XLVI (1958–1959). Bucureşti.

Murgoci G. (1914). Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. V. Bucureşti.

Mutihac V. (1964). Geologia zonei Tulcea şi poziţia ei în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol.* vol. XXXIV/1. Bucureşti.

Pascu R. (1904). Studii geologice şi miniere în judeţul Tulcea. Bucureşti.

PRÉSENCE DU DÉVONIEN MOYEN DANS LA ZONE DES COLLINES DE MAHMUDIA (DOBROGEA SEPTENTRIONALE)

PAR

O. MIRĂUŢĂ, ELENA MIRĂUŢĂ

(Résumé)

La zone des Collines de Mahmudia, située au Nord de la Dobrogea entre la zone triasique de Tulcea et le territoire du Delta du Danube, présente une structure anticlinale à noyau constitué par des dépôts paléozoïques. À la partie supérieure de la succession du Paléozoïque de cette zone, se trouve une série clastique du type flysch, formée de l'alternance rythmique de grès quartzitiques et de schistes gris-verdâtre. Les grès présentent une sédimentation graduelle, hyéroglyphes et lamination oblique de courant.

Dans la série clastique, gréso-schisteuse, apparaissent deux paquets de calcaires épais, d'environ 10 m, qui contiennent une riche faune de Conodontes d'âge dévonien moyen (Eifelien et Givétien inférieur). C'est le premier témoignage paléontologique de l'existence du Dévonien moyen dans la Dobrogea Septentrionale, et, de manière générale, en Roumanie aussi.

Institutul Geologic al României

Le faciès à caractère prédominant clastique du Dévonien moyen dans les Collines de Mahmudia ressemble au Dévonien inférieur des monts Măcin (Bujoare).

Les dépôts dévoniens sont intensément plissés, et les couches ont l'orientation générale WNW. La couverture triasique discordante présente des plis plus larges.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA STUDIUL TORTONIANULUI DIN REGIUNEA ALBA IULIA [1])

DE

G. NEACŞU

Abstract

Contributions to the Study of the Tortonian Deposits in the Surroundings of Alba Iulia. Four horizons are distinguished. The third one starting from the base (the horizon of the Dej tuff) includes bentonites and bentonitic cinerites with a montmorillonite content amounting to 90%.

Începînd de la sud de Rîpa Roşie pînă la Straja, pe flancul sud-estic al unei largi boltiri anticlinale orientată SW—NE, se dispune o bandă continuă de depozite tortoniene, care are o lăţime medie de 500—800 m.

De la Straja, unde are loc închiderea periclinală a anticlinalului, depozitele tortoniene trec şi pe flancul nordic, dezvoltîndu-se pînă la valea Mureşului în dreptul localităţii Totoiu.

Tortonianul. Se dezvoltă în facies marin litoral-neritic, stînd discordant peste complexul roşu continental pretortonian.

Caracteristică pentru depozitele tortoniene din regiune este culoarea albă, alb-cenuşie. În teren, delimitarea Tortonianului faţă de complexul roşu pretortonian se poate face uşor, datorită culorilor diferite.

Depozitele tortoniene au o grosime de cca 150 m şi sînt reprezentate prin nisipuri, gresii, pietrişuri, cinerite, marne, marne calcaroase şi rare intercalaţii subţiri de calcare.

În cadrul Tortonianului am deosebit mai multe orizonturi şi anume : orizontul bazal, orizontul marnelor cenuşii, tuful de Dej şi orizontul superior.

[1]) Comunicare în şedinţa din 10 ianuarie 1964.

Institutul Geologic al României

Orizontul bazal este reprezentat prin pietrişuri cu elemente de diferite dimensiuni, bine rulate, cuprinzînd şi blocuri remaniate de argile roşii, argile marnoase verzui şi marne cenuşii. Pietrişurile alternează cu nisipuri şi nisipuri cu elemente mărunte de pietrişuri. Mai rar apar intercalaţii subţiri de conglomerate, microconglomerate, gresii şi gresii microconglomeratice. Culoarea acestui orizont este variată; uşor verzuie sau roşcată, cînd remaniază argile roşii sau argile marnoase verzi, cenuşie sau chiar negricioasă atunci cînd conţin substanţă cărbunoasă, gălbuie, în special nisipurile.

Pe valea Oarda orizontul bazal începe printr-un nivel de calcar verzui gros de 14—25 cm. Grosimea orizontului bazal variază între 18 şi 30 m.

Orizontul marnelor şi nisipurilor cenuşii. În valea Seuşa acest orizont este alcătuit din marne cenuşii, care cuprinde spre partea superioară cîteva intercalaţii subţiri de nisipuri cenuşii (4—15 cm).

Spre nord, marnele se îndinţează cu nisipurile cenuşii carbonatice, ajungînd ca la Totoiu să predomine nisipurile. Grosimea orizontului este cuprinsă între 10 şi 20 m.

Orizontul tufului de Dej este alcătuit în cea mai mare parte din material cineritic. Are o grosime de 30—40 m şi cuprinde:

C i n e r i t e l e i n f e r i o a r e groase de 10—12 m care sînt alcătuite în cea mai mare parte din tufuri bentonitizate, bentonite şi tufuri cu grosimi cuprinse între 5 cm—2 m. Culoarea tufurilor, a tufurilor bentonitizate şi a bentonitelor este variată, în general cenuşiu deschis, cenuşiu verzui, mai rar alb-gălbui.

M a r n e l e c a l c a r o a s e — i n t e r m e d i a r e au o grosime de 10—12 m şi sînt reprezentate prin marne calcaroase albe, cenuşii, mai rar gălbui roşcate, tufuri şi tufite.

C i n e r i t e l e s u p e r i o a r e, groase de 12—16 m, sînt alcătuite dintr-o alternanţă de tufuri, tufuri bentonitizate şi bentonite, cu nisipuri alb-cenuşii fine.

O analiză micropaleontologică făcută de V i o r i c a C o s m a în acest orizont, arată următoarea asociaţie microfaunistică:

Sphaerodinella cellata S u b b.
Globorotalia scitula (B r a d y)
Globorotalia crassa (d' O r b.)
Cibicides floridanus (C u s h.)
Globigerina bulloides (d' O r b.)
Catapsidrax dissimilis (C u s h. et B e r m.)

Institutul Geologic al României

Globigerinoides cf. *triloba immatura* Le Roy
Glandulina laevigata d'Orb.
Cibicides perlucidus Nuttall
Globigerina foliata Bolli

Această asociaţie indică zona micropaleontologică HT a Tortonianului deci Tortonianul inferior.

Orizontul superior este alcătuit în cea mai mare parte din nisipuri albe, uneori gălbui, cu pete roşcate. În baza orizontului, nisipurile alternează cu gresii, microconglomerate şi tufuri, cuprinzînd uneori blocuri remaniate de marne şi tufuri bentonitizate.

La partea superioară a orizontului, peste nisipuri, se dispun marne fin stratificate, cenuşii, urmate de o intercalaţie de gips groasă de 0,8—1,2 m, care suportă la rîndul ei tufuri şi gresii gălbui carbonatice.

Depozitele tortoniene suportă depozite sarmaţiene, iar uneori chiar panoniene.

Intercalaţiile de marne, bentonite şi tufuri bentonitizate, dau alunecări de teren ce acoperă depozitele complexului roşu pretortonian. Porniturile însoţesc astfel banda depozitelor tortoniene, pe toată lungimea lor.

Într-una din pornituri, pe valea Limba, în imediata vecinătate a Tortonianului, s-a colectat o probă de bentonit, în vederea determinării compoziţiei mineralogice. Din materialul colectat (proba 68), s-a separat fracţia argiloasă sub 0,001 mm prin sedimentare în apă distilată.

Röntgenograma a fost obţinută de Radu Giuşcă în următoarele condiţii : iradiaţie Fek_{α}, filtru de mangan. Tub de sticlă de bor. Expunere 9 ore . 31 kW : 120 V : 12 mA.

Pentru notarea intensităţilor am utilizat 6 gradaţii : ft = foarte tare ; t = tare, m = mediu ; s = slab, fs = foarte slab ; ffs = foarte foarte slab.

În scopul interpretării rezultatelor dăm cîteva date röngenometrice pentru comparaţie după Miheev (1957) şi Brindley (1951) (vezi tab. p. 294).

După cum se vede din tabel, (p. 294) linia d_1=14,027 kX, corespunde reflexului planului reticular (001) pentru Ca-montmorillonite. Majoritatea liniilor din röntgenogramă sînt liniile montomorillonitului. Linia d_2 = 4,8455 kX, corespunde reflexului planului reticular (100) a montmorillonitului. Liniile d_3 = 4,4177 kX; d_6 = 3,24864 kX; d_7 = 2,5567 kX; d_9 = 1,6927 kX; d_{10} = 1,4967 kX; d_{11} = 1,2889 kX şi d_{12} = 1,2458 kX, reprezintă reflexele planelor reticulare ale montmorillonitului, însă ele sînt şi reflexele planelor reticulare ale illitului.

Institutul Geologic al României

TABEL

Nr. crt.	Montmorillonit v. Limba pr. 68 fr. sub 0,001			Montmorillonit Johansen din Miheev		Montmorillonit Brindley		Montmorillonit Winkler	
1	0_0	d/nkX	I_0	d/nkX	I_0	Reflexe tari kX	d/nkX	I_0	hkl
1	3°57′	14,027	ft	11,5	10	9,6—20	9,5—20	ft	001
2	11°30′	4,8455	ffs	6,67	4		5,05	fs	100
3	12°36′	4,4177	ft	4,45	8	4,45—4,60	4,42—4,47	s	110
									020
4	14°0′	3,9932	ffs						
5	16°48′	3,3423	t						
6	17°18′	3,2486	s	3,034	4		3,08—3,23		
							3,18	m	002
7	22°12′	2,5567	t	2,576	7	2,55—2,60	2,54—2,57	m	200
									130
8	32°13′	1,8079	ffs						
9	34°48′	1,6927	fs	1,697	5	1,66—1,72	1,69	m	300
									150
									222
10	40°12′	1,4967	ft	1,495	10	1,49—1,52	1,49	t	060
									213
									024
11	48°33′	1,2889	s	1,292	2		1,285	m	153; 260
12	50°51′	1,2458	fs	1,247	4		1,24	ms	170; 261;
									214

Din compararea liniilor röntgenogramei cu liniile cuarţului, reiese că linia $d_5 = 3{,}3423$ şi linia $d_8 = 1{,}8079$ kX, sînt liniile cuarţului.

Din interpretarea datelor de mai sus, reiese că compoziţia mineralogică a fracţiei sub 0,001 mm este alcătuită din montmorillonit în jur de 90% şi cuarţ în proporţie de aproximativ 10% (probabil şi puţin illit).

În concluzie, orizontul tufului de Dej din regiunea cercetată cuprinde unele intercalaţii de roci bentonitice provenite din transformarea unor cinerite fine în montmorillonit.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Brindley G. (1951) X-ray identification and crystalstructures of clay minerals. London.
Ciupagea T. (1935) Nouvelles données sur la structure du Bassin Transylvain. *Bull. Soc. Roum. Geol.* vol. II. Bucureşti.
Ilie D. Mircea (1955) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei. Reg. Alba Iulia—Sibiu—Făgăraş—Rupea. *An. Com. Geol.* vol. XXIII. Bucureşti.
Miheev V. (1957) Rongenometriceskie opredeliteli mineralov. Moskva.
Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Bucureşti.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DU TORTONIEN DE LA RÉGION D'ALBA IULIA

PAR

GH. NEACŞU

(Résumé)

A l'E d'Alba Iulia, sur les flancs de l'anticlinal Rîpa Roşie—Straja, au noyau constitué par une formation rouge continentale, se disposent les dépôts du Tortonien inférieur comprenant un horizon basal formé du gravier et des sables, un horizon de marnes et sables gris, un horizon cinéritique (l'horizon du tuf de Dej), un horizon supérieur, constitué en tout premier lieu par des sables.

Le tuf de Dej est partiellement bentonitisé. Les lignes du roentgenogramme de la fraction argileuse de la bentonite correspondent au montmorillonite et au quartzite.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN ZONA „MUSCELELOR" CUPRINSĂ ÎNTRE VALEA VÎLSANULUI ŞI VALEA OLTULUI (REG. ARGEŞ) [1]

DE

I. NEDELCU, ELENA MATEESCU

Abstract

Geological Researches in the „Hillock" Area between Vîlsan and Olt Valleys (Argeş Region). Formations identified between Vîlsan and Olt valleys (NE Getic Depression) are of Helvetian, Sarmatian, Meotian, Pontian, Dacian, Levantine and Quaternary age. The macro- and microfaunal inventory has been completed by forms not yet mentioned up to day. In the Pontian, five complexes have been distinguished. From lithological and faunal viewpoint they are considered of Lower Pontian (Novorossian) and Upper Pontian age (Portaferian). The existence of Middle Pontian is also claimed. Parallelism with the adjoining Neogene zones to the East and the West has been carried out. The Pontian—Dacian boundary has been demonstrated over the marly complex with *Phyllocardium planum planum* Desh. The Dacian—Levantine boundary has been determined according to a macrofauna assemblage specific for Lower Levantine, whilst the Dacian microfauna reaches up to Lower Levantine and cannot represent a criterium for the identification of the boundary. Two tectonic compartments on both sides of the „Topolog line" have been distinguished. The eastern compartment represents a monoclinal zone while in the western one, the presence of several synclines and anticlines affected by some faults of small amplitude have been specified.

Regiunea „muscelelor" cercetată de noi constitue zona deluroasă cuprinsă între rîul Vîlsan şi rîul Olt. La N este delimitată de o linie ce trece prin dreptul localităţilor Robaia, Dobrotu, Cepari, Runcu iar la S se întinde pînă la Mălureni, Zigoneni, Lacurile şi Barza.

Primul studiu asupra geologiei zonei cercetate a fost făcut în 1884 de S. Ştefănescu (1886). Date cu caracter mai general găsim în lucrările

[1]) Comunicare în şedinţa din 21 Februarie 1964.

Institutul Geologic al României

aparţinînd lui: Gr. Ştefănescu (1884), S. Ştefănescu (1896, 1897), I. Popescu-Voiteşti[1]) (1909), I. Ionescu-Argetoaia (1916, 1918, 1923), G. Murgoci (1916), H. Grozescu (1929), Şt. Ghika-Budeşti (1940), O. Protescu (1926, 1932), N. Gherasi[2])

Cercetări de detaliu asupra stratigrafiei şi tectonicei regiunii, au fost executate între anii 1948—1953 de către V. Dragoş[3]) (1952a, 1952 b, 1954), care întocmeşte şi primele hărţi mai detaliate la scara 1 : 20.000.

În anii 1953—1954, M. Isac (1959), pe baza forajelor executate de ISEM, stabileşte structura zăcămintelor de lignit dintre Argeş şi Vîlsan. Un studiu amănunţit asupra microfaunei din regiunea Vîlcea aparţine lui T. Iorgulescu (1953, 1954). Între 1953—1958, L. Turculeţ[4]) I. Moldovan[5]), V. Rădulescu[6]), E. Gherman[7]), Fl. Slănină şi R. Blum[8]), efectuează prospecţiuni geologice şi geofizice pentru descifrarea structurilor petrolifere.

Depozitele mio-pliocene dela W şi E de regiunea studiată au constituit obiectul unor cercetări de amănunt. Astfel, în W, menţionăm lucrările executate de Gr. Popescu (1954), I. Motaş (1955), M. Tudor

---

[1]) I. Popescu-Voiteşti. Geological map West of Tîrgovişte between the Dîmboviţa and the Olt River. Teleajen, 1941. Arh. Com. Geol.

[2]) N. Gherasi. Geological report on the Tertiary of West Muntenia and Oltenia. Arh. Com. Geol. 1938.

[3]) V. Dragoş. Raport geologic asupra cercetărilor executate în valea Argeşului în vederea amenajării sale hidroelectrice. Arh. Intr. Prospecţiuni şi Laboratoare. 1948.

V. Dragoş. Raport asupra revizuirii cartării dintre Rîul Doamnei şi Olt. Arh. Intr. Prospecţiuni şi Laboratoare. 1952.

V. Dragoş. Raport geologic asupra regiunii dintre Topolog şi valea Olăneşti. Arh. Intr. Prospecţiuni şi Laboratoare. 1952.

V. Dragoş. Raport geologic asupra regiunii dintre Argeş şi Rîul Tîrgului. Arh. Într. Prospecţiuni şi Laboratoare. 1953.

[4]) L. Turculeţ. Cartare geologică între Topolog şi Argeş. Raport geologic. Of.P.G.G. Arh. Inst. Geol. Bucureşti 1955.

[5]) I. Moldovan. Raport geologic asupra regiunii Govora—R. Vîlcea. Arh. Inst. Geol. Bucureşti 1953—1954.

[6]) I. Moldovan, V. Rădulescu. Raport asupra prospecţiunilor geologice în regiunea Ciofrîngeni—R. Vîlcea. Of. P.G.G. Arh. Inst. Geol. Bucureşti, 1955.

[7]) E. Gherman. Raport asupra activităţii forajului structural în regiunea dintre Argeş şi Jiu. Arh. Com. Geol. Bucureşti 1958.

[8]) Fl. Slănină, R. Blum. Raport final asupra lucrărilor seismice regionale în regiunea dintre Dîmboviţa şi Olt. Arh. Com. Geol. Bucureşti 1954.

Institutul Geologic al României

(1955), Josefina Marinescu şi Fl. Marinescu[1]). Spre E, I. Motaş (1960) face un studiu asupra depozitelor ponţiene în zona cuprinsă între valea Dîmboviţei şi Rîul alb. Pe baza datelor de suprafaţă şi foraj, D. Patrulius[2]) întocmeşte o monografie a faunei pliocene din regiunile carbonifere Berevoeşti—Jugur (Cîmpulung-Muscel) şi Şotînga—Geboeni-Mărgineanca—Făgeţel făcînd şi cîteva consideraţiuni de ordin stratigrafic.

Stratigrafie

În urma lucrărilor de cartare geologică detailată şi a determinărilor paleontologice, s-a stabilit că în regiunea cercetată aflorează depozite aparţinînd următoarelor diviziuni stratigrafice:

- Cuaternar
  - Holocen Qh
  - Pleistocen Qp
- Neogen
  - Pliocen N 2
    - Levantin N_{2l}
    - Dacian N_{2d}
    - Ponţian N_{2p}
    - Meoţian N_{2m}
  - Miocen N 1
    - Sarmaţian N_{1sm}
    - Tortonian N_{1t}
    - Helveţian N_{1h}

Miocenul. Este reprezentat prin depozite helveţiene, tortoniene şi sarmaţiane.

Helveţianul. Helveţianul apare la zi în partea de N a zonei cercetate, în vecinătatea localităţilor Fedeleşoiu, Şendruleşti, Bolculeşti, Albeşti, Bărbălăteşti şi în zona axială a anticlinalelor Olăneşti şi Feţeni—Schitu Matei. Spre deosebire de antecercetători[1]) care în regiunea Fedeleşoiu—Runcu, împărţeau Helveţianul în două subetaje (inferior vărgat, superior cenuşiu), considerăm că aceste subdiviziuni au valoare numai de orizont.

[1]) Josefina Marinescu, Fl. Marinescu. Date noi asupra faunei tortoniene şi orizontarea depozitelor ponţiene dintre T. Severin şi Baia de Aramă. Arh. 118 (Baia Inst. Geol. Bucureşti 1960.

Josefina Marinescu, Fl. Marinescu. Studii geologice în cuprinsul foii de Aramă) sc. 1 : 100.000. Arh. Inst. Geol. Bucureşti 1962.

[2]) D. Patrulius. Monografie preliminară a faunei pliocene din regiunea Berevoeşti—Jugur (Cîmpulung-Muscel) T.P.E.D.M.N. Bucureşti 1958.

D. Patrulius. Fauna Pliocenului din regiunea Şotînga — Geboeni — Mărgineanca—Făgeţel. MIG. T.P.E.D.M.N. Bucureşti 1958.

[3]) Op. cit. pag. 296 pct. 5.

Institutul Geologic al României

Orizontul inferior. Limita Burdigalian-Helveţian nu a fost atinsă în cercetările noastre ea ieşind din perimetrul propus. Din datele de literatură rezultă că depozitele Helveţianului inferior se dispun în continuitate de sedimentare şi cu trecere gradată peste depozitele Burdigalianului. Orizontul inferior este alcătuit în general dintr-o alternanţă de nisipuri cenuşii şi gălbui-verzui, micacee, cu granulaţie fină pînă la grosieră, cu cuiburi de argile roşii şi cenuşii remaniate, pietrişuri mărunte cu elemente de cuarţ, uşor consolidate, cu concreţiuni grezoase care se desfac în prisme — pe feţele prismelor se observă pelicule de $CaCO_3$ —, gresii cenuşii în pachete de 5—10 cm, cu elemente melanocrate şi tufite cenuşii albicioase, cu lamele de biotit.

Depozitele orizontului inferior, aflorează în regiunea Fedeleşoiu—Runcu, pe afluenţii din dreapta văii Satului. Acest orizont a fost considerat de I. Moldovan şi V. Rădulescu[1]) de vîrstă Helveţian inferior pe baza poziţiei stratigrafice, pentru că depozitele sale „stau peste conglomeratele vărgate burdigaliene şi suportă depozite asemănătoare, cu microfaună caracteristică Helveţianului superior".

După cum rezultă din analizele micropaleontologice ale probelor recoltate de noi de pe valea Danului, acest orizont are un microconţinut alcătuit din forme remaniate, formaţiunea in situ fiind lipsită de faună proprie.

Orizontul superior. Depozitele acestui orizont sînt bine deschise pe valea Rea, valea Satului, văile : Bădislava, Topolog, Danului şi Bădilei precum şi în zona axială a anticlinalului Feţeni—Schitu Matei şi în axul anticlinalului Olăneşti.

Din cercetarea în detaliu a aflorimentelor rezultă că orizontul superior este alcătuit dintr-o alternanţă de depozite în care litologic s-au putut separa 12 pachete. Grosimea totală este apreciată la 337 m. Se constată o frecvenţă mare a intercalaţiilor de nisipuri gălbui-roşcate şi a pietrişurilor cu stratificaţie torenţială. În masa pietrişurilor şi a nisipurilor s-a identificat prezenţa unor nivele în care sînt cuprinse numeroase cuiburi de marne şi concreţiuni grezoase cafenii-roşcate. Către partea medie şi superioară creşte frecvenţa intercalaţiilor de argile brune şi roşcate precum şi a gresiilor. La partea superioară se află conglomerate gălbui cu matrice calcaroasă, peste care sînt dispuse tufurile tortoniene cu globigerine.

Pentru aprecierea în totalitate a grosimii depozitelor helveţiene, s-a consultat materialul existent în arhiva M.I.P.Ch. şi Comitetului Geologic, privitor la forajele executate în regiune şi vecinătate. Din datele de

[1]) Op. cit. pag. 293 pct. 6.

Institutul Geologic al României

foraj rezultă că grosimea depozitelor helveţiene este în jur de 880 m în valea Oltului, aprox. 2040 m în valea Topologului şi în jur de 1120 m în valea Argeşului.

Din analizarea probelor a rezultat următorul microconţinut [1]): *Rotalia beccarii* (Linné), *R. inermis* (Terquem), *Cyterella* sp., *Asterigerina planorbis* (d'Orb.), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Cibicides dutemplei* Nuttal, *C. floridanus* Cush., *C. lobatus* (W. et J.), *C. mexicanus* (Nuttal), *C. pseudoungerianus* (Cush-), C. *bouëanus* (d'Orb.), *C.* cf. *conoideus* Czjžek, *Elphidium macellum* (F. et M.), *Reussella glabrata* (Cush.), *Uvigerina obesa* Cush., *Bulimina* cf. *ovula* d'Orb., *Pulvinulinella* sp., *Eponides trumpyi* Nuttal, *Quinqueloculina circularis* Bornemann, *Cancris* sp., fragmente de foraminifere diagenizate, de briozoare, radiole de echinide, oase de peşti şi fructificaţii. Microconţinutul fiind alcătuit din forme remaniate, nu serveşte la stabilirea vîrstei.

S-au atribuit Helveţianului depozitele descrise, pe considerentul că suportă sedimentele Tortonianului şi stau peste conglomeratele considerate de antecercetători [2]) ca fiind de vîrstă burdigaliană.

Tortonianul. Aflorimentele de Tortonian sînt răspîndite pe flancurile anticlinalului Feţeni—Schitu Matei, în axul anticlinalului Olăneşti, la S de Valea Rea, la N de falia Dealu Mare pe pîrîul Pietrişului, în dealul Mălinei la N de Goleşti şi pe valea Priseaca.

Depozitele tortoniene au fost subdivizate, după caracterele litologice şi faunistice, în trei pachete.:

a) Un pachet bazal în grosime de 25 m, alcătuit exclusiv din tufuri dacitice, albe, stratificate în bancuri de 10 cm. Acest tuf cuprinde o microfaună (Globigerine) tortoniană care permite paralelizarea cu „tuful de Dej" din Transilvania situat în baza Tortonianului (Dragoş V. 1952 a). Aflorimentul cel mai potrivit pentru descrirea pachetului bazal se află la Crucea Mierlei. Aici se observă clar contactul Tortonianului cu Helveţianul;

b) Un pachet median în grosime de aproximativ 41 m, alcătuit dintr-o alternanţă de argile, argile marnoase şi nisipuri argiloase cenuşii-vineţii;

c) Un pachet superior, în grosime de cca 135 m, alcătuit din tufuri dacitice albe, fine şi grosiere, sfărîmicioase, uşor alterabile, în alternanţă cu marne tufacee albe, fin stratificate. Tufurile conţin concreţiuni sili-

[1]) Analizele micropaleontologice au fost efectuate de: Maria Tocorjescu Viorica Cosma, Eugenia Mihăilescu şi Constanţa Manolescu

[2]) Op. cit. pag. 296 pct. 6.

Institutul Geologic al României

cioase şi minerale melanocrate. Către partea superioară a pachetului, marnele devin mai frecvente, sînt mai foioase şi conţin resturi de plante, solzi de peşti şi radiolari. Tuful superior este bine dezvoltat în versantul stîng al Văii Rea, în malul Oltului şi pe pîrîul Glodului la N de Goleşti. Grosimea totală a depozitelor tortoniene din regiunea cercetată este de 201 m.

Aruncînd o privire asupra depozitelor tortoniene descrise de Gr. Popescu (1954)la W de Olt, din regiunea Govora—R. Vîlcea—Olăneşti, constatăm, că se pot face unele paralelizări cu depozitele tortoniene descrise de noi. Astfel orizontul tufurilor cu globigerine descris de Gr. Popescu se poate paraleliza cu pachetul bazal din dealul Crucea Mierlei şi alcătuit exclusiv din tufuri dacitice cu globigerine. Deosebirea constă în aceea că tuful cu globigerine de la Govora şi Ocnele Mari atinge grosimi de 150—200 m, iar tuful cu globigerine de la E de Olt, nu prezintă grosimi mai mari de 25 m.

Orizontul cu depozite de sare, orizontul şisturilor cu radiolari şi orizontul marnos cu *Spirialis*, descrise la W de Olt nu au fost întîlnite în regiunea cercetată de noi, peste tuful cu globigerine de aici dispunîndu-se un pachet de marno-argile şi tufuri dacitice albe în grosime de cca 135 m. Acest lucru ne face să presupunem o situaţie asemănătoare cu cea din regiunea Vlădeşti—R. Vîlcea—Cetăţuia, unde peste tuful cu globigerine, se dispune o masă importantă de tufuri atribuite de Gr. Popescu Tortonianului superior şi Sarmaţianului. În ceeace priveşte atribuirea vîrstei sarmaţiene, unei părţi din tuful dacitic de la Malul Alb şi Cetăţuia, menţinem unele rezerve, deoarece depozitele sarmaţiene din regiunea cercetată de noi sînt transgresive peste tufurile amintite şi au în bază un banc de conglomerate brecioase care remaniază forme volhyniene.

Sarmaţianul. Prezenţa Sarmaţianului a fost stabilită pentru prima oară, pe baze paleontologice, de V. Dragoş (1952 a, 1952 b, 1954).

Depozitele sarmaţiene apar la zi pe flancurile anticlinalului Feţeni—Schitu Matei, la E şi S de Goranu, în malul Oltului şi într-o largă zonă pe dealul Cornetul şi Pietrăria. Litologic s-au separat 2 pachete, unul inferior (*a*) în grosime de 175 m şi unul superior (*b*) de 120 m.

a) Pachetul inferior are în bază un banc de 5 m conglomerate brecioase cu elemente constituite din marne dure şi calcare organogene, colţuroase sau subangulare. În elementele componente au fost identificate formele *Ervilia podolica* Eichw., *Mactra podolica* Cob., *Cardium* cf. *transcarpaticum* Grisch., *Modiolus* cf. *sarmaticus* Gat., *Pirenella picta mitralis* Eichw., *Cerithium* (*Thericium*) *rubiginosum* Eichw.,

Institutul Geologic al României

Cerithium sp., iar în matricea calcaroasă formele: *Cardium* sp., *C.* cf. *obsoletum* Eichw., *C.* cf. *vindobonense* Lask., *Cerithium* sp.

Peste aceste conglomerate urmează o alternanţă de marne argiloase cenuşii, nisipuri gălbui şi bancuri de lumaşel cu fragmente indeterminabile de cardiace şi modiole precum şi nivele de tufite cenuşii albicioase. Urmează nisipuri gălbui, micacee şi pietrişuri mărunte cu intercalaţii subţiri de marne argiloase cenuşii-gălbui. În partea superioară a pachetului sînt argile şi marne cenuşii, rubanate, cu pelicule gălbui-albicioase de $CaCO_3$, fosilifere, din care s-au recoltat formele: *Cardium* sp., *C. fittoni* d'Orb., *Mactra* sp., *M.* cf. *eichwaldi* Kol., *M.* cf. *trapesoidea* M. Tudor, *Trochus* cf. *rumanus* Sim. et B. *Hydrobia* sp., *Modiolus* sp.

În urma analizei micropaleontologice s-a stabilit următorul microconţinut care confirmă prezenţa zonei S_2: *Nonion granosum* (d'Orb.), *N. germanicum* (Ehrenberg), *Elphidium alvarezianum* (d'Orb.), *E. macellum* (F. et M.), *E.* cf. *josephinum* (d'Orb.), *E. minutum* (Reuss), *Miliolina* ex. gr. *circularis* (Bornemann), *M. complanta* Gerke et Issaeva var. *complanata* G. et I., *Globorotalia scitula* (Brady), *Ostracoda* 4 F_1 *Ostracoda* cf. 43, *Spaniodontella intermedia* Andr., *Sphaeridia papillata* Heron Allen et Earland, *Leptocythere* sp., Radiolari discoidali, *Valvata simplex* Fuchs, *V. moesiensis* E. Jek., *Articulina* sp., fragmente de moluşte, oase şi dinţi de peşti.

b) Pachetul superior este bine deschis în valea Stăncioiului, fiind alcătuit din pietrişuri mărunte cu elemente de cuarţ bine rulate ($\varnothing$ = = 0,5—4 cm), nisipuri gălbui albicioase vărgate cu ruginiu, fine şi grosiere şi argile cenuşii, fine micacee. Apele de şiroire au săpat în peretele de pietrişuri dînd naştere la forme sculpturale foarte variate.

Din analiza formelor fosile recoltate din depozitele descrise, rezultă că în regiunea cercetată, nu alforează decît Sarmaţianul mediu (Bessarabianul). Totuşi prezenţa blocurilor de calcar şi marnă cu faună volhyniană în conglomeratele bazale, arată că în regiune s-a depus şi Sarmaţianul inferior el fiind erodat sau depăşit de depozitele Sarmaţianului mediu, transgresive. Grosimea totală a depozitelor sarmaţiene este estimată la 295 m.

Pliocenul. Depozitele Pliocenului din Depresiunea getică se dezvoltă ca o bandă continuă, de lăţime considerabilă, la marginea zonei miocene, începînd din valea Dîmboviţei pînă la Dunăre. Caracterul litologic al Pliocenului se deosebeşte esenţial de cel al Miocenului, prezentînd mult

Institutul Geologic al României

mai frecvent intercalaţii psamito-aleuritice. Fauna prezintă forme de apă îndulcită dovedind o trecere rapidă de la un mediu marin-salmastru, la sfîrşitul Miocenului, la mediul lacustru-continental din Pliocenul superior.

Meoţianul. Depozitele meoţiene sînt transgresive peste depozitele sarmaţiene, tortoniene şi helveţiene, fiind răspîndite ca o bandă continuă care începe din valea Stăncioiului — în zona terminaţiei periclinale vestice a sinclinalului Vătăşeşti—Giurgiuveni—şi se continuă prin dreptul localităţilor Goleşti, Vlădeşti, Bîrseştii de Jos, Băniceşti, Dobrotu şi est de Cerbureni. Meoţianul mai apare pe valea Sîmnicelului, la S de Vătăşeşti. Din punct de vedere litologic este reprezentat prin următoarele depozite :

În bază se află pietrişuri cu intercalaţii lentiliforme de conglomerate ruginii, bine cimentate. Peste acestea se dispune o alternanţă de nisipuri cenuşii-verzui şi gălbui, argile nisipoase cenuşii-vineţii, şi pietrişuri mărunte cu stratificaţie torenţială. La partea superioară a seriei se află un pachet format din nisipuri gălbui şi cenuşii în care sînt intercalate nivele de pietrişuri mărunte şi un nivel de nisip argilos, lumaşelic din care s-au determinat formele : *Congeria panticapaea panticapaea* Andr., *C. panticapaea tournouëri* Andr., *C.* cf. *novorossica* Sinz., *C.* sp., *Cardium* sp., *Hydrobia* cf. *vitrella* Ştef., *Helix* sp.

Din probele recoltate s-a determinat următorul microconţinut : *Valvata simplex* Fuchs, *Cyprideis torosa* T. R. Jones, *Cytheridea pannonica* var. *tuberculata* Méhes, *Candona lactea* Baird, *Astrorhiza* sp. Pe baza macro- şi microfaunei citate, am atribuit acestor depozite vîrsta meoţiană.

I. Popescu-Voiteşti (1909) a determinat pentru prima oară prezenţa Meoţianului în regiunea cercetată, atribuindu-i totodată şi depozitele Sarmaţianului şi Helveţianului superior. V. Dragoş (1952 a) a inclus depozitele meoţiene în Sarmaţian. L. Turculeţ [1]), I. Moldovan şi V. Rădulescu [2]) au separat depozitele meoţiene pe criterii litologice fără a argumenta acest lucru pe baze paleontologice sigure. Se citează numai formele : *Planorbarius thiolierei* (Michaud), *Planorbis* sp. şi *Helix* sp. care nu sînt caracteristice. Din cauza caracterului transgresiv, grosimea depozitelor meoţiene variază de la 50 m în valea Sîmnicelului la 248 m în valea Topologului şi Argeşului.

[1]) Op. cit. pag. 296 pct. 4.
[2]) Op. cit. pag. 296 pct. 6.

Institutul Geologic al României

Ponţianul. Prezenţa Ponţianului în cîteva puncte din regiunea Ciofrîngeni-Rîmnicu Vîlcea a fost semnalată pentru prima dată de către N. Gherasi[1]). În anul 1938, V. Dragoş (1952 a) a descris şi separat, cartografic, pentru prima dată, depozitele ponţiene de cele daciene, în regiunea cuprinsă între Topolog şi Olt.

În zona cercetată, depozitele ponţiene aflorează pe o suprafaţă foarte mare, dispunîndu-se uneori concordant peste depozitele meoţiene, cum este cazul pe flancul nordic al sinclinalului Vătăşeşti—Giurgiuveni în zona dealului Siliştea, dealul Iancului, Goleşti, Vlădeni, Bîrseştii de Jos şi la S de Băniceşti, iar alteori discordant peste depozitele meoţiene, sarmaţiene şi helveţiene, cum se poate observa pe flancului sudic al anticlinalului Feţeni—Schitu Matei şi în zona Cerbureni—valea Bădilei. Litologic s-au separat cinci pachete:

a) Alternanţă de nisipuri şi marne cenuşii verzui, cu numeroase concreţiuni calcaroase, în grosime de 25 m;

b) Alternanţă de nisipuri şi argile cenuşii-verzui şi cenuşii-vineţii, compacte. La partea superioară a pachetului se află o intercalaţie de 0,25 m cărbune xyloid, foios şi argile cărbunoase. Stratul de cărbune, aflorează pe valea Buneşti, la vechea exploatare din dealul Buneşti, pe valea Bărbălăteşti, la S de satul Dobrotu şi pe valea Danului. Grosimea pachetului este de 100 m;

c) Pachet format în bază din argile cărbunoase negre peste care se dispune o alternanţă de marne, argile şi nisipuri gălbui, micacee. Urmează o alternanţă de marne şi marne nisipoase, cenuşii, micacee şi nisipuri fine, ruginii. Din marnele care aflorează la confluenţa văii Pietroasa cu Topologul, s-a recoltat o bogată faună din care s-au determinat formele: *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Limnocardium subsquamulosum* Andr., *Limnocardium subsyrmiense* Andr., *Valenciennius annulatus* Rous., *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* (Cob.), *Prosodacna savae* Teyss., *Didacna subcarinata subcarinata* (Desh.), *Cristaria pseudohyria* Sinz., *Monodacna* (*Pseudocatillus*) *pseudocatillus* (Barbot de Marny), *Chartochonca* sp., *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Hydrobia spicula* Ştef.

Analiza micropaleontologică a probelor recoltate arată următorul microconţinut: *Paracypria balcanica* Zal., *Cythereis glauca* Skogsberg, *Valvata simplex* Fuchs, *V. moesiensis* Jek., *Pontocypris dorsoarcuata* Zal., *Loxoconcha* sp., *Amplocypris* sp., *Candona lactea*

[1]) Op. cit. p. 296 pct. 2.

Institutul Geologic al României

B a i r d., *Astrorhiza* sp., *Globorotalia* sp. Grosimea pachetului este de aproximativ 200 m.

d) Nisipuri gălbui şi cenuşii albicioase alternînd cu pietrişuri mărunte cu strafificaţie torenţială, groase de 60 m. Din punctul fosilifer de la S de dealul Lupoaiei s-au recoltat formele : *Dreissena rostriformis* (D e s h.), *D. rimestiensis* (F o n t.), *Prosodacna* (*Stylodacna*) *cucestiensis cucestiensis* F o n t., *Unio rumanus* (T o u r n.), *Melanopsis decollata* S t o l i c z., *Hydrobia spicula* Ş t e f., *Lythoglyphus rumanus* Ş t e f., *L.* sp., *Bulimus* (*Tylopoma*) *speciosus* (C o b.), *Pyrgula eugeniae* (N e u m a y r), *Viviparus neumayri neumayri* (B r u s.) *V. achatinoides* (D e s h.), *Micromelania laevis* F u c h s, *Zagrabica* cf. *reticulata* Ş t e f., *Theodoxux* sp., *Succinea* sp. Probele micropaleontologice au următorul conţinut care indică vîrsta ponţian superioară : *Cyprideis torosa* T. R,. J o n e s, *Astrorhiza* sp., *Pontocypris dorsoarcuata* Z a l., *Paracypria*- fragmente, *Hyperammina* sp., *Candona lactea* B a i r d.

e) Ultimul pachet, în grosime de 15 m este format dintr-o alternanţă de marne cenuşii compacte, lumaşelice şi nisipuri fine ruginii. În proba recoltată de pe valea Muşei au fost identificate microformele *Paracypria acuminata* Z a l., *P.* sp. şi fragmente de *Valvata* sp. Din marnele cenuşii lumaşelice de pe valea Sîmnicelului, s-au recoltat cîteva exemplare de *Phyllocardium planum planum* D e s h.

După cum reiese din descrierea litologică făcută, în Ponţian sînt prezente două faciesuri : un facies de larg argilos-marnos cu *Caladacna*, *Limnocardium*, *Valenciennius*, *Didacna*, *Prosodacna*, *Monodacna*, etc. şi un facies litoral nisipos cu *Hydrobia*, *Dreissena*, *Zagrabica*, *Pyrgula*, etc.

Analizînd cele cinci pachete ale depozitelor ponţiene din regiunea cercetată de noi, ajungem la concluzia că se pot face unele corelări biostratigrafice cu Ponţianul descris din alte zone ale bazinului dacic. Luînd ca bază schema stabilită de P. S t e v a n o v i ć (1951) la S de Dunăre, în Serbia orientală şi comparînd-o cu depozitele ponţiene din regiunea cuprinsă între Olt şi Vîlsan, putem separa un Ponţian inferior (Novorossian), alcătuit din pachetele *a* şi *b* nefosilifere şi un Ponţian superior (Portaferian) care cuprinde pachetele *c*, *d* şi *e*. Deasemeni putem presupune existenţa unui Ponţian mediu comparabil cu pachetul *c* care conţine formele : *Caladacna*, *Limnocardium*, *Valenciennius*, *Prosodacna*, *Didacna*, *Cristaria*, etc. Conţinutul micropaleontologic indică Ponţianul superior la nivelul pachetului d.

Institutul Geologic al României

În Oltenia de W, Fl. Marinescu şi Josefina Marinescu[1]) fac unele propuneri cu privire la orizontarea Ponţianului. Separă din punct de vedere biostratigrafic 6 zone (*a*, *b*, *c*, *d*, *e*, şi *f*). Zonele *a* *b*, *c* şi *d* sînt paralelizate cu Novorossianul lui P. Stevanović fapt care ne îndreptăţeşte să presupunem o echivalenţă cu pachetele *a* şi *b* din zona cercetată de noi, cu zona Pt_1 separată de E. Hanganu[2]) între Prahova şi Teleajen sau cu Ponţianul mediu stabilit de D. Patruliuș[3]) în regiunea Berevoeşti-Jugur. Zonele *e* şi *f* sînt paralelizate cu Portaferianul lui P. Stevanović, echivalent al pachetelor *c*, *d* şi *e* din regiunea noastră şi al zonelor Pt_2 şi Pt_3 separate de E. Hanganu. Deasemeni, Fl. Marinescu presupune existenţa unui Ponţian mediu, pe care o consideră ca zonă de trecere, probabilă între P_1 şi P_2.

I. Motaş (1960) a separat între bazinul Rîului Alb şi valea Dîmboviţei, un Ponţian alcătuit dintr-un complex inferior şi un complex superior, semnalînd în acelaş timp unele asemănări cu Ponţianul din Depresiunea getică.

Limita Dacian—Ponţian am trasat-o deasupra marnelor cu *Phyllocardium planum planum* Desh. Grosimea depozitelor ponţiene care aflorează în regiunea cercetată de noi, am apreciat-o ca fiind de cca 400 m.

Dacianul. Depozitele daciene apar la zi pe o suprafaţă mare desfăşurîndu-se ca o bandă continuă din valea Vîlsanului în valea Topologului, de unde apoi se bifurcă ocolind periclinul estic al anticlinalului Feţeni—Schitu Matei. Ramura nordică ocupă zona axială a sinclinalului Vărăşeşti—Giurgiuveni, iar ramura sudică se întinde pînă aproape de confluenţa rîului Sîmnic cu Oltul. Dacianul urmează în continuitate de sedimentare peste Ponţian în toată zona dintre Vîlsan şi Olt. Din studiul aflorimentelor din regiune, a rezultat următoarea alcătuire geologică.

a) Un pachet bazal, în grosime de 30 m, constituit dintr-o alternanţă de nisipuri galbene, micacee, argile nisipoase gălbui, nisipuri marnoase gălbui, micacee, marne nisipoase cenuşii închis. În nisipurile marnoase gălbui din dealul Balomir au fost identificate formele : *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz, *V. argesiensis* (Ştef.), *V. rumanus* (Tourn.) *V. neumayri popescui* (Cob.), *V. dežmanianus* (Brus.).

[1]) Op. cit. pag. 297 pct. 1.

[2]) E. Hanganu. Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre valea Teleajenului şi Prahovei. Lucrare de dizertaţie (sub tipar). 1962.

[3]) Op. cit. pag. 297 pct. 2.

Institutul Geologic al României

În partea superioară a pachetului se află un banc de 4 m de nisipuri galbene ruginii, micacee cu *Hydrobia grandis* şi *Unio rumanus* Tourn. peste care se dispune un banc de 3 m de nisipuri şi pietrişuri mărunte cu stratificaţie torenţială.

Din probele colectate din dealul Balomir au fost determinate microformele : *Cytheridea pannonica* var. *tuberculata* Méhes, *C. pannonica* Méhes, *Cyprideis torosa* T. R. Jones, *Paracypria balcanica* Zal., *Paracypris* sp., *Valvata moesiensis* Jek., *V. carasiensis* Jek., *V. simplex* Fuchs, *V. politioanei* Jek., *Candona lactea* Bair, *Dreissena* cf. *polymorpha* Pallas, fragmente de cardiacee, gasteropode, ostracode.

b) Urmează un pachet de cca 20 m marne cenuşii micacee, fine cu spărtură concoidală, care conţine nivele lumaşelice cu numeroase exemplare de *Cristaria*, *Viviparus*, *Dreissena*, *Cardium* şi urme de plante. Din punctele fosilifere de pe valea Părului, Argeşului, Topologului, Bădislava, s-au determinat formele : *Dreissena polymorpha berbestiensis* Font., *D. rimistiensis* (Font.), *Prosodacna* (*Stylodacna*) *orientalis* Ştef., *P.* (*S.*) *heberti* (Cob.), *Cristaria* sp., *Dreissena* sp., *Melanopsis decollata* Stolicz., *Bulimus speciosus* (Cob.), *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz), *V. argesiensis* (Ştef.), *V. rumanus* Tourn., *V. neumayri popescui* (Cob.), solzi şi oase de peşti, plante incarbonizate.

Analizele micropaleontologice arată următorul conţinut : *Cytheridea pannonica* Méhes, *C. pannonica* var. *tuberculata* Méhes, *Cyprideis torosa* J. R. Jones, *Cythereis glauca* Kogsberg, *Cytherissa lacustris* Sars., *Paracypria lobata* Zal., *P. balcanica* Zal., *Candona lactea* Baird, *Valvata moesiensis* Jek., *V. simplex* Fuchs, *Xestoleberis* sp., Ostracode cu valva subţire.

c) Un pachet de 30 m, nisipuri vărgate galben ruginii, fine prăfoase alternînd cu pietrişuri mărunte. În partea mijlocie a pachetului se situează stratul I de lignit xyloid, foios, în grosime de 0,25 m avînd în pat şi în acoperiş argile cenuşii-negricioase şi nisipuri gălbui cenuşii. Probele micropaleontologice au fost sterile. Stratul I de cărbune aflorează pe văile Groapele şi Părului la N de Marina.

d) Un pachet gros de 350 m alcătuit dintr-o alternanţă de argile, marne cenuşii şi gălbui, nisipoase argiloase, cenuşii şi gălbui şi nisipuri fine şi grosiere, gălbui, micacee. Sînt prezente şi nivele de pietrişuri mărunte ($\varnothing = 1—3$ mm). Către partea mijlocie a pachetulni încep să devină abundente concreţiunile calcaroase cu forme neregulate, avînd diametrul cuprins între 2—4 cm.

Institutul Geologic al României

În jumătatea superioară a pachetului se observă prezenţa stratului II şi III de lignit xyloid. Stratul II, în grosime de 1,20 m, aflorează pe valea Poşta, pe o lungime de 300 m, avînd în acoperiş nisip gălbui, micaceu şi argile cenuşii iar în bază, argile vinete micacee. Stratul III, superior ca poziţie stratului II, atinge o grosime de 0,20 m. Cele două strate de lignit sînt separate printr-o alternanţă de argile şi nisipuri argiloase, vineţii, în grosime de 6 m. La partea superioară a pachetului se situează stratul IV de lignit xyloid, foios, variabilă ca grosime de la 0,40—0,60 m cu argile negre cărbunoase în culcuş şi acoperiş. Stratele II şi III mai aflorează şi pe valea Frasinului, valea Calului şi valea Tigvenilor. Stratul IV apare la zi pe văile Boerului, Calului, Tigvenilor şi Ciolpanulni.

e) Un pachet gros de 120 m alcătuit dintr-o alternanţă de nisipuri şi argile gălbui, micacee, cu rare intercalaţii de argile cenuşii-vineţii. Către partea superioară a pachetului încep să abunde nisipuri şi argile vinete, unele cărbunoase. Seria depozitelor daciene, în grosime de 450 m, se încheie cu nisipuri gălbui ruginii.

Levantinul. Depozitele levantine apar la zi, în mod continuu, la marginea sudică a Dacianului, începînd din valea Vîlsanului pînă în dreptul localităţii Barza (pe valea Oltului). În partea de E a regiunii, Levantinul urmează în continuitate de sedimentare peste Dacian, iar în partea de W, pe periclinul estic şi flancul sudic al anticlinalului Feţeni—Schitu Matei, este transgresiv. În toată regiunea Levantinul este dezvoltat în facies lacustru-continental, fiind alcătuit după cum urmează:

a) În bază se află un pachet de cca 100 m constituit dintr-o alternanţă de argile nisipoase cenuşii-albăstrui, negricioase, galben-verzui şi nisipuri gălbui şi cenuşii, fine, micacee. În partea inferioară a pachetului se află pietrişuri mărunte cu diametrul elementelor cuprins între 1—2 cm şi nisipuri gălbui, micacee, cu stratificaţie torenţială. În partea de mijloc a pachetului se află o intercalaţie de argile plastice de 1 m grosime, cenuşii cu pete verzi-gălbui, cu oglinzi de fricţiune şi argile nisipoase vineţii. La partea superioară a pachetului se află o suprafaţă de eroziune cu crustă limonitică. Din argilele plastice s-au recoltat formele: *Acella acuaria* (Neumayr) şi *Caracollina corcyensis pliocaenica* Wenz.

Probele colectate de pe văile Satului şi Şoptanei şi din rîpa Stroeşti nu conţin decît fragmente de cărbune, fauna fiind cu totul absentă. Proba recoltată de pe valea Topologului, în apropiere de Ciofrîngeni are un microconţinut caracteristic pentru Dacian: *Candona lactea* Baird,

Institutul Geologic al României

Valvata simplex Fuchs, Ostracode cu valva subţire, remaniate din depozitele subjacente.

b) Peste pachetul bazal se dispune un pachet gros de 300—800 m, alcătuit predominant dintr-o alternanţă de nisipuri gălbui şi cenuşii nisipuri argiloase gălbui şi cenuşii şi pietrişuri cu stratificaţie torenţială. În masa pietrişurilor şi a nisipurilor se observă benzi limonitice provenite din alterarea mineralelor feromagneziene aşa încît privite de la distanţă par a fi vărgate galben cu ruginiu.

Grosimea depozitelor levantine atinge 800—900 m în zonele cele mai sudice.

V. Dragoş (1952 a) a atribuit Levantinului numai depozitele reprezentate prin pietrişurile cu stratificaţie torenţială, aşa-numitele „Pietrişuri de Cîndeşti", care apar în partea de S a regiunii. Formele *Acella acuaria* şi *Caracollina corcyensis pliocaenica* sînt caracteristice pentru Levantinul inferior. Microconţinutul cu *Candona lactea*, Ostracode şi *Valvata simplex* indică Dacianul. Asociaţia de macrofaună levantină cu microforme daciene, permit să tragem concluzia că sîntem foarte aproape de limita Dacian—Levantin.

Limita dintre pachetele *a* şi *b* a fost trasată în dreptul suprafeţei de eroziune care marchează o transgresiune cu pietrişuri şi nisipuri cu stratificaţie torenţială. Caracterul litologic complet diferit al celor două pachete nu mai lasă îndoială în ceea ce priveşte necesitatea separării lor. De altfel N. Oncescu, I. Motaş şi V. Dragoş[1]) au separat încă din 1948 pe Valea Milcoiului, un Levantin inferior alcătuit din marne vineţii şi verzui care cuprinde o bogată faună de lamelibranchiate şi gasteropode şi un Levantin superior alcătuit din pietrişuri în alternanţă cu nisipuri.

Cuaternarul. Cuaternarul cuprinde Pleistocenul reprezentat prin două nivele de terasă: terasa medie de 310—345 m este foarte fragmentată apărînd sub formă de resturi şi terasa inferioară situată la 20—25 m deasupra talvegului rîurilor principale, avînd lăţimea pînă la 1 km. Ca depozite aparţinînd Holocenului menţionăm conurile de dejecţie, aluviunile şi alunecările de teren.

[1]) N. Oncescu, I. Motaş, V. Dragoş. Raport preliminar asupra problemei apei potabile în regiunea Cotmeana, Jud. Argeş şi Olt. 1948.

Institutul Geologic al României

Tectonica

Regiunea muscelelor cuprinsă între valea Vîlsanului şi valea Oltului face parte din terminaţia NE a Depresiunii Getice, din zona cutelor miopliocene. Se pot distinge două compartimente cu caracter structural diferit: 1. Compartimentul vestic şi 2. Compartimentul estic.

1. Compartimentul vestic se întinde la W de valea Topologului pînă în valea Oltului, prezentîndu-se ca o zonă ridicată, cu caractere de anticlinoriu, afectată de mişcări rupturale care au dat naştere la blocuri ridicate şi zone scufundate. Acest compartiment are multe caractere comune cu teritoriul de la W de Olt studiat de Gr. Popescu (1954) care a stabilit liniile structurale principale. Unele dintre aceste elemente structurale stabilite mai întîi la W de Olt au putut fi identificate şi la E (ex. anticlinalul Govora—Olăneşti).

Elementele structurale principale ale compartimentului vestic sînt: anticlinalul Feţeni—Schitu Matei, sinclinalul Vătăşeşti—Giurgiuveni, anticlinalul Olăneşti, sinclinalul Stoeneşti, grupul de cute falii Sălişte, falia Stăncioiului, falia Racoviţă, falia Valea Rea, falia Dealu Mare şi falia Sîmnicel.

2. Compartimentul estic, situat la E de valea Topologului, se prezintă ca o zonă monoclinală, cu căderi generale spre S—SE. Se constată complicaţii structurale la SE de localitatea Ciofrîngeni, unde se află terminaţia periclinală a sinclinalului Vătăşeşti—Giurgiuveni şi a anticlinalului Cerbureni şi falia Bărbălăteşti.

Anticlinalul Feţeni—Schitu Matei constituie ridicarea majoră din regiune, fiind flancat la N de sinclinalul Vătăşeşti—Giurgiuveni. Axul acestui anticlinal are o direcţie aproape E—W, pînă în dreptul localităţii Prodăneşti de unde se bolteşte spre N ca apoi, în dreptul localităţii Schitu Matei să revină, printr-o boltire spre S, la direcţia E—SE. Flancul sudic este larg dezvoltat prezentînd complicaţii în apropierea zonei centrale Feţeni—Popeşti, unde se constată prezenţa unor cute secundare. Înclinarea generală a flancului este de 12°—18° în depozitele sarmaţiene şi daciene. Din datele de foraj (sondele 23 şi 21), rezultă că înclinarea depozitelor în profunzime este mai mare, atingînd 24° — 46°. Flancul nordic este mai strîns, înclinarea generală fiind de 30°—40°. Se observă complicaţii în zona centrală datorite unei cute anticlinale secundare, faliei Sîmnicel şi faliei Stăncioiului. Terminaţia periclinală estică este înfăşurată în depozite pliocene cu înclinări de 7—8°. Spre W anticlinalul Feţeni—Schitu Matei se continuă în regiunea Olăneşti.

Institutul Geologic al României

Sinclinalul Vătăşeşti—Giurgiuveni are direcţia E—W pînă în dreptul localităţii Giurgiuveni, de unde se curbează spre SE, trecînd pe la Ciofrîngeni. Flancul sudic este complicat de două anticlinale faliate, în dreptul localităţii Sălişte. Înclinarea generală este de 30° pe valea Sîmnicel şi 15° pe valea Sîmnicului. Flancul nordic este mai larg dezvoltat, prezentînd înclinări medii de 12°.

Anticlinalul Olăneşti se continuă de la W de valea Oltului trecînd la N de Ostroveni. Se prezintă ca o cută falie avînd în ax depozite sarmaţiene. La E de comuna Racoviţă este retezat de falia transversală Racoviţă şi decroşat spre S cu cca 75 m. Flancul nordic are înclinare de 20° iar cel sudic de 10°.

Sinclinalul Stoeneşti se situează la S de anticlinalul Olăneşti, avînd în ax depozite sarmaţiene.

Grupul de cute falii Sălişte. Pe flancul S al sinclinalului Vătăşeşti—Giurgiuveni, în dreptul localităţii Sălişte apar două anticlinale faliate de importanţă secundară, cu axul dirijat E—W.

Falia Stăncioiului poate fi urmărită din dealul Chiciura, de-a lungul văii Stăncioiului pînă în falia Racoviţă. Planul de falie înclină cu 80° spre N.

Falia Racoviţă retează transversal periclinul vestic al anticlinalului Feţeni—Schitu Matei şi al sinclinalului Vătăşeşti—Giurgiuveni. Planul de falie, orientat NNW—SSE, este aproape vertical.

Falia Valea Rea de direcţie N—S, are planul aproape vertical. Deasemeni şi planul faliei Dealu Mare este vertical, iar direcţia SE—NE.

Falia Sîmnicel, orientată E—W, are un plan ce cade cu 80° spre N.

Anticlinalul Cerbureni, avînd Tortonianul în ax, este orientat NW—SE. Flancul sudic are înclinări de 12—14° iar flancul nordic de 20°. Falia Bărbălăteşti taie pe direcţia NE—SW periclinul anticlinalului Cerbureni, separînd două blocuri. De-a lungul liniei de falie vin în contact depozitele helveţiene cu cele ponţiene. Planul faliei înclină 60° spre SE.

Corelarea cu lucrările seismice şi ale forajului adînc. Din interpretarea lucrărilor seismice rezultă că în marea majoritate a cazurilor există o concordanţă netă între tectonica Pliocenului inferior şi cea a Pliocenului superior. În general această concordanţă se menţine şi pentru depozitele prepliocene, cum este cazul unităţii estice de la E de Topolog. Lucrările de foraj adînc au arătat că depozitele Pliocenului superior au o tectonică similară cu cea a depozitelor subja-

Institutul Geologic al României

I. NEDELCU - ELENA MATEESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CUPRINSĂ ÎNTRE RÎUL OLT ȘI RÎUL VÎLSAN

0 1 2 3 Km

LEGENDA

CUATERNAR (Q)
1 Aluviuni
2 Conuri de dejecție, poroturi
3 Terasă inferioară
4 Terasă medie

PLIOCEN (N2)
5 Levantin
6 Dacian
7 Pontian
8 Meotian

MIOCEN (N1)
9 Sarmațian mediu (Besarabian)
10 Tortonian inferior
11 Helvețian - orizontul superior
12 Helvețian - orizontul inferior
13 Direcția și înclinarea stratelor
14 Suprafața structurală
15 Falie
16 Cută falie
17 Anticlinal
18 Sinclinal
19 Închidere peri-anticlinală
20 Închidere peri-sinclinală
21 Linie de profil
22 Punct fosilifer
23 Tufite
24 Tufuri
25 Limită de transgresiune
26 Limită normală
27 Strate de cărbuni interpolate
28 Mină părăsită
29 Afloriment de cărbuni
30 Ripă

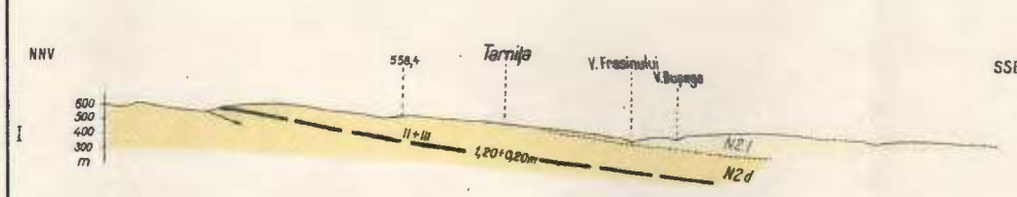
Institutul Geologic al României

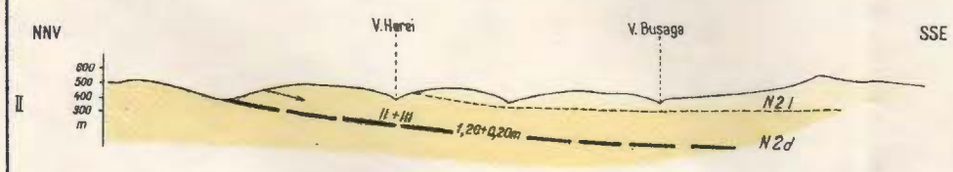
Imprim atel. Inst. Geol

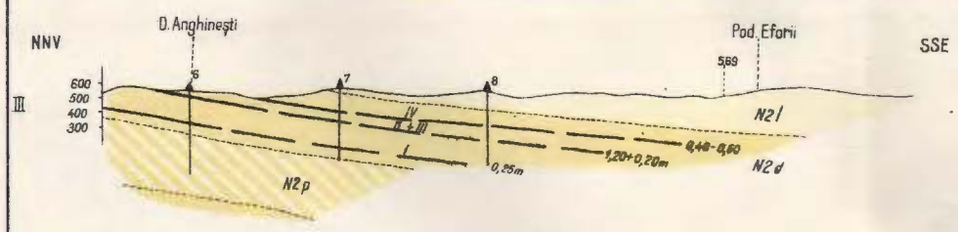
I.NEDELCU - ELENA MATEESCU

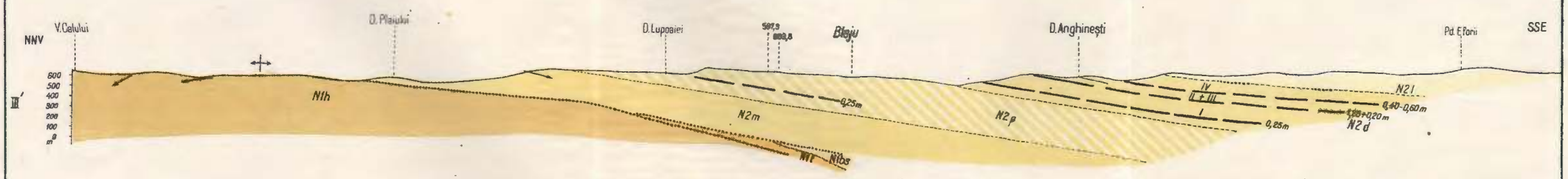
SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REG. CUPRINSĂ ÎNTRE R. OLT ȘI R. VÎLSAN

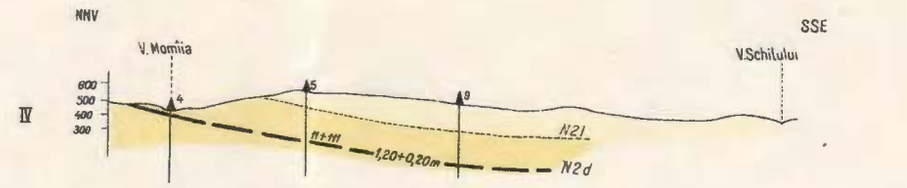
0 500 1000 1500 m

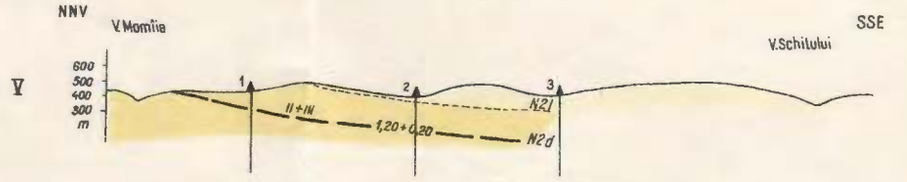


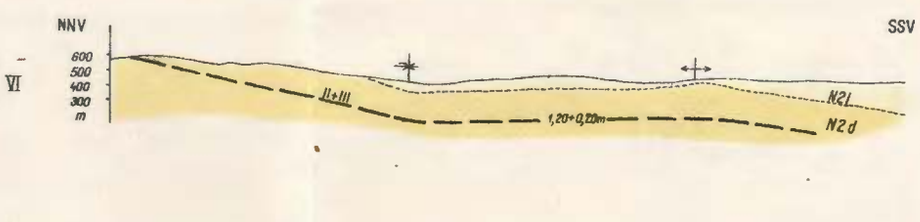


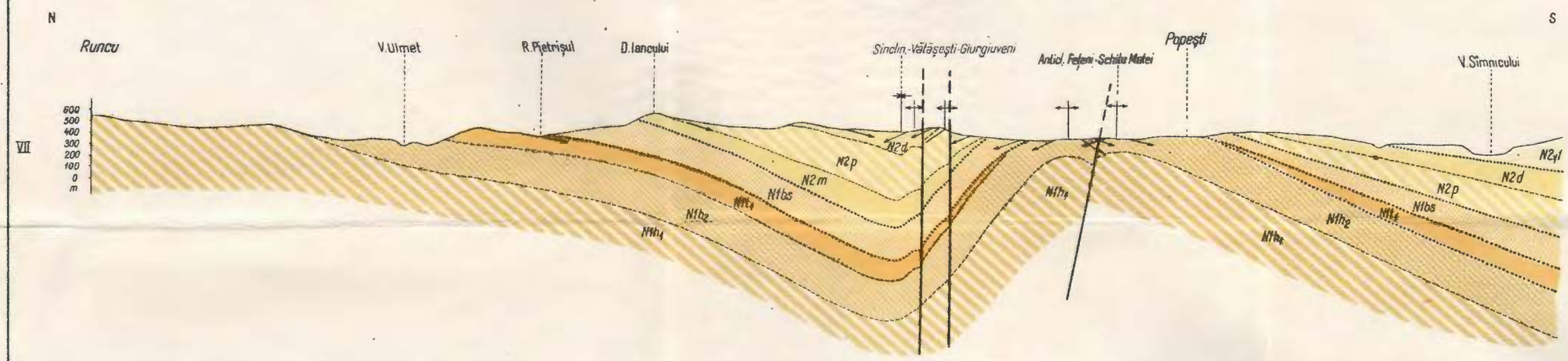


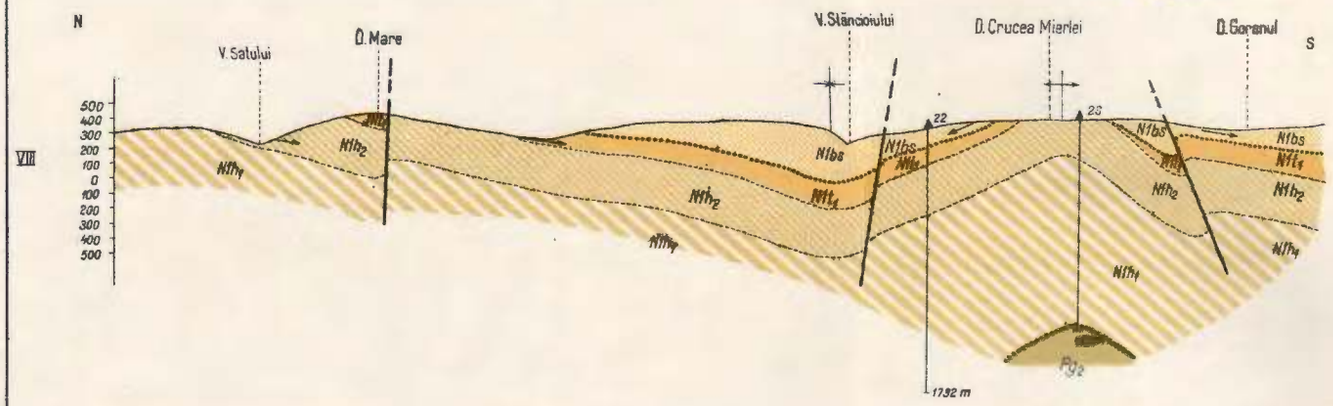












L E G E N D A

PLIOCEN	Levantin	N2l	1	10	Ax de anticlinal
	Dacian	N2d	2	11	Ax de sinclinal
	Pontian	N2p	3	12	Falie
	Meotian	N2m	4	13	Limită de transgresiune
MIOCEN	Sarmațian N1sm	N1bs	5 Orizontul mediu	14	Limită normală
	Tortonian N1t	$N1t_4$	6 Orizontul inferior	15	Strate de cărbune
	Helvețian N1h	$N1h_2$ b_2	7 Orizontul superior	16	I II III IV Strate de cărbuni dacieni
		$N1h_2$ h_1	8 Orizontul inferior	17	Foraje
Eocen		Pg2	9		

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LI/1

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

I.NEDELCU-ELENA MATEESCU

COLOANA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR NEOGENE DIN REGIUNEA CUPRINSĂ ÎNTRE R.OLT ŞI R. VÎLSAN

SCARA 1:2500

I.NEDELCU,ELENA MATEESCU - Cercetări geologice în zona „muscelelor" cuprinsă între Valea Vîlsanului şi Valea Oltului -Reg. Argeş.

Pl.III

QUATER-NAR

PONTIAN

MEOTIAN

DACIAN

LEVANTIN

SARMATIAN

TORTONIAN

Inferior

Superior

Argile, acvarie (NEUMAYR), Caracolina cancrensis pliocenica WENZ, Candona lactea BAIRD, Xestoleberis sp., Ostracode ZO ø, Valvata simplex FUCHS, Fragmente de Ostracode cu valve subţiri

Viviparus argisensis, (STEF.) Viviparus rumanus TOURN, Viviparus desmarianus (BRUS.), Viviparus neumayri papastoi (COB), Viviparus bifarcinatus (BILTZ), Dreissena polymorpha berbestiensis FONT., Prosodacna (Stylodacna) heberti (COB), Dreissena rimestiensis (FONT.), Paludina ammicum (O.F. MÜLLER), Bulimus speciosus (COB), Melanopsis decollata STOLICZ., Craterus sp., Dreissena sp., Cardium sp., Hidrobia grandis (COB), Unio rumanus TOURN., Prosodacna rumana FONT., Valvata simplex FUCHS., Candona lactea BAIRD, Ostracode 38, Ostracode 20 ø

Phyllocardium planum planum DESH, Unio rumanus (TOURN), Dreissena rimestiensis (FONT),

Melanopsis decollata STOLICZ., Dreissena rostriformis (DESH), Hydrobia spicula STEF., Lythoglyphus naricus (COB), Zagrabica cf reticulata STEF., Bulimus (Hyperlimbus) speciosus (COB), Prosodacna (Stylodacna) cucestiensis FONT, Pyrgula eugeniae (NEUMAYR), Viviparus neumayri neumayri (BRUS.), Viviparus achatinoides (DESH), Micromelania laevis (FUCHS), Succinea sp. Teodoxus sp., Lythoglyphus sp., Gyraulus torosa T.R. JONES, Astracrista sp., Pontogyra dorsocarinata (ZAL.), Hyperammina sp., Candona lactea BAIRD.

Cardium sp., Unio sp., Viviparus sp., Paracypris Balcanica ZAL., Gyraulus gleuca SKOGSBERG, Valvata simplex FUCHS, Pontocyprris dorsocarinata ZAL., Leucocandona sp., Amplocypris sp., Ostracode 21, Valvata mesocaspia JEK.

Valenciennius annulatus ROSS., Dreissena sp., Viviparus sp., Prosodacna savae TEISS., Caladacna steindachneri (BRUS.), Limnocardium subapenuleatum ANDR., Prosodacna (Stylodacna) sturi (COB.), Hydrobia ygdula STEF., Didacna subcarinata (DESH), Craterie pseudohyrie SINZ., Limnocardium subaymmetrica ANDR., Paludum ammicum (O.F. MÜLLER), Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus (BARBOT DE MARNI)

Valvata mesocaspia E.JEK., Valvata simplex FUCHS, Candona lactea BAIRD, Glabarotalia sp., Astrorhiza sp. Ostracode 8

Congeria partschiopsea partschiopsea ANDR., Congeria taurnavi ANDR., Congeria cf novarossica SINZ., Hydrobia cf vitrella STEF., Congeria sp., Hela sp., Cardium sp., Cyprideis torosa T.R. JONES, Cytheridea pannonica var tuberculata, MEHES, Cytheridea tuberculata MEHES, Candona lactea BAIRD, Valvata simplex FUCHS.

Astrorhiza sp., fragmente Ostracode cu valve subţiri

Valvata simplex FUCHS, Paracyprris, Tuburi de viermi

Cardium filitoi d'ORB., Mactra cf triqetacicina M.TUDOR, Trochus rumanus SIMETB, Mactra cf eichwaldi KOL., Cardium sp., Hydrobia sp., Mollusks sp.

Valvata simplex FUCHS, Valvata mesocaspia E.JEK., Ephidium maceum (E.ETM.), Ephidium sherezianum (ANDR.), Nonion granosum (HOFK), Articulina sp. dupl. BOND. Miliolina ex. gr. circularis BOGNEANUM., Cyprendoptalia sidermedia ANDR., Dinji gi. saza de Pegli, Leptosphere sp., Ostracode cf 40, Sphaeroidina papilata HERON ALLEN EARLAND, Ostracode 49, Otolite.

Cardium cf vindobonense LASK., Cardium cf obsoletum EICHW, Carithium sp. (mulaje). Cardium sp.

Globigerine

Microfaună remaniată din Senonian

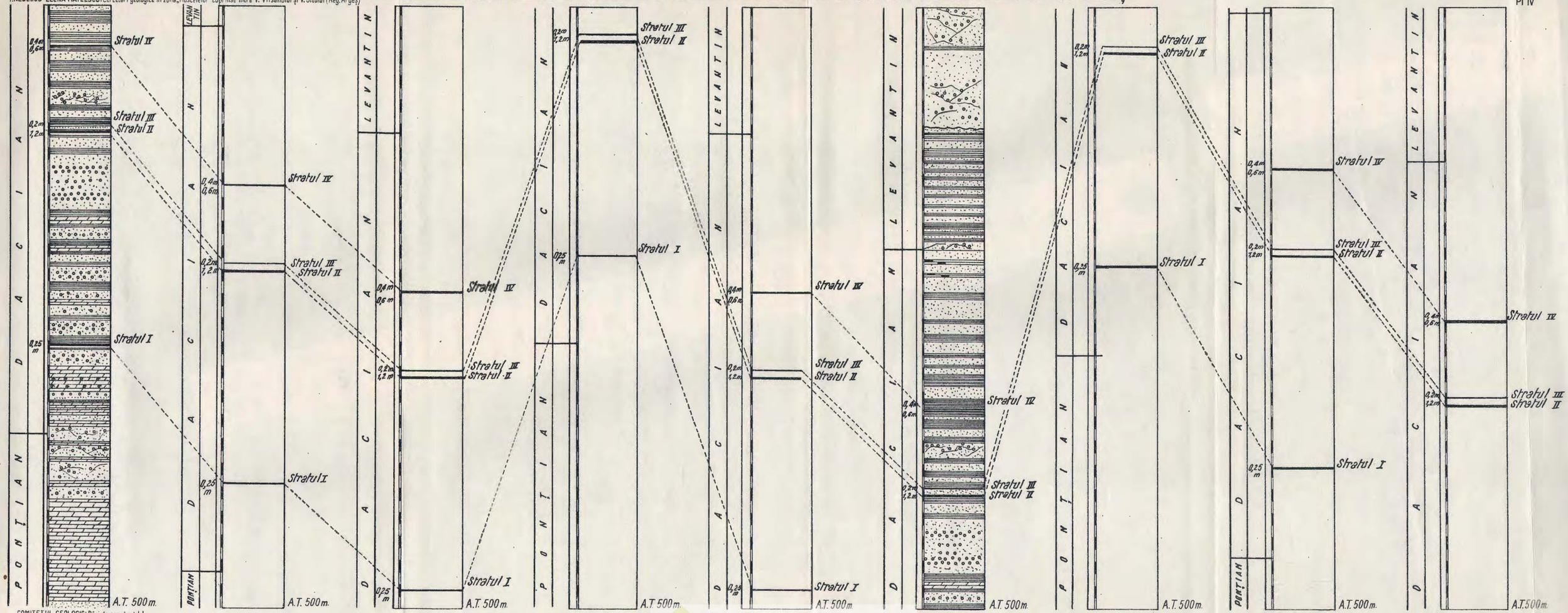
Institutul Geologic al României

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol LI/1

Imprim. atel. Inst. Geol.

COLOANE STRATIGRAFICE DE CORELARE A STRATELOR DE CĂRBUNI DACIENI ÎN REGIUNEA CURTEA DE ARGEȘ

I. NEDELCU-ELENA MATEESCU: Cercetări geologice în zona „Muscelelor" cuprinse între V. Vîlsanului și V. Oltului (Reg. Argeș)



SCARA 1:2500

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LI

Institutul Geologic al României

Imprim. atel. Inst. Geol.

cente, cu singura deosebire că prezintă înclinări mai mici. În unitatea estică, depozitele Pliocenului superior alcătuiesc un monoclin cu căderi generale spre S—SE care maschează tectonica depozitelor mai vechi (ex. anticlinalul Cerbureni).

Concluzii

Nota de faţă aduce precizări în ceeace priveşte stratigrafia depozitelor aparţinînd Sarmaţianului, Meoţianului, Ponţianului, Dacianului şi Levantinului. Inventarul faunistic şi microfaunistic, a fost completat cu forme încă nesemnalate în regiune.

Limita Ponţian-Dacian a fost trasată deasupra pachetului marnos cu *Phyllocardium planum planum* Desh. În Dacian s-a stabilit prezenţa a patru strate de cărbuni. Limita Dacian-Levantin s-a precizat pe baza unei asociaţii de macrofaună caracteristică pentru Levantinul inferior. S-a constatat că microfauna daciană se ridică pînă în Levantinul inferior şi nu poate constitui un criteriu pentru a trasa limita.

S-au separat două compartimente tectonice dispuse de o parte şi de alta a „liniei Topologului" pe care G. Murgoci (1916) o compară cu „linia Dîmboviţei": 1. Compartimentul vestic, care prin caracterele structurale aparţine stilului tectonic de la W de Olt; 2. Compartimentul estic, care se prezintă mai mult ca o zonă monoclinală cu căderi generale spre S—SE.

În compartimentul vestic s-au identificat: anticlinalul Feţeni—Schitu Matei, sinclinalul Vătăşeşti—Giurgiuveni, Anticlinalul Olăneşti, sinclinalul Stoeneşti, grupul de cute falii Sălişte, falia Stăncioiului, falia Racoviţă, falia Valea Rea, falia Dealu Mare, falia Sîmnicel, iar în compartimentul estic anticlinalul Cerbureni şi falia Bărbălăteşti. Prezenţa intercalaţiilor de tufuri şi tufite în depozitele tortoniene şi sarmaţiene presupune existenţa unor aparate vulcanice la exteriorul lanţului carpatic. Erupţiunile par să fi avut loc în intervalul Oligocen-Sarmaţian.

BIBLIOGRAFIE

Dragoş V. (1952 a) Cercetări geologice asupra regiunii dintre Topolog şi Olt. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949). Bucureşti.

Dragoş V. (1952 b) Studii geologice preliminare asupra văii Vîlsanului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* (1949). Bucureşti.

Dragoş V. (1954) Asupra structurii geologice a regiunii dintre Rîul Doamnei şi Rîul Tîrgului (Muscel). *D. S. Com. Geol* XXXVIII (1950—1951). Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Ghika-Budeşti Şt. (1940) La transgression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vîlsan. *C. R. Inst. Géol. Roum.* (1935). Bucureşti.

Grozescu H. (1929) Zăcămintele de lignit din Pliocenul Olteniei. *Inst. Geol. Rom., Stud. techn. econ.* III, Nr. 4. Bucureşti.

Ionescu-Argetoaia I. P. (1916) Orizontarea etajului pontic şi limita lui superioară şi inferioară în Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Rom.* IV. Bucureşti.

Ionescu-Argetoaia I. P. (1918) Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII. Bucureşti.

Ionescu Argetoaia I. P. (1923) Bazinul pliocenic din Depresiunea Getică şi legăturile acestuia cu bazinele învecinate. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VI. Bucureşti.

Iorgulescu T. (1953) Notă preliminară asupra rezultatelor micropaleontologice obţinute din profilele normale urmărite în judeţele Prahova, Dîmboviţa, Argeş şi Vîlcea. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1949). Bucureşti.

Iorgulescu T. (1954) Notă preliminară asupra datelor micropaleontologice obţinute în profilul normal al văii Oltului între Fedeleşoiu şi Rîmnicu Vîlcea. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950). Bucureşti.

Isac M. (1959) Prospecţiuni şi explorări geologice între valea Argeşului şi valea Vîlsanului. *Com. Geol., Stud. techn. econ.* Seria A Nr. 5 (1953—1954). Bucureşti.

Motaş I. (1955) Cercetări geologice în regiunea Bengeşti—Piţicu—Zorleşti—Negoieşti (Depres. Getică). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX Bucureşti.

Motaş I. (1960) Ponţianul din bazinul Rîul Alb—valea Dîmboviţei. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze-Geologie* VI p. 27—37. Bucureşti.

Murgoci G. (1916) Tectonica subcarpaţilor la apus de Ialomiţa. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VIII. Bucureşti.

Popescu Gr. (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora—R. Vîlcea—Olăneşti. (Depres. Getică) *D. S. Com. Geol.* XXXVIII. Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1909) Contribuţiuni la studiul muscelelor dintre Dîmboviţa şi Olt. *An. Inst. Geol. Rom.* II (1908). Bucureşti.

Protescu O. (1926) Zăcămintele de cărbuni din România. *Inst. Geol. Rom., Studii techn. econ.* III, fasc. 5. Bucureşti.

Protescu O. (1932) Privire asupra rezervelor de cărbuni din Romînia. *Inst. Geol. Rom. Studii techn. econ.* III, fasc. 8. Bucureşti.

Ştefănescu Gr. (1884) Memoriu relativ la geologia Jud. Vîlcea *An. Bir. Geol.* I. Bucureşti.

Ştefănescu S. (1886) Memoriu relativ la geologia Jud. Argeş. *An. Bir. Geol.* II. Bucureşti.

Ştefănescu S. (1896) Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et lévantines. *Mém. Soc. Geol. Franc.* VI Nr. 15. Paris.

Ştefănescu S. (1897) Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique. Lille.

Stevanović P. (1951) Pontische Stufe im engeren Sinne. *Serb. Ak. Wiss.* CLXXXVII. No. 2.

Tudor M. (1955) Stratigrafia şi fauna depozitelor tortoniene şi sarmaţiene dintre Jiu şi Olteţ. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA ZONE DE „MUSCELE" COMPRISE ENTRE LA VALLÉE DE VÎLSAN ET LA VALLÉE DE L'OLT (RÉGION D'ARGEŞ)

PAR

I. NEDELCU, ELENA MATEESCU

(Résumé)

Les formations séparées entre la vallée de Vîlsan et la vallée de l'Olt (partie NE de la Dépression gétique) appartiennent à l'Helvétien, au Tortonien, Sarmatien, Méotien, Pontien, Dacien, Levantin et Quaternaire.

En ce qui concerne les dépôts sarmatiens, méotiens, pontiens daciens et levantins, de nouvelles données paléontologiques et micropaléontologiques ont été ajoutées aux listes de faune déjà existantes.

Cinq paquets (*a*, *b*, *c*, *d*, *e*) ont été séparés dans le Pontien, individualisés du point de vue lithologique et faunique.

Un Pontien inférieur (Novorossien), constitué par les paquets *a* et *b* a été identifié, ainsi qu'un Pontien supérieur (Portaferien) qui comprend les paquets *c*, *d* et *e*. On suppose l'existence d'un Pontien moyen comparable au paquet *c*, qui contient les formes : *Caladacna*, *Limnocardium*, *Valenciennius*, *Prosodacna*, *Didacna*, *Cristaria* etc.

La teneur micropaléontologique indique le Pontien supérieur au niveau du paquet *d*. La limite Pontien—Dacien a été tracée au-dessus du paquet marneux à *Phyllocardium planum planum* D e s h. Dans le Dacien on a établi la présence de quatre couches de charbon. La limite Dacien—Levantin a été précisée grâce à une association de macrofaune caractéristique au Levantin inférieur. On a constaté à cette occasion que la microfaune passe au Levantin inférieur et que, donc, elle ne représente pas un critérium pour en tracer la limite. Du point de vue tectonique on a séparé les deux compartiments situés de part et d'autre de la „Ligne de Topolog" : le compartiment W appartient, par ses caractères structuraux, au style tectonique de l'W de l'Olt, tandis que le compartiment E représente une zone monoclinale à pendages généraux S—SE.

Les suivants éléments structuraux ont été identifiés dans le compartiment W : l'anticlinal Feţeni—Schitu Matei ; le synclinal Vătăşeşti—Giurgiuveni ; l'anticlinal Olăneşti ; le synclinal Stoeneşti ; le groupe de plis-failles Sălişte ; la faille de Stăncioiu ; la faille de Racoviţă ; la faille de Valea Rea ; la faille de Dealu Mare ; la faille de Sîmnicel ; le compartiment E contient l'anticlinal Cerbureni et la faille de Bărbălăteşti.

Institutul Geologic al României

La présence des intercalations de tufs et tuffites dans les dépôts tortoniens et sarmatiens indique l'existence des appareils volcaniques à l'extérieur de la chaîne carpatique. Il paraît que les éruptions se sont produites pendant l'intervalle Oligocène—Sarmatien.

EXPLICATION DES PLANCHES ET DE LA CARTE

PLANCHES

Planche I

Coupes géologiques dans la région comprise entre la vallée de l'Olt et la vallée de Vîlsan.

Planche II

Colonne stratigraphique des dépôts néogènes de la région comprise entre la vallée de l'Olt et la vallée de Vîlsan.

Planche III

Colonne stratigraphique de corrélation des couches de lignite daciennes de la région pe Curtea de Argeş.

CARTE

Carte géologique de la région comprise entre la vallée de l'Olt et la vallée de Vîlsan.

Q, Quaternaire : a, alluvions ; b, cônes de déjection-glissements ; $^{Q}t_{i}$, terrasses inférieures ; $^{Q}t_{m}$, terrasses moyennes.

N_2, Pliocène ; $^{N}2_{l}$, Levantin ; $^{N}2_{d}$, Dacien ; $^{N}2_{p}$, Pontien ; $^{N}2_{m}$, Méotien.

N_1, Miocène ; $^{N}1_{bs}$, Sarmatien (Bessarabien) ; $^{N}1h_{1}$, Tortonien inférieur ; $^{N}1h_{2}$, Helvétien — horizon supérieur; $^{N}1h_{1}$, Helvétien — horizon inférieur ;

1, pendage et direction des couches ; 2, surface structurale ; 3, faille ; 4, pli-faille ; 5, anticlinal ; 6, synclinal ; 7, périanticlinal 8, périsynclinal ; 9, traces des coupes ; 10, point fossilifère ; 11, tuffites ; 12, tufs ; 13, ligne de contact anormal (de transgression) ; 14, ligne de contact normal ; 15, carrière ; 16, mine abandonnée ; 17, affleurements de lignite ; 18, couches de lignite interpolées ; 19, escarpements ; 20, forages d'exploration d'hydrocarbures ; 21, forages d'exploration de lignite.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE PE MARGINEA DE S A DEPRESIUNII TRANSILVANIEI [1])

DE

M. PAUCĂ, ANTOANETA CLEMENS, SILVIA TIUTIUCA

Abstract

Geological Investigation on the South Border of Transylvania Basin. On the South border of Transylvania Basin, marine Tortonian and Sarmatian sediments as well as Quaternary deposits have been identified. Macrofossils are very seldom due to a highly intensive sedimentation. On the contrary, the Miocene microfauna is abundant and includes great number of Paleogene reworked species. The crystalline basement consists of blocks disposed at different levels. Their movements resulted in the intensity of sedimentation and the relatively simple tectonics of the Neogene cover. The boundary between the crystalline and the sedimentary rocks is demonstrated by a particularly significant fracture line.

Marginea de S a Depresiunii Transilvane, cuprinsă între cotul Oltului de la Avrig, în W şi cotul Oltului de la Hălmagi, în E, se prezintă sub forma unui mare bazin de eroziune, bazinul Făgăraşului, care a luat naştere în Pliocenul superior şi în Cuaternar. Cercetările noastre au acoperit regiunea de la S de Olt, cuprinsă între W de oraşul Făgăraş şi localitatea Avrig, pînă în Cristalinul Făgăraşului.

Neogenul din această regiune a făcut pînă în prezent obiectul unui număr cu totul redus de cercetări care, în plus, se referă numai la suprafeţe restrînse. Este vorba de lucrarea lui Şt. Cantuniari (1926) şi a lui H. Wachner (1927).

De această regiune nu s-au ocupat nici echipele lui H. Böckh [2]) care în anii 1911—1913 au acoperit aproape întreaga Depresiune a Tran-

[1]) Comunicare în şedinţa din 22 mai 1964.

[2]) H. Böckh. Kurzer, zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911—1913 durchgeführten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenb. Beckens. kgl. ung. Finanzministerium, Budapesta 1913.

Institutul Geologic al României

silvaniei cu prospecţiuni pentru gaz metan, şi nici lucrările lui Mrazec-Jekelius (1927) asupra domurilor de gaze. Lucrările lui M. Ilie (1955, 1958) care se ocupă de Neogenul situat pe marginile de SW şi de SE a Depresiunii Transilvane şi de la N de Olt, nu dau relaţii asupra celei mai mari părţi din regiunea de care ne ocupăm. De asemenea studiul monografic al lui A. Vancea (1960) lasă o lacună asupra acestei regiuni.

Datele cele mai noi, de care dispunem, se găsesc în cele trei rapoarte de prospecţiuni ale geologilor din Ministerul Petrolului (Tr. Ichim [1]), I. Bucur-Gräf [2]) şi Ciupagea [3]), apoi în hărţile de sinteză ale acestui Minister, foile Braşov şi Sibiu la scara 1 : 100 000 publicate în 1957 şi 1958, precum şi în studiul micropaleontologic al lui Costea [4]).

Cauzele rămînerii în urmă a cunoştinţelor geologice asupra acestei regiuni sînt în număr de trei. În primul rînd este prezenţa unui acoperiş aproape continuu de pietrişuri piemontane, fluvioglaciare şi deluviale care îngreunează foarte mult prospecţiunile geologice şi geofizice. În al doilea rînd constatăm lipsa de indicaţii asupra unor zăcăminte minerale exploatabile care ar fi determinat un interes sporit pentru regiune. A treia cauză este lipsa unor puncte fosilifere importante care atrăgeau în mod deosebit pe geologi în timpul celei de a doua jumătăţi a secolului trecut şi în primul deceniu al secolului nostru.

Întrucît cercetările noastre au reuşit să aducă totuşi numeroase precizări asupra geologiei acestei regiuni, credem necesar să le facem cunoscute în scopul de a facilita prospecţiunile şi explorările viitoare.

Stratigrafie. Sedimentele întîlnite aparţin Tortonianului, Sarmaţianului şi Cuaternarului.

Tortonianul. Din lucrările lui A. Vancea se poate constata existenţa a cinci orizonturi în Tortonianul Depresiunii Transilvane. Începînd din bază ele sînt: Orizontul tufului de Dej, Formaţiunea cu sare, Complexul marno-grezos, Orizontul conglomeratic şi Orizontul marno-tufaceu.

---

[1]) Tr. Ichim. Cercetări geologice în regiunea Arpaş—Făgăraş—Perşani. Rap. Geol. 325, I.P.G.G. 1958 Bucureşti.

[2]) I. Bucur-Gräf. Raport asupra lucrărilor de cercetări geologice în regiunea Şeica Mare—Sibiu—Avrig—Ghimbav. Rap. Geol. 285 I.P.G.G. 1959, Bucureşti.

[3]) D. Ciupagea. Perspectivele de ţiţei şi gaze ale Depresiunii Transilvaniei. Studii geologice complexe. Tema 119, 1962, I. L. Geo, Bucureşti.

[4]) I. Costea. Studiul micropaleontologic al Neogenului din Transilvania cu aplicarea practică la stabilirea vîrstei formaţiunilor geologice şi precizarea orizonturilor stratigrafice ale carotelor mecanice din sonde. Reg. Sibiu—Făgăraş, Tema 66 — C.I.L. Geo. 1962.

Institutul Geologic al României

Din aceste cinci orizonturi, în regiunea cercetată am constatat prezenţa celor două orizonturi superioare ale Tortonianului, anume orizontul conglomeratic şi cel marno-tufaceu. Existenţa celor trei orizonturi din bază n-a putut fi constatată întrucît pretutindeni pe marginea de N a masivului Făgăraş, Cristalinul ia contact direct cu un puternic orizont de conglomerate, deasupra căruia urmează un complex marno-tufaceu. În special existenţa în adîncime a formaţiunii cu sare s-ar manifesta prin prezenţa izvoarelor sărate, dar acestea apar numai în număr mic pe o suprafaţă limitată din vestul regiunii cercetate şi sînt ape de zăcămînt.

Lipsa celor trei orizonturi din baza Tortonianului o atribuim nedepunerii lor, datorită prezenţei, în acel timp, a unei zone de uscat pe marginea de S a depresiunii.

Orizontul conglomeratic constă dintr-o alternanţă de strate de conglomerate groase pînă la cîţiva metri, cu strate marno-grezoase micacee cu o grosime variabilă. Elementele de conglomerate sînt în general puţin rulate şi constau din elemente de diferite origini, provenite din ţărmul învecinat. Ele constau predominant din Cristalin la care se adaugă, local, în funcţie de alcătuirea ţărmului (în E munţii Perşani, în W apropierea defileului Oltului), calcar cristalin sau jurasic etc.

În baza conglomeratului, pe un afluent drept al văii Sîmbătei am constatat prezenţa tufului dacitic care corespunde nivelului de tuf inferior de la Tălmaci (Gr. Alexandrescu, P. Şoigan, 1962).

Diametrul elementelor din conglomerate începe de la cîţiva mm, pentru a ajunge în unele cazuri pînă la 0,5 m. Gradul de cimentare al bancurilor de conglomerat este variat. Culoarea predominantă este cea cenuşie, dar uneori conglomeratele prezintă o culoare roşcată datorită alterării materialului de Cristalin. După fosilele remaniate (numuliţi etc.) conglomeratul trebuie să conţină şi material de vîrstă paleogenă.

Intercalaţiile frecvente de marne nisipoase, micacee, prezintă o culoare cenuşie, numai rareori roşcată. Deschiderile cele mai bune în acest orizont le întîlnim în jumătatea de W a regiunii, unde sedimentele fluvio-glaciare ale Pleistocenului superior au fost erodate în măsură mai mare ca o consecinţă a apropierii nivelului de bază coborît din defileul Oltului. În regiunea de W, conglomeratul este deschis pe văile scurte în timp ce văile care coboară din creasta Făgăraşului sînt acoperite cu mult pietriş, depus la ruptura de pantă.

Vîrsta tortoniană a conglomeratelor o bazăm pe prezenţa următoarelor fosile găsite pe Valea Mare a Porumbacului : *Galeodes* (*Galeodes*) *cornutus* Hilb., *Cerithium* aff. *nodosoplicatum* Hörn., *Buccinum*

Institutul Geologic al României

aff. *duplicatum* Hilb., *Turritella turris* Bast., *Cardium* sp., *Venus* sp., *Lucina* sp., *Pectunculus* sp., *Pecten* sp.

O altă macrofaună, căreia noi îi atribuim aceiaşi vîrstă, a fost găsită în aceleaşi conglomerate de V. Zotta[1]) pe pîrîul Brădet şi pîrîul Piscul Strîmt de la SE de Şercaia. De asemenea pe valea Liscovului (SW de Porumbacul de S) la izvorul numit „Şipotul Mînăstirii" apar marne micacee cu o înclinare de 75°N, în care am găsit un fragment de *Pinna* sp., fosil frecvent în Tortonianul a numeroase localităţi din Transilvania.

Caracterul comun al macrofaunelor este reaua lor stare de conservare; în special bivalvele apar ca mulaje sau sub formă de fragmente. Ele reprezintă tanatocenoze, adică resturi ale unor faune mai bogate aduse de valuri din diferiţi biotopi şi îngropate împreună.

Prezenţa numuliţilor remaniaţi în conglomeratele tortoniene ne determină să admitem că Eocenul, care apare astăzi numai pe o suprafaţă relativ restrînsă la SE de Porceşti, mai acoperea în Miocenul mediu unele suprafeţe de pe versantul de N al Cristalinului făcînd legătura cu Paleogenul situat pe marginea de SW a munţilor Perşani.

În condiţiile de pădure, care caracterizează contactul sărac în deschideri bune dintre Cristalinul Făgăraşului şi Miocenul depresiunii, se întîmpină mari dificultăţi în stabilirea originii exacte a bogatului material cristalin împrăştiat în mare cantitate în regiune. Marele număr de blocuri de cristalin de diferite dimensiuni, care acopăr întreaga regiune, are trei provenienţe şi anume: ele reprezintă fie material din conglomeratele tortoniene dezagregate, fie material de piemont fluvio-glaciar sau material deluvial adus de ape de la distanţe diferite, fie în cele mai rare cazuri material din Cristalinul brecifiat şi alterat, situat dedesubt. Numai foarte rareori avem posibilitatea de a le separa, unele de altele, aceste roci cu aceiaşi compoziţie litologică, dar de origini atît de diferite. Sigur este numai că blocurile mari de cristalin au fost cărate de departe de gheţari sau torenţi întrucît Cristalinul de dedesubt este strivit complet.

Grosimea orizontului conglomeratic variază între 200 şi 700 m, dar nu ne putem da seama dacă această variaţie se datoreşte contactului tectonic dintre Cristalin şi Sedimentar sau reprezintă variaţii locale datorite sedimentării.

Înclinările depozitelor tortoniene sînt mari la contactul cu Cristalinul, unde ele măsoară cca 45° (într-un caz chiar 75°), dar la o distanţă

[1]) V. Zotta. Contribuţiuni la stratigrafia Miocenului din sudul Munţilor Perşani. Comunicare în şedinţa din 24 aprilie 1964.

Institutul Geologic al României

numai de cca 1 km de marginea Cristalinului înclinarea scade la 10°—9°. Împreună cu depozitele orizontului marno-tufaceu de deasupra, cu o grosime de cca 300 m conglomeratele formează un monoclin cu căderea spre N care poate fi urmărit în albiile văilor, în timp ce pe interfluvii depozitele monoclinului sînt mascate de pietrişuri.

Vîrsta burdigaliană, dată de Mrazec-Jekelius (1927) şi apoi de O. Schmidt (1932) pentru conglomeratul de pe marginea de W a munţilor Perşani şi apoi generalizată pentru toată rama de S a Depresiunii, se baza pe ideea acceptată în mod curent la acea dată, anume că puternicele conglomerate miocene aparţin unei presupuse transgresiuni burdigaliene. În realitate marginea de S a bazinului a fost atinsă abia de marea transgresiune tortoniană, căreia nu i se acorda pe atunci nici o importanţă. De altfel vîrsta conglomeratelor din aceiaşi zonă, care se continuă pe la N de Tălmaci şi la W de Olt, este considerată de M. Ilie şi de Gr. Alexandrescu şi P. Şoigan, ca fiind de asemenea tortoniană.

Orizontul marno-tufaceu, aflat în continuitate de sedimentare cu precedentul, încheie seria depozitelor tortoniene. Peste conglomerate se aşează mai întîi un complex tufaceu de cinerite albe cu Globigerine vizibile cu ochiul liber, precum şi din nisipuri tufacee albe. Adeseori apar intercalaţii de argile şi marne. Ca macrofosile a fost găsit numai un exemplar mic de *Ostrea* sp. pe Rîul Mare al Porumbacului, iar pe pîrîul Purcăriilor, afluent stîng al acestuia au fost găsite şi fragmente de cochilii indeterminabile.

Prezenţa în număr apreciabil a Globigerinelor a determinat pe unii geologi să atribuie aceste depozite bazei Tortonianului, fapt care nu poate fi admis pentru motivul că Globigerinele apar în număr destul de mare şi în depozitele de vîrstă sarmaţiană ale regiunii.

Pe valea Laita, deasupra conglomeratului nu apare tuful cu Globigerine, ci şisturi marno-nisipoase cu suprafeţe albicioase de sulfaţi şi nisipuri slab cimentate conţinînd fragmente de arbori incarbonizaţi. Pe Rîul Mare al Porumbacului a fost citată şi o lentilă de lignit groasă de 30 cm.

Remarcăm că acest orizont cu tuf nu poate să corespundă tufului de Dej, aşa cum o consideră raportul lui Costea, întrucît tuful nu posedă masivitatea caracteristică a acestuia şi nici o poziţie inferioară în cadrul depozitelor miocene, ci prezintă o poziţie constantă la partea superioară a Tortonianului. În consecinţă acest tuf face parte din complexul marno-tufaceu cu care se încheie seria depozitelor tortoniene din numeroase regiuni ale Depresiunii Transilvane.

Institutul Geologic al României

Cîteva analize, în care apar şi specii de *Spirialis*, executate de Laboratorul de Micropaleontologie al Întreprinderii de „Prospecţiuni", indică prezenţa Tortonianului superior. Nu există nici un argument paleontologic serios asupra existenţei în regiune a unor depozite de vîrstă pretortoniană. Această vîrstă, dată pentru unele depozite în rapoartele din anii trecuţi, se bazează pe asociaţii microfaunistice a căror încadrare cronologică este îndoielnică din cauza datelor insuficiente şi a numeroaselor remanieri. Într-adevăr în tot Neogenul din regiune studiile micropaleontologice, executate de Ministerul Petrolului, au arătat existenţa unui număr aşa de mare de microfosile remaniate din etajele precedente, încît, în lipsa unor forme proprii, ele pot fi folosite uneori pentru caracterizarea locală a unor anumite orizonturi litologice ale Tortonianului.

De altfel este cunoscut că mişcările din faza stirică, care au determinat transgresiunea tortoniană, au atins maximum de intensitate locală abia în Tortonianul superior, ale cărui depozite acoperă direct fundamentul cristalin nu numai în sudul Depresiunii Transilvane, dar şi în toate bazinele externe ale Carpaţilor Apuseni, începînd din Banat pînă în bazinul Silvaniei inclusiv.

Sarmaţianul. Spre deosebire de unele regiuni de la interiorul arcului carpatic, unde se constată o uşoară discordanţă faţă de Tortonian, depozitele sarmaţiene apar aici în continuitate de sedimentare. Ele ocupă cele mai mari suprafeţe, dacă facem abstracţie de Cuaternar, ale cărui depozite apar numai ca un înveliş cu totul superficial al depozitelor miocene. Într-adevăr cea mai mare parte din suprafaţa reliefului, care se ridică foarte lent la S de Olt, este ocupată de sedimentele acestui etaj.

În timpul mişcărilor din faza moldavică de la limita Tortonian-Sarmaţian regiunea a continuat să se scufunde favorizînd acumularea pachetului marno-tufaceu cu o grosime de cca 700 m, atribuit pînă de curînd Buglovianului. Împreună cu cei cca 800 m de sedimente atribuite şi anterior Sarmaţianului, acest etaj totalizează o grosime de cca 1500 m.

Depozitele sarmaţiene propriu-zise, în afară de marne şi de nisipuri slab cimentate şi adeseori cu stratificaţie torenţială, cimentate local sub formă de concreţiuni în general sferice sau cu aspect bizar — trovanţi — precum şi de tufuri, mai conţin intercalaţii microconglomeratice formate din cuarţ bine rulat. Sarmaţianul se mai caracterizează prin prezenţa a numeroase pelicule albicioase de material vulcanic pe suprafeţele stratelor precum şi prin intercalaţii de marno-calcare dure sub formă de strate groase de cîţiva cm. Intercalaţiile de tufuri sau tufite groase sînt de culoare cenuşie.

Institutul Geologic al României

Petecele din regiunea satelor Porumbacu de jos şi Sărata, atribuite pe harta 1 : 100.000 a Ministerului Petrolului etajului Tortonian, aparţin în realitate Sarmaţianului inferior pe baza următoarelor fosile : *Syndesmia reflexa* (E i c h w.), *Ervilia trigonula* S o k., *Mohrensternia* sp. şi *Bulla* sp. Au fost găsite şi resturi de peşti. Exemplare frumoase din primele 2 specii pot fi colectate din marne cenuşii nisipoase de la SE de Avrig în versantul stîng al Rîului Mare. Alt punct fosilifer se află în versantul stîng al văii Sărata chiar pe teritoriul satului Sărata, unde se găsesc şi exemplare de *Hydrobia* sp.

Sărăcia în macrofaună a Sarmaţianului din această regiune o atribuim apelor mereu tulburi din timpul unei epoci de subsidenţă intensă care au împiedicat dezvoltarea animalelor cu respiraţia branchială. Spre deosebire de Tortonian, ale cărui sedimente sînt în cea mai mare parte de provenienţă locală, sedimentele sarmaţiene, prezentîndu-se foarte fine, au fost aduse de curenţi de la o mare depărtare, provenind probabil din flişul Carpaţilor orientali.

Analizele micropaleontologice ale colectivului C o s t e a, au arătat că microfauna sarmaţiană este tot aşa de bogată ca şi cea tortoniană, caracterizîndu-se prin marele număr de exemplare remaniate din depozitele mai vechi şi prin unele specii comune cu Tortonianul.

Pliocenul a acoperit întreaga regiune studiată, dar depozitele sale au fost erodate începînd de îndată după retragerea apelor sale şi în Cuaternar.

Cuaternarul. Depozitele de această vîrstă sînt de origine terestră. Ele îşi datoresc geneza eroziunii intense care a avut loc în cuprinsul masivului cristalin al Făgăraşului ca o consecinţă a marelui număr de gheţari care acopereau versantul de N al acestui masiv. Întrucît, conform ideilor admise în general, glaciaţia din Carpaţi corespunde epocii Würm, vîrsta pietrişurilor urmează să aparţină Pleistocenului superior şi nu Villafranchianului, cum se credea anterior.

Depozitele de vîrstă cuaternară se caracterizează prin grosimea lor în general foarte redusă (1—10 m, rareori mai mult), precum şi prin suprafaţa enormă (cca 70% din regiune) pe care o acopăr. Ele sînt reprezentate prin sedimente grosiere de piemont, prin depozite fluvio-glaciare, prin terase vechi (Pleistocen superior) şi noi (holocene), prin conuri de dejecţie şi prin depozite proluviale loessoide.

Grosimea depozitelor cuaternare descreşte începînd din regiunea de contact cu Cristalinul în spre N, pentru ca în malul stîng al Oltului ele să aibă grosimi numai de cca 1 m. Adesea pietrişul prezintă intercalaţii de nisipuri torenţiale.

Institutul Geologic al României

Cîmpia piemontană de pe stînga Oltului a luat naştere din contopirea şi înaintarea spre N a numeroaselor conuri de dejecţie pe care le depuneau marele număr de pîraie de îndată ce ieşeau din albiile lor înguste din Cristalin. Unele din aceste pîraie, ca de ex. valea Sîmbetei, de îndată ce părăsesc Cristalinul, prezintă o cotitură bruscă spre dreapta sau stînga înconjurînd conul de dejecţie depus anterior. Înaintarea continuă spre N a conurilor de dejecţie se poate constata şi din generaţiile mai noi de pîraie temporare, care au luat naştere la diferite distanţe de marginea Cristalinului.

Pietrişurile piemontane sînt acoperite în cele mai multe regiuni de un strat gros de 0,5—2 m de argile roşii proluviale, nisipoase şi cu aspect loessoid, adeseori şi de culoare gălbuie.

În Holocen, Oltul şi-a stabilit cursul său actual cu o luncă aluvială largă şi cu numeroase meandre, datorită pantei sale foarte mici, cît şi numeroşilor afluenţi care l-au împins mereu spre N şi numai rareori în sens contrar.

Tectonica. Problemele tectonice ale regiunii nu sînt mai puţin interesante în comparaţie cu cele stratigrafice şi, ca şi acestea din urmă, pînă acum tot aşa de puţin clarificate.

De la început este cazul să remarcăm că se pot distinge trei etaje structurale : unul superior alcătuit din depozite neogene, unul intermediar compus din sedimente de vîrstă paleogenă şi mezozoică şi unul inferior. alcătuit din Cristalin. Individualizarea acestor etaje structurale este consecinţa mişcărilor orogene stirice (Miocen mediu), laramice (Danian) şi mişcărilor mai vechi.

Regiunea cercetată acopere o suprafaţă insuficientă, pentru a ne putea limita la ea în scopul rezolvării tuturor problemelor tectonice pe care le pune. În consecinţă ne vom referi adesea la regiunile învecinate pentru a ne putea explica aşezarea sedimentelor care alcătuiesc etajele structurale inferior şi mediu. Referirea la regiunile învecinate se impune cu atît mai mult cu cît rezultatele cercetărilor noastre nu pot fi completate sau verificate prin cercetări geofizice sau prin foraje, care lipsesc aproape cu desăvîrşire sau posedă numai un caracter informativ.

În tectonica regiunii cercetate constatăm existenţa a patru elemente structurale importante : fractura Făgăraşului de N, monoclinul sud-transilvan, sinclinalul sud-transilvan şi zona cutată de vest.

Fractura Făgăraşului de N este consecinţa structurii în blocuri a fundamentului cristalin al regiunii. Existenţa acestei fracturi a produs în trecutul apropiat, unele discuţii. Bănuită de De Martonne încă din

Institutul Geologic al României

1907 pe bază de criterii geomorfologice, ea este contestată de M. Ilie (1958) şi apoi de Al. Manea (1962), în timp ce R. Dimitrescu o admite local mai întîi în raportul său din 1957 [1]), şi apoi în lucrarea sa din 1964.

Contestarea acestei fracturi, care este totuşi una din cele mai importante din ţara noastră, prin lungimea sa de cca 50 km şi prin săritura de cca 2500 m, se datoreşte faptului că pînă de curînd ea n-a putut fi observată nemijlocit pe teren din cauză că regiunea de contact dintre Cristalin şi Sedimentar este acoperită de o mare cantitate de pietriş de diferite origini, care camuflează relaţiile tectonice. Geologii, care au contestat-o erau de părere că limita Cristalin—Neozoic reprezintă o limită de transgresiune a conglomeratului.

Cele cîteva drumuri forestiere, tăiate în ultimii ani în lungul văilor de pe marginea de N a masivului Făgăraş, arată însă în interiorul Cristalinului existenţa unei puternice zone de breciere la contactul cu sedimentele neogene. Cristalinul apare strivit cu frecvente oglinzi de fricţiune şi cu pelicule de pirită, alteori „putrezit" pe o lăţime de zeci sau de sute de metri, fără a fi excluse unele cazuri cînd el apare sub formă de intercalaţii nealterate şi compacte, relativ subţiri, care permit luarea poziţiei.

Săritura de cca 2500 m a fracturii Făgăraşului de N a fost calculată din diferenţa de altitudine, care depăşeşte această cifră măsurată între altitudinea de cca 2500 m a crestei acestor munţi (anterior eroziunii glaciare altitudinea acestora era desigur mult mai mare) şi adîncimea prezumtivă de cel puţin 500 m la care se află Cristalinul sub conglomeratul tortonian. Precizăm că această denivelare importantă nu este consecinţa unei singure falii, ci a unui sistem complex de falii paralele şi cu direcţia E—W, existent pe toată lăţimea de cca 10 km a versantului de N a acestor munţi. Dintre aceste falii, cu mult cea mai importantă prin săritura sa, este aceia care se prezintă sub formă de brecie şi marchează contactul dintre depresiune şi Cristalin.

În afară de impresionanta denivelare geomorfologică şi de prezenţa unei brecii importante, existenţa acestei falii mai reiese din contactul aproape rectiliniu şi pe o mare distanţă dintre depozitele a două formaţiuni de vîrstă foarte diferită (Cristalin şi Neogen), precum şi din faptul că, începînd probabil din timpul mişcărilor laramice, cînd a luat naştere, această falie a funcţionat continuu permiţînd pe de o parte ridicarea sub formă de horst, a masivului Făgăraş şi erodarea sedimentelor mezozoice—

[1]) R. Dimitrescu, G. Pitulea, Al. Manea, M. Trifulescu. Raport pe 1957 asupra cercetărilor din Masivul cristalin al Făgăraşului. Arhiva Inst. Geologic.

Institutul Geologic al României

paleogene care, în Miocen, mai existau în unele puncte pe versantul de N al acestor munţi, iar pe de altă parte adîncirea continuă a fundamentului din regiunile învecinate ale depresiunii.

De altfel fractura Făgăraşului de N nu este singura existentă în această regiune, ci prospecţiunile gravimetrice şi magnetice (G a v ă t, 1963) au stabilit existenţa în fundamentul cristalin a unei a doua zone de fracturi, pe care noi o numim fractura Meta—Făgăraş. Aceasta este descrisă ca o fractură regională, adică structurală de gradul II. Această fractură care, începînd de la Avrig, trece prin regiunile satelor Porumbacu de sus, Arpaşu de sus, Ucea de sus, Drăguş, Pojorta, Hîrseni şi ajunge la Vlădeni, figurează şi pe harta cutremurului din ianuarie 1916 din lucrarea lui M. D r ă g h i c e a n u (1926) ca o linie cu intensitate seismică de gradul 8.

Lucrarea lui G a v ă t indică existenţa şi a unei a treia fracturi cu aceiaşi direcţie E—W, situată mult mai la N între Alba Iulia şi Racoşu de Jos pe care noi o numim fractura Para—Făgăraş. Aceasta este considerată ca o fractură crustală, adică structurală de ordinul I. Cele două din urmă fracturi se caracterizează prin scufundarea blocurilor situate la N de ele.

Lipsa în lucrarea lui G a v ă t, a unei linii structurale corespunzătoare fracturii Făgăraşului de N o atribuim lipsei cercetărilor geofizice din regiune.

Prospecţiunile gravimetrice şi magnetometrice nu ne indică însă denivelările produse de aceste 2 fracturi în interiorul Cristalinului. Denivelarea fracturii Meta—Făgăraş este apreciată de noi la minimum de 1000 m, pentru motivul că forajul de la Ucea de Jos, n-a atins Cristalinul nici la 1786 m.

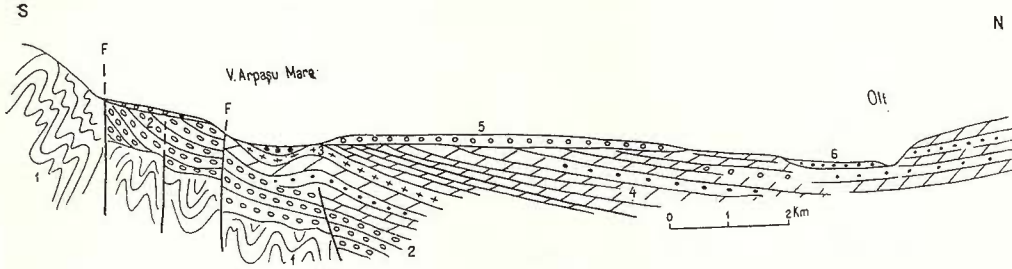
Este cazul să constatăm că fractura Făgăraşului de N nu prezintă o denivelare constantă în tot lungul ei, ci atinge valori scăzute la cele două extremităţi. Aceasta reiese din prezenţa Eocenului de la Porceşti şi a Paleogenului de pe marginea de SW a munţilor Perşani în timp ce în regiunea intermediară depozitele paleogene lipsesc.

Acest fapt ne determină să admitem ideia existenţei în Cristalinul din fundamentul regiunii noastre a unor falii transversale cu direcţia N—S. Existenţa unor asemenea falii a putut fi constatată de altfel şi în Neogen în cîteva regiuni de la contactul cu Cristalinul (Rîul Mare—Porumbacu, pîrîul Liscogelului). De asemenea, falii cu această direcţie am constatat şi în interiorul Cristalinului, ca de ex. pe valea Bîlii, pe a cărui curs superior intercalaţiile de calcar cristalin apar cu o decroşare

Institutul Geologic al României

pe cei doi versanţi. Trei mici falii cu direcţia aproximativă N—S apar în interiorul Cristalinului şi pe harta lui A. Manea (1962).

Bănuiala noastră este că numeroase dintre văile principale care, venind din apropierea crestei Făgăraşului, coboară pînă în depresiune, s-au instalat pe asemenea fracturi cu direcţie N—S care fragmentează marele horst cristalin într-un mare număr de blocuri secundare. Aceste falii n-au putut fi recunoscute pînă acum din cauza materialului aluvionar de pe văi, a rarităţii deschiderilor bune din pădure şi a materialului deluvial ce acopere pantele.



Profil S—N prin monoclinul sud-transilvan (1 : 100.000).
1, cristalin; 2, conglomerat; 3, orizontul marno-tufaceu al Tortonianului; 4, Sarmaţian; 5, piemont pleistocen; 6, aluviunile Oltului. F, falii.

Coupe S—N dans le monoclin sud-transylvain (1 : 100.000).
1, cristallin; 2, conglomérat; 3, horizon marno-tufacé du Tortonien.; 4, Sarmatien; 5, piémont pléistocène; 6, alluvions de l'Olt; F, failles.

Deşi cu o săritură aşa de mare, fractura Făgăraşului de N este lipsită total de erupţiuni neogene, spre deosebire de fractura Harghitei care a fost teatrul unor îndelungate fenomene vulcanice. Comportarea deosebită a celor două fracturi este consecinţa faptului că, în timp ce la prima fractură cele două aripi au fost permanent strînse, aripile fracturii Harghitei au avut şi epoci de relaxare uşoară, cînd au putut avea loc erupţiunile.

Monoclinul sud-transilvan constă din depozite de vîrstă tortoniană reprezentate prin orizonturile conglomeratice şi marno-tufaceu (vezi figura).

Înclinările de 45° şi chiar mai mari spre N, constatate în această unitate tectonică, le atribuim nu unor presiuni tangenţiale exercitate dinspre sud, ci ridicării blocurilor de cristalin din fundament, ridicare care a determinat înclinarea Sedimentului imediat învecinat. Prezenţa în această unitate şi a unor căderi spre S dovedeşte că fundamentul este puternic dizlocat, constînd din numeroase blocuri mici, situate la altitudini diferite.

Institutul Geologic al României

Acest monoclin se întinde cu lățimi de 1—2 km pe aproape toată rama de S a bazinului începînd din E de pe valea Sebeșului pînă în vestul Avrigului.

Într-o singură regiune, pe dreapta văii Arpașul Mare, la o distanță de cca 1 km de contactul Cristalin—Sedimentar, monoclinul apare slab cutat cu direcția aprox. E—W, într-o deschidere de cca 100 m. Cauza acestui accident tectonic o atribuim deranjamentelor locale ale fundamentului, care s-ar afla aici la o adîncime relativ mică.

Sinclinalul sud-transilvan. Pe marginea lor de N depozitele monoclinului se apropie de orizontală luînd parte la alcătuirea unui sinclinal larg și cu fundul plat, avînd o lățime cuprinsă între cca 10 km în E și 5 km în W. Datorită sedimentelor pleistocene și holocene care acopăr suprafața acestui sinclinal în proporție de cca 96%, deschiderile sînt foarte rare și, în plus, neconcludente, ele fiind reprezentate adesea prin roci alterate pe o mare grosime. Sedimentele din care constă această unitate aparțin în cea mai mare parte Sarmațianului.

Existența acestui sinclinal se manifestă pe de o parte prin înclinarea spre N a depozitelor ce alcătuiesc monoclinul descris precedent, iar pe de altă parte prin ridicarea pe care o prezintă depozitele sarmațiene bine deschise în malul drept abrupt al Oltului, unde se dezvoltă cea de a patra unitate tectonică.

Axul acestui sinclinal care, venind din regiunea de la S de orașul Făgăraș, se continuă spre W numai pînă în regiunea de la W de Scorei, este situat la cca 3—4 km spre S de șoseaua Brașov—Sibiu. Datorită ridicării tectonice de la W de Scorei, sinclinalul n-a mai putut fi identificat și în sectorul de W al regiunii studiate.

Zona axială a acestui sinclinal se suprapune fracturii Meta-Făgăraș din fundamentul cristalin, fără a lăsa să se constate deranjamente în cuvertura miocenă. Faptul ne îndreptățește să admitem că această fractură n-a mai fost mobilă începînd din Miocenul mediu, spre deosebire de fractura Făgărașului de N care a jucat și în timpul Pleistocenului.

Din punct de vedere tectonic cele două unități precedente corespund zonei necutate pe care M r a z e c — J e k e l i u s o separă pe marginile depresiunii.

Zona cutată internă. M r a z e c — J e k e l i u s, în schema lor asupra tectonicii Depresiunii Transilvane, disting între zona necutată marginală și zona internă de domuri, o zonă îngustă în care tectonica este exprimată prin puternice cute diapire cu sîmburi de sare. Această zonă, care a putut fi constatată aproape de jur împrejurul depresiunii, lipsește în regiunea

Institutul Geologic al României

studiată de noi, unde zona necutată ia contact direct cu regiunea internă de domuri.

Zona cutată internă prezintă maximum de dezvoltare la N de Olt. Pe suprafaţa cercetată ea nu se dezvoltă uniform, ci apare numai în regiunile de la W de Scorei, unde ea depăşeşte Oltul spre S (acesta însuşi fiind aici arcuit spre S), apropiindu-se astfel mult de rama cristalină.

Ridicarea de la W de Scorei este separată de sinclinalul sud-transilvan probabil printr-o falie cu direcţia N—S situată în regiunea satului Sărata. Această ridicare se manifestă prin suprafaţa lărgită pînă la 10 km a sedimentelor tortoniene la SW de Avrig, sedimente care vin în contact cu Eocenul de la Porceşti, precum şi printr-o tectonică mai agitată în comparaţie cu tectonica regiunii de la E de Scorei.

Este posibil ca sectorul din valea Oltului, cuprins între Avrig şi Porceşti, să urmărească o fractură cu direcţia NE—SW, fractură care n-a putut fi constatată pe teren datorită dezvoltării aluviunilor. Această fractură a văii Oltului ar reprezenta continuarea zonei de deranjament intens care taie transversal Carpaţii meridionali, zonă folosită de Olt pentru străpungerea Cristalinului.

În cuprinsul zonei de la W de Scorei am putut verifica existenţa, de la W spre E, a următoarelor cute, cunoscute din lucrările lui M. Ilie (1955).

Anticlinalul Săcădate—Avrig, cu direcţia NW—SE, vine de peste Olt, trecînd pe la E de Avrig. Constă din depozite sarmaţiene.

Sinclinalul Rîul Mare—Rîul Teiş, cu aceeaşi direcţie, vine de pe dreapta Oltului, unde constă din Pliocen. La S de Olt, ridicîndu-se, este format numai din depozite sarmaţiene.

Anticlinalul Glîmboaca—Porumbacu cu direcţia WNW—ESE constă numai din depozite sarmaţiene, ca o urmare a ridicărilor sale la S de Olt.

Întrucît priveşte etajul structural intermediar, reprezentat prin Mezozoic şi prin Paleogen, acesta nu apare la zi în regiunea cercetată, ci este cunoscut numai în forajul de la Ucea de Jos, sub formă de calcar aparţinînd probabil Triasicului. De asemenea depozitele paleogene, apărînd în regiunile învecinate numai sub formă de petece, este probabil ca ele să existe şi în fundament tot numai pe suprafeţe restrînse.

Prezenţa în forajul de la Ilimbav a Cristalinului la adîncimea de 1355 m, peste care se aşează direct sedimentele miocene fără sare, dovedeşte că suprafaţa etajului structural inferior format din Cristalin, este foarte accidentată. Cristalinul nu se afundă, deci, uniform înspre interiorul depresiunii, ci constă din numeroase blocuri situate la adîncimi diferite. În timp ce la Ucea de Jos, Cristalinul n-a fost atins nici la 1786 m,

Institutul Geologic al României

la Ilimbav numai cca 10 km spre interiorul bazinului, Cristalinul apare mai ridicat cu cel puțin 400 m.

Tectonica relativ agitată a Neogenului dintre Sibiu și Ilimbav o atribuim acestei apropieri de suprafață a Cristalinului.

Explicarea fenomenelor, care au avut loc în cadrul acestei regiuni restrînse, se poate face numai încadrîndu-ne în evoluția geologică a regiunilor învecinate ale arcului carpatic, adică în mișcările suferite de acesta.

Într-adevăr, istoria geologică a regiunii este caracterizată prin influența determinantă a puternicelor mișcări verticale suferite de blocurile din fundamentul acestui sector al arcului carpatic. Se poate constata că începînd cu mișcările laramice, blocul cristalin al Făgărașului a suferit o mișcare de continuă ridicare, în timp ce blocurile din cuprinsul Depresiunii transilvane au suferit o mișcare de scufundare continuă, permițînd acumularea unui pachet foarte gros de sedimente neozoice. Blocurile intermediare, care alcătuiesc fundamentul regiunii cercetate, deși aparțin depresiunii, au prezentat totuși o epocă de exondare începînd din Oligocenul superior pînă în Miocenul mediu. Ca și în alte regiuni ale scoarței, putem constata și aici menținerea timp îndelungat a sensului de mișcare ascendentă sau descendentă a diferitelor blocuri, deci o ereditate a sensului de mișcare al lor.

Marile mișcări ale scoarței din timpul Miocenului mediu, care în rocile plastice ale Carpaților orientali s-au manifestat sub formă de cutări intense, s-au manifestat asupra blocurilor rigide ale Cristalinului numai sub formă de ridicări sau de coborîri ale diferitelor compartimente.

Puternica denivelare produsă în timpul Tortonianului ca o consecință, pe de o parte a ridicării blocului cristalin al Făgărașului, iar pe de altă parte a scufundării blocurilor din fundamentul depresiunii, a avut drept consecință o denudare intensă a Cristalinului Făgărașului și depunerea la poalele acestuia a unei stive foarte groase de pietrișuri piemontane, care reprezintă astăzi conglomeratele tortoniene.

Departe de a reprezenta conglomerate de transgresiune, cum s-a admis pînă acum, acestea reprezintă în realitate materialul sedimentat cu o deosebită intensitate la poalele unui bloc ridicat brusc, ca o consecință a ruperii echilibrului de relief anterior, produsă de mișcările din faza stirică.

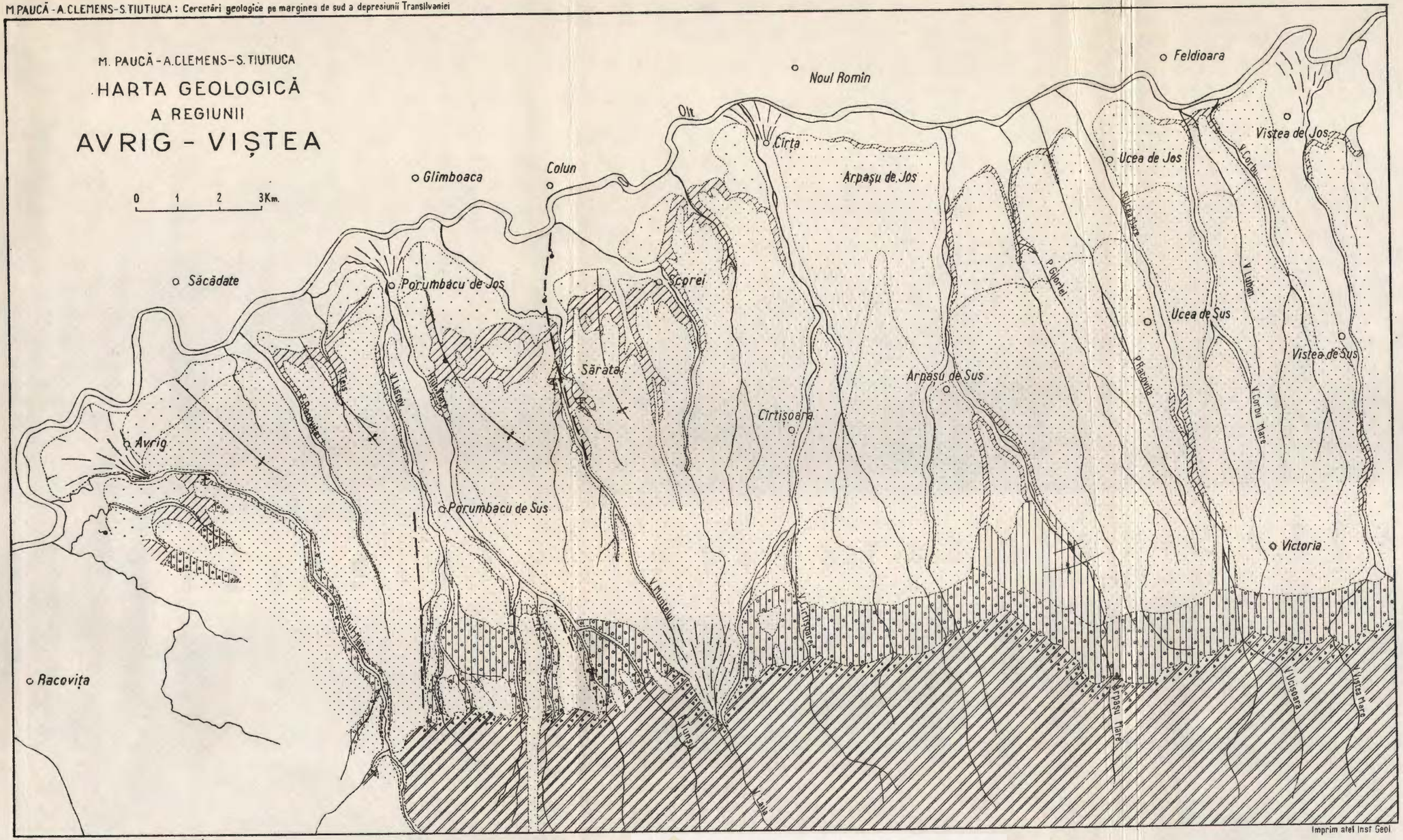
Ridicarea blocului cristalin al Făgărașului a continuat în cea de a doua jumătate a Pliocenului și s-a accentuat mult în Cuaternar. Forța vie a numeroșilor torenți care coborau din creasta apropiată a Făgărașului și prezența cursului Oltului paralelă cu munții, au fost cele două cauze care au determinat erodarea depozitelor încă moi ale Pontianului. Acestea

Institutul Geologic al României

M. PAUCĂ - A.CLEMENS - S. TIUTIUCA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII AVRIG - VIȘTEA

0 1 2 3Km.



LEGENDA

1 CUATERNAR
- Holocen
  - Aluviuni
  - Terasă inferioară
- Pleistocen
  - Terasă medie
  - Terasă superioară

2 Sarmațian

3 Tortonian
- Oriz. tufaceu marnos
- Oriz. conglomeratic

4 CRISTALIN

5 Limită geologică

6 Falie

7 Anticlinal

8 Sinclinal

9 Izvor NaCl

10 Breciile tectonice

11 Puncte fosilifere

12 Con de dejecție

Imprim atel Inst Geol

Institutul Geologic al României

luau contact şi aici, ca şi în regiunea de la S de Sibiu, cu Cristalinul, dînd naştere astfel depresiunii de eroziune a Făgăraşului.

Ridicarea continuă a masivului cristalin se poate recunoaşte şi din asimetria afluenţilor Oltului şi ai celor două Tîrnave, cei de pe stînga fiind mult mai lungi în comparaţie cu cei de pe dreapta. Începînd din Pliocenul superior cursurile acestor trei rîuri au fost împinse mereu spre N ca o consecinţă a ridicării Cristalinului.

Această ridicare a fost însă de o intensitate mult mai mică în Pliocen şi Cuaternar, în comparaţie cu aceia a Carpaţilor orientali, fapt care rezultă în primul rînd din direcţia E—W a reţelei hidrografice din depresiune, precum şi din provenienţa din Carpaţii orientali a celei mai mari părţi a sedimentelor neogene.

Dacă totuşi Carpaţii orientali prezintă astăzi altitudini mult inferioare Carpaţilor meridionali, cauza este că primii, fiind alcătuiţi în special din sedimente sub facies de fliş, au fost supuşi unei eroziuni mai intense în comparaţie cu rocile dure ale Cristalinului din Carpaţii meridionali.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Şoigan P. (1962). Observaţii geologice în regiunea Tălmaci—Sibiu. *D. S. Com. Geol.* XLVII. Bucureşti.

Cantuniari Şt. (1926). Studii geologice în regiunea Porumbacu—Arpaş. *D. S. Com. Geol.* IX. Bucureşti.

Dimitrescu R. (1964). Studiul geologic şi petrografic al părţii de E a masivului Făgăraş. *An. Com. Geol.* XXXIII. Bucureşti.

Drăghiceanu M. (1926). Observaţii asupra cutremurului din ianuarie 1916 cu privire la determinarea focarului seismic care l-a provocat. *D. S. Inst. Geol. Rom* IX. Bucureşti.

Gavăt I. şi colab. (1963). Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice). *Stud. Cercetări Geofizică, Acad. R.P.R.* Bucureşti.

Ilie Mircea (1955). Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei. *An. Com. Geol.* XXVIII. Bucureşti.

Ilie Mircea (1958). Podişul Transilvaniei, Edit. Ştiinţifică. Bucureşti.

Manea Al. (1962). Studiul geologic şi petrografic în regiunea Sîmbăta—Arpaş (Masivul Făgăraş), *D. S. Com. Geol.* XLVII. Bucureşti.

Mrazec L., Jekelius E. (1927). Aperçu sur la structure du Bassin Néogène de Transylvanie et sur les gisements de gaz. *Guide des excursions.* Bucureşti.

Schmidt O. (1932). Neue Beobachtungen über das Vorkommen von Oligozän und Burdigalien am Südostrande des siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* vol. I. Bucureşti.

Vancea A. (1960). Neogenul din bazinul Transilvaniei. Academia R.P.R. Bucureşti.

Wachner H. (1934). Geologische Notizen aus dem Fogarascher-Gebirge. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1917—1924.* Budapest.

Institutul Geologic al României

RECHERCHES GÉOLOGIQUES SUR LE BORD MÉRIDIONAL DE LA DÉPRESSION DE TRANSYLVANIE

PAR

M. PAUCĂ, ANTOANETA CLEMENS, SILVIA TIUTIUCA

(Résumé)

Le bord méridional de la Dépression Transylvaine se présente comme un grand bassin d'érosion, le bassin de Făgăraș.

Les sédiments qu'on y rencontre appartiennent au Tortonien, au Sarmatien et au Quaternaire.

Le Tortonien est représenté par deux horizons : un horizon basal, conglomératique et un autre, supérieur, marno-tufacé. Du fait que le tuf de Dej et l'horizon de sel (généralement très répandus dans la dépression) y manquent, on peut conclure que la série tortonienne n'est représentée que par sa partie supérieure.

Le conglomérat est formé des bancs épais de quelques mètres, stratifiés, constitués presque exclusivement du Cristallin, à éléments anguleux, atteignant parfois le diamètre de 0,5 m. Un banc de tuf blanc apparaît en base.

Le conglomérat possède des intercalations de marnes sablonneuses micacées. Tout le complexe présente une couleur grise, rarement rougeâtre. Bien loin de représenter des conglomérats de transgression, suivant l'opinion courante, elles représentent, au fait, un matériel de piémont sédimenté surtout à la base d'un bloc dressé brusquement à la suite du déséquilibre du relief antérieur, provoqué par les mouvements de la phase styrique.

À divers endroits du complexe, des fossiles ont été trouvés : *Galeodes* (*Galeodes*) *cornutus* Hilb., *Turritella turris* Bast., *Cerithium* aff. *nodosoplicatum* Hörn., *Buccinum* aff. *duplicatum* Hilb., *Cardium* sp., *Venus* sp., *Lucina* sp., *Pectunculus* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Pinna* sp. Ils sont généralement mal conservés à cause du transport subi.

Nombre de nummulites paraissent être également remaniés d'un Eocène disparu par érosion.

L'épaisseur du conglomérat est comprise entre 200 et 700 m, seulement nous ne pourrions préciser s'il s'agit d'une variation due à la sédimentation ou bien si c'est le résultat du contact tectonique avec le Cristallin.

Institutul Geologic al României

Un horizon marno-tufacé-gréseux, à épaisseur d'environ 300 m, situé en continuité de sédimentation clôt la série des dépôts tortoniens. C'est un horizon caractérisé par une microfaune riche à nombreuses Globigérines. Des espèces de *Spirialis* apparaissent à la partie supérieure.

Suit le Sarmatien en continuité de sédimentation. Ses dépôts ont une épaisseur d'environ 1500 m. Ils sont constitués par des marnes et par des tufs blancs prédominants en base et par des sables faiblement cimentés qui dominent la partie supérieure. Ils contiennent des intercalations de microconglomérats quartzeux, de sables torrentiels, des intercalations marno-calcaires dures épaisses de 5—10 cm, ainsi que des concrétions sphériques ou d'aspect bizare. La macrofaune — très pauvre — est représentée par: *Syndesmia reflexa* (E i c h w.), *Ervilia trigonula* S o k., *Mohrensternia* sp., *Bulla* sp., *Hydrobia* sp., qu'on trouve seulement par endroits.

La microfaune, presque tout aussi riche que celle tortonienne, contient de nombreuses Globigérines et des espèces communes au Tortonien. Les recherches micropaléontologiques ont établi, dans les deux étages, la présence de nombreux exemplaires de foraminifères remaniés du Paléogène. Leur apparition exclusive dans certains niveaux peut être employée pour des caractérisations locales.

Le Pontien s'est également déposé, pourtant il manque à cause de l'érosion intense produite pendant le Pliocène supérieur et le Quaternaire.

Le Quaternaire est formé des sédiments d'origine terrestre. Il est représenté par un matériel grossier de piémont, par des dépôts fluvio-glaciaires, par des terrasses anciennes (Pléïstocène supérieur) et nouvelles (Holocène), par des cônes de dejection et par des dépôts proluviaux loessoïdes. Leur épaisseur diminue vers le N, en commençant par la région de contact, avec le Cristallin. Ils proviennent d'une érosion intense, produite dans le massif de Făgăraş, due au grand nombre de glaciers du versant N de ces montagnes. L'âge de ces dépôts est celui de la glaciation locale, c'est-à-dire Riss-Würm.

Le Quaternaire est caractérisé par son épaisseur généralement réduite (1—10 m), aussi bien que par l'énorme surface qu'il recouvre.

Tectonique. Trois étages structuraux s'y distinguent: inférieur, formé du Cristallin, intermédiaire, constitué du Mésozoïque et Paléogène et l'étage supérieur-constitué du Néogène.

Quatre éléments importants imposent leur présence dans la tectonique de l'étage structural supérieur:

1. La fracture du Făgăraş N, à direction E—W, présente un intérêt tout à fait spécial par sa longueur d'à peu près 50 km et par un rejet

Institutul Geologic al României

d'environ 2500 m. Elle sépare le Néogène de la dépression d'avec le Cristallin du horst de Făgăraş. Jusqu'à présent on n'a pu que supposer la fracture, puisqu'elle est recouverte par une grande quantité de gravier quaternaire. Les routes forestières, partiquées au cours des dernières années, indiquent l'existence d'une brèche de Cristallin fort écrasé, à miroirs de friction, dans une largeur de dizaines, voire de centaines de mètres. On ne constate pas de rejet constant le long de toute cette fracture. Elle a des valeurs réduites aux deux extrémités, là, où l'on constate la présence du Paléogène.

La fracture n'a jamais interrompu son activité depuis l'époque des mouvements laramiques et, c'est à partir, au moins, de cette date qu'il faut essayer d'établir son âge.

Malgré son rejet si grand, la fracture de Făgăraş est totalement dépourvue d'éruptions néogènes, à la différence de la fracture des monts de Harghita du bord oriental de la Dépression Transylvaine, qui a été le théâtre de violantes manifestations volcaniques.

2. Le monoclin S Transylvain est constitué par des dépôts tortoniens. Les pendages de 45° et même plus, vers le N, sont les résultats du soulèvement en gradins des blocs de Cristallin du soubassement. Par endroits, dans la vallée Arpaşul Mare, le monoclin présente un plis faible, attribué à l'influence du soubassement.

3. Le côté N des dépôts du monoclin s'abaisse vers l'horizontale pour s'intégrer dans un synclinal large, (synclinal S transylvain) au fond plat, à largeur comprise entre 10 km (vers l'E) et 5 km (vers l'W).

Ses sédiments appartiennent, pour la plupart, au Sarmatien, mais ils sont presque complètement recouverts par du gravier quaternaire.

4. La zone plissée W ne connaît pas la zone étroite de plis diapires à noyaux de sel, observés par Mrazec-Jekelius tout autour de la dépression, près de ses bords. Par conséquant, la région interne à brachyanticlinaux de la Dépression Transylvaine se trouve en contact direct avec la zone externe faiblement plissée. Au bout W de la région étudiée, la zone plissée se rapproche considérablement du cadre cristallin en formant deux plis à direction NW—SE. Les sources salées d'Avrig, Porumbacu et Sărata représentent des eaux de gisement. Vers l'E cette unité prend contact avec le synclinal S Transylvain, le long, probablement, d'une faille N—S et située à l'W par rapport à Sărata.

Quant à l'étage structural intermédiaire, nous ne tenons que les données du forage pratiqué à Ucea de Jos, où à 1786 m en profondeur, on a trouvé des dépôts appartenant probablement au Triasique.

Institutul Geologic al României

L'étage structural inférieur s'élève en gradins vers le S. A part les dislocations prédominantes E—W, il présente également des dislocations orientées N—S, qui déterminent dans le soubassement une tectonique de blocs situés à profondeurs différentes. C'est ainsi que, dans le forage d'Ilimbav, situé dans une zone interne de la dépression par rapport à Ucea, le Cristallin est apparu à 1355 m, donc presque 500 m plus haut par rapport aux régions situées vers le SE. Des failles à direction N—S apparaissent également à la ligne de contact Sédimentaire-Cristallin, et à l'intérieur du horst Făgăraş.

L'histoire géologique de la région se caractérise par l'influence déterminante des mouvements verticaux subis par les blocs du soubassement de ce secteur de l'arc carpatique. On observe qu'en commençant par les mouvements laramiques, le horst cristallin de Făgăraş a subi un mouvement de soulèvement continu, tandis que les blocs du soubassement de la dépression se sont affaissés sans cesse. Ici, comme ailleurs, en d'autres régions de l'écorce terrestre, on constate le prolongement de la durée du sens de mouvement ascendant ou descendent des différents blocs, une hérédité donc du sens de mouvement.

Le soulèvement du bloc cristallin de Făgăraş s'est accusé durant la seconde moitié du Pliocène et du Quaternaire. L'érosion des dépôts friables du Pontien, ainsi que la genèse du bassin Făgăraş sont dues à la force vive des nombreux torrents qui dévalaient la crête tout proche de Făgăraş et au voisinage de l'Olt. Antérieurement, ici, comme dans le reste de la dépression, le Pliocène était en contact avec les anciennes roches du cadre.

L'asymétrie des affluents de l'Olt et des deux Tîrnave — les affluents gauches sont beaucoup plus longs que ceux du côté droit — est déterminée par le soulèvement de Făgăraş. En commençant par le Pliocène supérieur les cours de ces trois rivières ont été continuellement rejetés vers le N. Ce soulèvement, pourtant, comparé à celui des Carpates Orientales est bien moindre, ce dont témoigne la direction E—W du réseau hydrographique de la dépression, ainsi que la provenance du flysch des Carpates Orientales de la plupart des sédiments néogènes.

EXPLICATION DE LA CARTE

Carte géologique de la région Avrig—Viştea.

1, Quaternaire : a, Holocène ; b, Pléistocène. 2, Sarmatien ; 3, Tortonien ; 4, Cristallin ; 5, limite géologique ; 6, faille ; 7, anticlinal ; 8, synclinal ; 9, source NaCl ; 10, brèche tectonique ; 11, points fossilifères.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA STRATIGRAFIA MIOCENULUI DIN SUDUL MUNŢILOR PERŞANI [1])

DE

VICTORIA ZOTTA

Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Miocene in the South of Perşani Mountains. This note contains stratigraphic and paleontological data on the Miocene, marly and conglomeratic complex underlying the Tuff of Dej in the southern part of the Perşani Mountains (SW of the Transylvania Basin).

This conglomeratic marly complex is transgressive on the Oligocene deposits. It contains a mollusca fauna which points out a Carpathian age (Upper Helvetian). The very abundant microfauna affords the same indication, because in spite of its Tortonian affinities, it contains no Orbulina species.

Regiunea care face obiectul comunicării de faţă este situată în colţul de SE al Basinului Transilvaniei, între pîrîul Grid şi pîrîul Sinca afluenţi ai văii Oltului.

Studii asupra formaţiunilor geologice în regiune, au fost efectuate de A. Koch (1894), E. Jekelius (1927), O. Schmidt (1937), M. Ilie (1951—1955), T. Ichim (1957)[2]), S. Luţă şi A. Visarion (1958)[3]) şi în fine, în anul 1962 M. Dumitriu şi colaboratorii [4]).

Formaţiunea studiată se dispune transgresiv peste depozite oligocene şi suportă tufuri dacitice corelate cu tuful de Dej.

[1]) Comunicare în şedinţa din 29 aprilie 1964.

[2]) T. Ichim (1958): Cercetări geologice în regiunea Arpaş—Făgăraş—Perşani — Raport M.I.P. Ch. — TEG.

[3]) S. Luţă, A. Visarion (1958): Raport de prospecţiuni geologice pentru nisipuri cuarţoase şi tufuri în regiunea Sinca Veche—Sinca Nouă. Arh. Com. Geol.

[4]) M. Dumitriu, C. Dumitriu, V. Zotta, O. Radu, M. Chiriţescu (1962): Raport Geologic asupra prospecţiunilor pentru hidrocarburi, sare şi săruri de potasiu în Basinul Transilvaniei Reg. Caţa, Racoşul de Jos, Comana, Vlădeni, Făgăraş. Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

Pe un fundament constituit din şisturi disodiliforme cu intercalaţii de argile, menilite şi gresii micacee, dure, gălbui se dispun alternanţe de marne cenuşii albicioase, nisipoase, cu aspect tufaceu şi gresii nisipoase cu hieroglife. Gresiile conţin fragmente de lamellibranchiate cu scoica subţire. În continuitate de sedimentare stau marne argiloase cu pietrişuri şi cu intercalaţii de conglomerate dure, care devin masive către partea superioară.

Marnele cu pietrişuri de pe pîrîul Brădet sînt fosilifere, uneori lumaşelice, însă formele întîlnite sînt prost conservate şi foarte friabile, sau apar ca fragmente.

S-au determinat următoarele genuri şi specii: *Lucina* cf. *fragilis* (Phil.), *Loripes dentatus* (Defr.), *Chlamys (Aequipecten) scabrella* (Lam.), *Chlamys* cf. *multistriata* (Poli.), *Variamusium* cf. *felsineum* (Poli.), *Exogyra (Aetostreon) minotauriensis* Sacco, *Venus* sp., *Corbula* sp., *Calyptraea* sp., *Fusus* sp., *Dentalium* sp., fragmente de corali şi orbitoizi remaniaţi.

Întregul complex apare pe o grosime de aproximativ 100 m. Din el au fost colectate 15 probe micropaleontologice, care au fost studiate de V. Cosma şi Z. Dumitrescu şi de M. Gheorghian de la Lab. de Micropaleontologie-Prospecţiuni.

Peste complexul descris urmează conglomerate cenuşii, negricioase sau roşcate, poligene, alcătuite în majoritate din elemente colţuroase de şisturi cristaline, rare fragmente de roci mezozoice şi galeţi marnoşi. Galeţii au dimensiuni de la 0,5—50 cm. Cimentul este argilos-calcaros, de culoare cenuşie sau roşcată. Pe pîrîul Piscul Strîmt, conglomeratele devin mai puţin grosiere şi conţin rare exemplare de *Chlamys* (*Aequipecten*) *multistriata* (Poli.) şi alte lamellibranchiate, indeterminabile.

Seria de depozite se încheie cu alternanţe de marne cenuşii dure, roşcate, nisipuri galbene şi gresii dure micacee gălbui.

Probele micropaleontologice sînt sterile sau neconcludente.

Întregul complex marnos-conglomeratic suportă tufuri albicioase fine sau grosiere, cu textură laminară şi în plăci, sau masive, a căror analiză pune în evidenţă aceeaşi compoziţie ca şi a tufului de Dej.

Referitor la vîrsta formaţiunilor susmenţionate au existat diferite păreri. Astfel A. Koch, consideră tufurile dacitice ca aparţinînd formaţiunii salifere a Mediteranului superior. Wachner atribuie complexului marnos conglomeratic o vîrstă cretacică, iar O. Schmidt, E. Jekelius, M. Ilie, S. Luţă şi A. Visarion, bazaţi pe raporturile stratigrafice — o vîrstă burdigaliană.

Institutul Geologic al României

TABEL

Răspîndirea microfaunei

Nr. crt.	Numele genului și speciei	Probe colectate în regiunea studiată													Bazinul Tg. Lăpuș	Subcarpați Muntenia	Bas. Vienei – Miocen	Carpatian Cehoslov.	Olanda – Miocen	Italia – Tortonian	Ucraina – Miocen	Albania – Miocen	U.R.S.S. – Miocen	India – Miocen	M. Caraibilor – Miocen
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13											
1	*Rhabdammina abysorum* M. Sars	+			+		+								+								+		
2	*Spiroplectammina mississipiensis* Cushman				+																				
3	*Lagena apiculata* Reuss									+			+		+										
4	*L. cf. clavata* d'Orb.								+								+								
5	*Dentalina adolphina* d'Orb.														+		+								
6	*D. cocoaensis* Cushman						+								+										
7	*D. communis* d'Orb.				+												+								
8	*Nodosaria affinis* Reuss									+							+								
9	*N. catesbyi* d'Orb.			+																					
10	*N. fusta* Cushman et Todd	+		+																					
11	*N. femina* Silvestri			+																					
12	*N. longiscata* d'Orb.						+								+										
13	*Ellipsonodosaria lepida* Reuss			+																					
14	*E. mappa* Cushman et Jarvis				+																				
15	*E. nuttalli* Cushman et Jarvis	+				+																			+
16	*E. nuttalli* Cush. et Jarv. ssp. *gracillima* Cush. et Jarv.												+	+											
17	*Pseudoglandulina laevigata* (d'Orb.)												+		+		+								
18	*Robulus alato-limbatus* (Gümbel)						+						+		+										
19	*R. clericii* (Fornasini)					+		+																	
20	*R. melvillii* Cushman et Renz				+											+									
21	*R. plummerae* Cole												+												
22	*Globulina gibba* d'Orb.				+						+					+						+			
23	*G. rotundata* Bornemann						+																		
24	*Bolivina compacta* Sidebottom						+																+		
25	*B. plicatella* Cushman						+																		
26	*B. spathulata* (Williamson)	+		+												+									
27	*B. spirialis* Cushman														+	+									
28	*Bulimina aculeata* d'Orb.														+		+						+		
29	*B. buchiana* d'Orb.				+												+					+	+		
30	*B. elongata* d'Orb.		+													+	+								
31	*B. inflata* Seguenza													+		+							+		
32	*B. ovata* d'Orb.						+								+		+				+	+	+		
33	*B. pupoides* d'Orb.							+		+					+		+				+	+	+		
34	*Uvigerina cubana* Palmer et Bermudez													+									+		
35	*U. hispidocostata* Cushman et Todd							+																	
36	*U. venusta* Franzenau								+																
37	*Gyroidina altispira* Cushman	+		+																					
38	*G. girardana* Reuss	+			+			+						+	+				+						
39	*G. soldanii* d'Orb.						+				+			+	+										
40	*Rotalia basleri* Cushman						+																		
41	*Streblus beccarii* L.													+		+									+
42	*Eponides cocoaensis* Cushman				+		+		+					+											
43	*E. umbonatus* Cushman													+		+							+	+	+
44	*Siphonina reticulata* Czjž.	+	+	+								+			+	+						+	+		
45	*Globorotalia scitula* Brady				+																				
46	*Globigerina bulloides* d'Orb.	+		+		+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+					+		
47	*G. concinna* Reuss		+	+	+		+	+								+		+							
48	*G. dissimillis* Cushman	+	+	+				+					+	+	+					+					
49	*Globigerinoides conglobatus* Brady			+				+		+				+	+									+	
50	*G. trilobus* Reuss	+	+	+	+		+	+		+					+	+	+						+	+	
51	*Sphaeroidina bulloides* d'Orb.									+					+	+							+		
52	*Anomalina bilateralis* Cushman					+																			
53	*Nonion commune* d'Orb.					+									+	+									
54	*N. germanicum* (Ehrenberg)											+			+	+									
55	*N. granosum* d'Orb.													+	+	+									
56	*N. laeve* d'Orb.											+				+									
57	*N. pompiloides* (Fichtel et Moll)			+	+										+	+							+		
58	*N. soldanii* d'Orb.								+							+		+		+			+		
59	*Elphidium alvarezianum* d'Orb.		+													+									
60	*E. crespinae* Cushman						+		+			+													
61	*E. crispum* L.						+									+				+			+		
62	*E. macellum* (Fichtel et Moll)				+				+					+		+			+		+		+		
63	*E. minutum* Reuss						+		+																
64	*Pullenia bulloides* d'Orb.			+	+		+								+	+	+								
65	*Cassidulina crassa* d'Orb.								+							+		+							
66	*C. subglobosa* Brady				+																				
67	*Asterigerinata planorbis* d'Orb.		+		+		+									+		+			+				+
68	*Asilerugerina trumpy* (Nuttal)				+	+	+	+				+		+											
69	*Cibicides cocoaensis* Cushman				+		+																		
70	*C. convolvens* Rzh.				+		+																		
71	*C. floridanus* Cushman			+																					
72	*C. perlucidus* Nuttall			+																					
73	*C. sinistralis* Coryell et Rivero								+																
74	*C. ungerianus* (d'Orb.)			+					+						+	+		+							+
75	*C. westi* Howe ssp. *westi* Howe					+	+	+	+																
76	*Pseudoparella danvillensis* (Howe et Wal)													+											
77	*P. subperuviana* Cushman													+											
78	*Annulopatellina advena* Cush. et Stainf.													+											
	Forme remaniate																								
79	*Glomospira charoides* Jones et Park.				+										+	+	+								
80	*Ammodiscus glabratus* Cush. et Jarvis			+																					
81	*A. incertus* d'Orb.	+			+					+	+				+	+									
82	*A. involvens* Reuss				+																				
83	*A. tenuissimus* Grzyb.										+														
84	*Lagena laevigata* d'Orb.			+																					
85	*Lagena striata* d'Orb.								+					+										+	
86	*L. substriata* Will.			+															+						
87	*L. sulcata* Walk. et Jacob			+						+															
88	*Bolivina cf. gretosa* Cushman												+												
89	*Globotruncana acra* Cushman					+	+	+									+								
90	*G. lapparenti* Brotz. ssp. *lapparenti* Brotzen					+	+	+		+				+											
91	*Globigerina inflata* d'Orb.		+	+													+								
92	*J. cocaenica* Terq. ssp. *Eocaenica* Terq.								+																
93	*G. pseudoeocaena* Subb. ssp. *Pseudoeocaena* Subbotina								+																
94	*G. venezuelana* d'Orb.					+		+				+													
95	*Cibicides conoideus* Czjz.								+							+									
96	*C. pseudoungerianus* Cushman																	+							+

Institutul Geologic al României

Spre deosebire de autorii susmenţionaţi, T. Ichim şi V. Zotta împreună cu M. Chiriţescu[1]) au considerat formaţiunile miocene, în parte conglomeratice, din această regiune ca aparţinînd unei serii cuprinzătoare care începe cu Burdigalianul şi se termină cu Tortonianul.

Fauna studiată, apare frecvent în depozitele helveţiene şi tortoniene din ţara noastră, Basinul Vienei, Ungaria, Polonia, Italia, Bulgaria, şi are caractere asemănătoare cu cea din Carpatian descrisă de I. Cicha (*Loripes dentatus* (Defr.), *Chlamys* (*Aequipecten*) *scabrella* (Lam.), *Chlamys multistriata* (Poli.)).

După I. Cicha, Carpatianul este un nou etaj care se situează între Helveţianul tipic (în sensul stratotipului) şi Tortonian.

Caracteristicile Carpatianului sînt: *a*) conţinutul faunistic puţin diferit de al Miocenului inferior (prin lipsa speciilor reper), afinităţile strînse cu fauna Tortonianului inferior (fără a conţine însă specii de *Orbulina*); *b*) poziţia uneori transgresivă a acestei serii, peste formaţiunile subjacente.

Carpatianul a fost citat pînă în prezent în Basinul Carpaţilor vestici, (Cehoslovacia) şi al Alpilor răsăriteni, în avant-fosa din Austria pînă la St. Pölten, partea austriacă a Basinului Vienei în Basinul Stiriei precum şi în zona neogenă a Ungariei de nord.

Pe baza datelor din literatură şi a faunei găsite şi determinate de noi, atribuim vîrsta carpatiană complexului marnos conglomeratic.

În privinţa datelor pe care ni le oferă cercetarea microforaminiferelor, ele se pot rezuma astfel: din totalul de 96 specii aparţinînd la 35 genuri, 32 de specii sînt prezente în Subcarpaţii din Muntenia, 24 specii în argila de Baden din Tortonianul Basinului Vienei, 21 specii în Helveţian—Tortonianul din Platforma rusă, 20 specii sînt identice cu cele din marnele cu *Spirialis* din Basinul Lăpuşului. Un număr mai redus se întîlnesc în următoarele regiuni: 4 specii în formaţiunile Miocenului din Olanda, 5 specii în Tortonianul din Italia, 5 specii în Miocenul mediu din Ucraina, 3 specii în Miocenul mediu din Albania, 6 specii în Miocenul mediu din India, 4 specii în Miocenul din Marea Caraibelor, 4 specii în Terţiarul din America de N, şi o specie în formaţiunile terţiare din Australia.

Comparînd cu listele provizorii şi sumare de microfaună din lucrările geologului J. Cicha nu regăsim decît 5 specii din microfauna pelagică caracteristică formaţiunii carpatice.

Din cele relatate mai sus nu putem susţine pe baze sigure şi directe echivalenţa complexului marnos-conglomeratic din regiunea Brădet—

[1]) V. Zotta şi M. Chiriţescu în Raportul echipei M. Dumitriu l.c.

Institutul Geologic al României

Perşani cu formaţiunea carpatică din Cehoslovacia. Este de remarcat că, din asociaţia inventariată lipsesc speciile de foraminifere bentonice citate de J. Cicha, drept caracteristice pentru Carpatian. Totuşi considerăm că succesiunea de depozite a cărui microfaună a fost analizată, ar putea să reprezinte Carpatianul, din următoarele motive :

Speciile de foraminifere identificate sînt în majoritate cunoscute din Tortonian (32 specii cunoscute din Tortonianul din Subcarpaţii Munteniei, 24 specii descrise din argila de Baden din Basinul Vienei).

Nu putem totuşi considera complexul marnos conglomeratic de vîrstă tortoniană întrucît microfauna lui nu conţine specii de *Orbulina*, specii reper care apar la baza Tortonianului în regiunea stratotipului.

Complexul menţionat suportă tufuri dacitice cu *Orbulina* (tuful de Dej) în general atribuite Tortonianului inferior.

BIBLIOGRAFIE

Cicha I. (1959) Scurtă privire de ansamblu asupra dezvoltării Miocenului inferior şi mijlociu al basinului alpin carpatic în raport cu Helveţianul superior „Carpatian". *Mitt. Geol. Ges., Wien* vol. 52.

Cicha I. (1961) Referitor la limita Oligocen—Miocen şi la stratigrafia Miocenului Carpaţilor Vestici şi a simplificării lor nomenclatorice. *Geol. Prace Zosit* 60. Bratislava.

Cicha I., Tejkel J., Seneš I. (1959) Referitor la problemele Helveţianului s. str. şi aşa numitului Helveţian superior în zona pericarpatică. *Mitt. Geol. Ges. Wien* vol. 52. Wien.

Cicha I., Tejkel J. (1961) Problema aşa numitului Helvet superior din basinul Carpatic. *Geol. Prace Vestnik Ostr. Ost. Geol.* 34/2. Bratislava.

Csepreghy-Meznerics I. (1960) Pectinidés du Néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. *Mém. Soc. Géol.* Fr. 92.

Friedberg W. (1936) Mieczaki Miocenskie ziem polskich. Krakovia.

Hauer Fr., Stache E. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Hoernes M. (1870) Die Fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien (Atlas). *Abh. d. kgl. geol. R. A.* Wien.

Ilie M. (1953) Structura geologică a Munţilor Perşani (Regiunea Cuciulata—Lupşa—Comana—Veneţia). *An. Com. Geol.* XXVI.

Ilie M. (1954) Structura geologică a Munţilor Perşani. *An. Com. Geol.* XXVII. Bucureşti.

Ilie M. (1955) Cercetări geologice în Basinul Transilvaniei (Reg. Alba Iulia—Sibiu—Făgăraş—Rupea). *An. Com. Geol.* XXVIII.

Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. II. *Jahrb. ung. geol. A.* Bd. X h. 6.

Kujumdgieva E., Strachimirov B. (1960) Les fossiles de Bulgarie. Torton. VII. Sofia.

Mrazec L., Jekelius E. (1927) Bassin Néogène de Transilvanie. 2. *Réun. Assoc. Avanc. Géol. Carp. Sud G.d. excurs.* Bucureşti.

Sacco F. (1897, 1901) Molluschi dei terreni terzziari del piemonte della Liguria. vol. XXIII şi vol. XXVIII. Torino.

Institutul Geologic al României

Schepinski V. (1938) Contribution à l'étude du Sahélien de Tunisie. *Mém. Soc. Géol. Fr. n.s.* tom. XVI fasc. 2—3.

Schmidt O. (1932) Neue Beobachtungen über das Vorkommen von Oligozän und Burdigalien am Südostende des siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I..

Serafino-Cerulli-Irelli (1907) Fauna malacologica. *Pal. Ital.* pt. I vol. XIII

Socin C. (1958) Una proposta per il limite cronologico elveziano-tortoniano. *Boll. Soc. Geol. Ital.* vol. LXXVII

Wachner A. (1914) Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Persanyer-Gebirges. *Jahrb. kgl. ung. A. f. 1914.*

CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DU MIOCÈNE DU S DES MONTS PERŞANI

PAR

VICTORIA ZOTTA

(Résumé)

Cette note comprend des données stratigraphiques et paléontologiques sur le complexe Miocène marneux et conglomératique situé sous le tuf de Dej dans la partie S des Monts Perşani (SW du bassin Transylvain).

Le complexe marneux conglomératique est disposé transgressivement au-dessus des dépôts oligocènes.

Il comprend une faune de Mollusques qui indique un âge carpatien (Helvétien supérieur). La microfaune très riche confirme cette hypothèse par ce que, malgré les affinités tortoniennes, elle ne comprend pas des espèces d'*Orbulina*.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

STRATIGRAFIE

CONSIDERAŢII GEOLOGICE ASUPRA BAZINELOR SEDIMENTARE BORSEC ŞI BILBOR, CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA CĂRBUNILOR [1])

DE

P. NIŢĂ PION, D. ISTOCESCU

Abstract

Geological Considerations on the Sedimentary Basins Borsec and Bilbor with Special Regard on Coals. The authors distinguish four sectors whose Pliocene deposits can contain lignite deposits (Secu, Rachitiş, Tifrea and Bilbor). Each sector seems to continue to the West, under the cover of volcanic agglomerates of Călimani Mountains. In the case of favorable accumulations they offer significant perspectives as compared to those already known. From paleogeographical viewpoint, the authors show the relationship between the sediments of Borsec Mine, Borsec station, Secu and Bilbor, which in the past have constituted a bay of the Pannonian Lake on the East of Toplitza village. The isolations of this bay took place at the end of the Pontian, simultaneously with the occurrence of volcanic agglomerates.

Cercetările executate pentru cărbuni la Secu şi Bilbor s-au axat pe urmărirea succesiunii stratigrafice a depozitelor pliocene, în scopul de a se stabili nivelele caracteristice, variaţiile litofaciale, condiţiile de acumulare a cărbunilor. Regiunea în care s-au desfăşurat lucrările cuprinde zone depresionare orientate aproximativ N—S în marginea vestică a munţilor Călimani.

Primele cercetări referitoare la această regiune se datoresc lui Lill v. Lillienbach (1833) care aminteşte de cărbunii de la Secu într-o călătorie geologică făcută peste Carpaţi. Mai tîrziu P. Stur (1873) menţionează pe acelaşi pîrîu un strat de 0,26 m lignit deasupra căruia stă o marnă cărbunoasă cu *Dreissena*. După 5 ani F. Herbich (1878) semnalează la Răchitişu Mare un strat gros de cărbuni de bună calitate.

[1]) Comunicare în şedinţa din 24 ianuarie 1964.

Institutul Geologic al României

A. Koch (1900) citează cărbunii de la Răchitiş, cu o grosime de 0,4—0,7 m şi cei de pe pîrîul Saroş şi de la Borsec-Băi, unde menţionează un strat de cîţiva centimetri grosime.

Cercetări mai noi, legate de problema care ne-a preocupat, se datoresc lui I. Atanasiu (1924) care explică formarea bazinelor pliocene prin erupţiile de la sfîrşitul Terţiarului, în urma cărora s-au constituit lacuri de baraj, umplute mai tîrziu cu depozite sedimentare. Autorul stabileşte în bazinul Borsecului trei orizonturi de vîrstă daciană şi anume : în bază conglomerate şi gresii, în partea mijlocie argile albastre cu *Dreissena* cf. *münsteri*, iar în partea superioară marne şi argile galbene cu impresiuni de plante. E. Jekelius (1924) deosebeşte la N de Jolotca cinci mici bazine : bazinul Borsecul de Sus, Borsecul de Jos, bazinul pîrîului Sec, bazinul Răchitiş şi bazinul Borsec. După autorul citat scurgerea apelor din aceste bazine se făcea spre valea Bistricioara cu excepţia bazinului pîrîului Sec care se vărsa în Mureş. Al. Semaka [1]) precizează după datele de literatură şi asemănarea litofacială cu bazinele pliocene de la curbura Oltului, vîrsta sedimentarului de la Borsec. Ultimele date referitoare la cărbuni sînt raportate de D. Georgescu şi L. Georgescu [2]) care execută prospecţiuni pentru cărbuni în regiunea Borsec. Din cele relatate de aceşti autori, rezultă că formaţiunea cu cărbuni aparţine Dacianului dezvoltat într-un facies continental, şi că depozitele cu cărbuni s-ar putea extinde către W şi SE de actualele zone exploatate.

Studii petrografice asupra cărbunilor de la Borsec întreprinse de I. Mateescu [3]) completează datele cunoscute, stabilind atît calitatea lor cît şi condiţiile lor de formare.

STRATIGRAFIA

Pentru o mai bună înţelegere a succesiunii depozitelor pliocene, cu litologie variată în diferite sectoare (Borsec, Bilbor, Secu, etc.), vom căuta să analizăm situaţia de amănunt pentru fiecare sector în parte.

La Borsec mină, depozitele care alcătuiesc umplutura bazinului sînt constituite din alternanţe de marne vinete-verzui, mai mult sau mai puţin nisipoase, cu intercalaţii de lignit superior sau cărbune brun. Dea-

[1]) Al. Semaka (1954). Cercetări asupra zăcămintelor de cărbuni de la Borsec, Bilbor, Jolotca. Arh. Com. Geol. nr. 4447/1954.

[2]) D. Georgescu, L. Georgescu (1959). Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru cărbuni din Bazinul Borsec. Arh. Com. Geol. 1959.

[3]) I. Mateescu (1960). Colectări de probe la Mina Borsec pentru întocmirea unui studiu petrografic şi chimic al cărbunilor. Arh. Com. Geol. 1960.

Institutul Geologic al României

supra complexului cărbunos A. Koch (1900) întîlneşte pentru prima dată exemplare de *Dreissena* cf. *münsteri* Brus., specie atribuită Dacianului, întrucît în bazinul Oltului şi la Baraolt se găseşte asociată cu *Mastodon borsoni*.

Pliocenul de la mina Borsec, ocupă zona depresionară situată la E de Pădurea Tinoavelor, cu unele mici ramificaţii spre comuna şi staţiunea Borsec, iar la W în jurul dealurilor Rotund şi Arcoza. Deschiderile naturale din suprafaţa sus amintită lipsind cu desăvîrşire, lucrările de cartare începute de noi în toamna anului 1959, au trebuit completate mai tîrziu cu date obţinute prin foraj, sondaje manuale sau săpături.

Succesiunea depozitelor pliocene de la Borsec începe printr-un conglomerat, constituit din elemente semirulate şi de dimensiuni variabile, de cuarţ, şisturi cloritoase verzui, şisturi sericitoase şi talcoase, filite grafitoase, reprezentînd material rezultat din dezagregarea şi transportul pe distanţe mici a şisturilor cristaline din fundament. Deasupra conglomeratelor stau marne şi argile nisipoase, care conţin la partea inferioară intercalaţii de cărbuni. Aceştia din urmă constituie obiectivul exploatării din sectorul nord-estic al bazinului, acolo unde se află amplasată actuala gură de mină Borsec. Intercalaţiile de cărbuni din orizontul marnos cenuşiu, au culoarea neagră-cenuşie, aspect mat şi stratificaţie clară. Pe placa de porţelan cărbunele lasă urmă brun închisă. Uneori în spărtură proaspătă se observă benzi albicioase ce reprezintă răşină fosilă. Stratele de cărbuni prezintă intercalaţii de steril, constituite din marne şi şisturi cărbunoase, de la cîţiva milimetri grosime pînă la cîţiva zeci de centimetri. După cum rezultă din datele de foraj, cărbunii nu sînt prezenţi în toată suprafaţa bazinului, ci numai în unele sectoare ale acestuia. Deasupra complexului cărbunos, anume în zona de E a minei Borsec, se întîlneşte deseori un orizont lumaşelic (de 0,05—0,3 m grosime) alcătuit din fragmente şi cochilii întregi de lamelibranhiate, cu grosime şi asociaţie faunistică constantă. Deasupra cărbunilor succesiunea se continuă prin marne cenuşii, micacee, cu intercalaţii subţiri de nisipuri fine. Din carotele extrase din aceste depozite s-au recoltat fragmente de cărbuni, mulaje de gasteropode, solzi de peşti şi cardiacee rău conservate.

Analizele micropaleontologice ale marnelor executate de Maria Tocorjescu, arată următoarea asociaţie: *Valvata moesiensis* Jek., *Valvata simplex* Fuchs, *Candona lactea* Baird, *Cytheroidea* sp., fragmente de ostracode cu valva subţire, fragmente de lamelibranhiate, oase de peşti, concreţiuni moruloidale de pirită şi fragmente de cărbune.

La partea superioară, marnele cenuşii conţin uneori intercalaţii subţiri de pietrişuri, nisipuri şi argile. Acoperişul acestor marne îl cons-

Institutul Geologic al României

tituie depozite deluviale cu blocuri semirulate de andezite provenind din versanţii abrupţi învecinaţi.

I. A t a n a s i u (1924) separă în plus la Borsec un orizont de marne galbene cu impresiuni de plante şi dungi sau pete ruginii. Cercetările noastre arată că, aceste marne ar putea să reprezinte un orizont mai nou, probabil de vîrstă pleistocenă.

Rezultatele micropaleontologice menţionate, nu permit să se stabilească în mod riguros vîrsta depozitelor sedimentare de la Borsec, dar oferă unele indicaţii pentru prezenţa în acest bazin a unor depozite pliocene anterioare Dacianului.

Sedimentarul din staţiunea Borsec. Peste calcarele cristaline, cenuşii, dolomitice, care alcătuiesc între Lobogo şi pîrîul cu Rogozi fundamentul depresiunii, stau depozite argiloase cenuşii, gălbui şi vinete cu cărbuni. În partea de E a regiunii, aceleaşi depozite argiloase se reazămă pe şisturi cristaline sericitoase, pe o linie care uneşte de la S la N izvorul Pierre Curie, cu sursa de aprovizionare cu apă a staţiunii, iar spre S cu cristalinul situat în malul drept al văii Vinului, între Borsecul de Jos şi Abator.

Prezenţa Sedimentarului în staţiunea Borsec a fost pusă în evidenţă prin observaţiile făcute într-un vechi puţ de explorare pentru cărbuni, pe a cărui haldă se mai păstrează şi astăzi resturile unor argile vinete şi galbene cu fragmente de cărbuni. Argilele galbene întîlnite în sectorul de N al staţiunii (spre Pîrîul cu Rogozi) sau depozitele argiloase de la Cimitir şi Stadionul local, dau aspecte morfologic asemănătoare cu cele de la mina Borsec. Legătura dintre cele două petece de Sedimentar se făcea prin Borsecul de Jos, anume printr-un culoar care nu depăşeşte 200 m.

Sedimentarul de la Secu. Sedimentarul de la Secu se dezvoltă în împrejurimile cătunului cu acelaşi nume, situat la aproximativ 3 km N de bifurcaţia şoselei Topliţa—Borsec, spre Bilbor, ocupînd versanţii cîtorva văi afluente ale pîrîului Secu. În puţinele deschideri naturale s-a constatat prezenţa argilelor vinete, alături de şisturi cărbunoase în plăci. Blocuri de lignit xiloid transportate de apă sau alunecate din versanţi oferă indicaţii asupra prezenţei cărbunilor în apropiere. Pe pîrîul Lazăr, la aproximativ 1 km de confluenţa cu pîrîul Secu, s-au întîlnit aceleaşi argile cenuşii şi vinete-verzui, micacee, ocupînd ambii versanţi ai văii. Pe acelaşi pîrîu la numai 300 m amont de punctul descris anterior, apare o gresie cenuşiu-gălbuie (de 6 cm grosime) intercalată într-un pachet de argile cenuşii-verzui cu înclinări de 8—11° spre W. Argilele vineţii ase-

Institutul Geologic al României

mănătoare s-au întîlnit şi în pîrîul Ciungilor de Sus şi pîrîul Florilor, pe pîrîul Cărbunelui şi în pîrîul Cantonului, unde argilele vinete conţin intercalaţii de tufite, fragmente de cărbuni, cu o faună rău conservată cu *Dreissena* sp. şi *Planorbis* sp. La E de pîrîul Secu Mic aspectul morfologic liniştit sugerează prezenţa unor depozite argiloase. Pe pîrîul Tiganilor (la E de pîrîul Ciungilor), depozitele argiloase sînt antrenate de alunecări (frîne care afectează argilele galbene pe direcţia NNW—SSE). La SE de Bîtca Faţa Ciungilor, eroziunea scoate la iveală de sub piroclastite un sedimentar redus ca suprafaţă alcătuit din aceleaşi depozite argiloase.

Rezultatele obţinute prin lucrările de suprafaţă în sedimentarul de la Secu, nu ne-au permis stabilirea unei succesiuni litologice de detaliu. Prezenţa argilelor vinete cu intercalaţii de gresii şi cărbuni, cît şi a argilelor galbene asemănătoare celor de la Borsec şi Bilbor, precum şi apariţia formei de *Dreissena* cf. *münsteri* B r u s. deasupra argilelor cărbunoase de la Secu, demonstrează prezenţa aceloraşi depozite, atribuite mai înainte Dacianului.

Sedimentarul de la Bilbor şi Răchitiş. Depozitele pliocene de la Secu se leagă cu cele de la Răchitişul Mare şi Bilbor printr-un culoar îngust, situat în împrejurimile haltei Răchitiş, aproape de obîrşia pîrîului Secu. Succesiunea litologică a depozitelor sedimentare din împrejurimile localităţii Bilbor, arată peste şisturile cristaline alterate din fundament, nisipuri şi pietrişuri grosiere, care suportă argile cenuşii-negricioase cu urme de plante şi cărbuni (forajul 19801). Peste cărbuni, stau argile cărbunoase alternînd cu argile închise la culoare sau argile cenuşii cu zone nisipoase şi nisipuri prăfoase, ce suportă nisipuri micacee de culoare cenuşie, cu intercalaţii subţiri de argile verzui. Pe pîrîul Bilboraşului, amont de confluenţa cu Pîrîul lui Simion Lungu (sub Bîtca Seştinii) s-au întîlnit argile vinete cu fragmente de cărbuni. La Tifrea, prin săparea unei fîntîni, s-au pus în evidenţă aceleaşi argile cu cărbuni. La Răchitiş, argilele vineţii cu cărbuni au fost întîlnite în vechi lucrări de exploatare, iar pe pîrîul Lupului, aceleaşi argile cu cărbuni sînt antrenate în alunecări de teren.

Rezultă din aceste date că în partea de W a localităţii Bilbor, sedimentarul depăşeşte ca arie de răspîndire calcarele cristaline din Bîtca Siştinii şi Bîtca Bilboraşului, depozitele pliocene dezvoltîndu-se atît în Pîrîul lui Simion Lungu şi la Bălţi, cît şi pe cristalinul întîlnit în pîrîul Lupului. La Bilbor, relieful prezintă numeroase sectoare cu pornituri, sau ocupate de mlaştini şi turbării.

Institutul Geologic al României

Succesiunea litologică detaliată a depozitelor pliocene de la Bilbor ne este arătată de forajele hidrogeologice 19801 şi 19803 amplasate la E de Bîtca Bilboraşului. De remarcat, că forajul 19803 nu a întîlnit complexul cărbunos.

Datele de suprafaţă împreună cu cele obţinute prin lucrări de foraj mai arată că grosimile depozitelor sedimentare nu depăşesc 200 m. Atît la suprafaţă cît şi în sondele săpate, intercalaţiile eruptive în sedimentar lipsesc cu desăvîrşire, iar la contactul rocilor sedimentare cu eruptivul, nu s-au observat fenomene de contact termic. În cazul în care aceste fenomene ar exista, ele sînt mascate de curgerile de pantă rezultate din dezagregarea piroclastitelor. Între pîrîul Cărbunelui şi pîrîul Ciungilor de Sus, marnoargilele vinete cu cărbuni suportă aglomerate andezitice. Ţinînd seama de acest fapt, considerăm că nu este exclus ca sedimentarul învecinat de la Secu şi Bilbor să se continue pe sub cuvertura de aglomerate, mărindu-se astfel perspectivele de extindere a formaţiunii purtătoare de cărbuni, în partea vestică a regiunii cercetate.

Alte petece sedimentare. Peste Cristalinul care desparte Sedimentarul de la Borsec de cel situat în raza cătunului Secu, s-au delimitat cîteva petece de sedimentar reduse ca suprafaţă. Sub dealul Hazonezö, cît şi la N de pîrîul Pietros, sau la N de pîrîul Arcoza sînt prezente argile galbene, care prin factura lor se deosebesc de argilele considerate daciene, acestea putînd aparţine unor formaţiuni mai noi (cuaternare). Pe pîrîul Crestăturii din Sus, în plină zonă de aglomerate vulcanice, argile nisipoase, fin micacee, constituie stratul impermeabil al pînzei acvifere din baza aglomeratelor. Ele ar putea reprezenta continuarea spre W a aceloraşi depozite argiloase de la Bilbor, aşezate aici peste calcarele cristaline dolomitice.

Tectonica

Într-o concepţie mai nouă (1962) actualele bazine de la Borsec şi Bilbor, reprezentau un golf al marelui lac panonic situat în imediata vecinătate a lanţului Gurghiu—Călimani. Fundamentul lor îl constituie şisturile cristaline strîns cutate, bine deschise în partea de E a regiunii.

În concepţiile mai vechi, depozitele pliocene de aici s-ar fi depus după punerea în loc a eruptivului învecinat, considerîndu-se că depozitele daciene s-au sedimentat peste formaţiunile eruptive care le serveau drept fundament. În urma cercetărilor recente, s-a constatat că sedimentarul nou stă în majoritatea cazurilor peste şisturile cristaline sericito-cloritoase sau calcarele dolomitice metamorfozate şi că pe marginea de W

Institutul Geologic al României

a bazinului Secu-Bilbor suportă aglomerate vulcanice, fapt care conduce la o interpretare deosebită a tectonicii locale.

În sectorul Stînceni, peste cristalinul care se afundă spre bazinul Transilvaniei stau depozite oligocene şi miocene (forajul 4901 ISEM) acoperite sau străpunse de un eruptiv legat de mişcări ale fazei stiriace. Plecînd de la Stînceni către E, fundamentul cristalin se ridică continuu astfel că la Topliţa, apare la zi. De aici mai departe spre NE ivirea de cristalin din pîrîul Crestăturii din Sus, marchează o altă creastă a unui vechi relief, îngropat de sedimente pliocene şi piroclastite. În Pliocen mişcări de basculă au făcut posibilă pătrunderea apelor din lacul panonic în actualele bazine cu cărbuni prin punctul de trecere Arcoza şi valea Secu. Erupţiuni ulterioare au izolat complet aceste bazine. În faza de mişcări valahice, a avut loc cutarea depozitelor pliocene şi s-au produs noi erupţiuni reprezentate prin andezite cu piroxeni şi piroclastite.

Poziţia eruptivului peste depozitele sedimentare de la Secu şi Bilbor, arată că pe marginea de E a munţilor Călimani au avut loc manifestaţiuni vulcanice mai recente de cît cele semnalate pînă acum. Prezenţa unor erupţiuni mai noi decît Ponţianul, conduce la ideea continuării pe sub produsele piroclastice a formaţiunilor sedimentare cu cărbuni.

În ceea ce priveşte tectonica de ansamblu a Sedimentarului de la Borsec, lucrările de foraj au furnizat date noi referitoare la variaţia grosimii sedimentelor, demonstrînd că grosimea maximă a depozitelor nu se situează în partea centrală a bazinului aşa cum era de aşteptat, ci pe marginea vestică a acestuia. Astfel, sub pădurea Tinoavelor, la limita cu eruptivul, formaţiunile sedimentare ating grosimea maximă de 406 m, fapt care conduce la ideea că depozitele pliocene se prelungesc de sub aglomeratele vulcanice de la Sărmaşul Mare, sau poate chiar sub cele ale Muntelui Pîrlogul, unde este de presupus o afundare lentă a fundamentului cristalin către W. Tectonica depozitelor pliocene este în general simplă, stratele prezentînd uneori înclinări pînă la 12°.

Zăcămintele de cărbuni

Cărbunii din sectorul minei Borsec. Cărbunii din sectorul cercetat la Borsec apar ca intercalaţii în masa depozitelor argiloase-cenuşii. La mina Borsec, lucrările de exploatare au fost amplasate în amontul văii Vinului afluent al pîrîului Bistricioara, într-o suprafaţă ocupată de Pliocen, denumită Tinova, după mlaştinile caracteristice. Tectonica acestei suprafeţe după cum rezultă din lucrările vechi, a fost considerată destul de complicată, datorită unor falii care dau denivelări cu amplitudini diferite.

Institutul Geologic al României

Din galeriile executate, plecînd de la puțul principal de exploatare, s-au pus în evidență mai multe fracturi, dintre care două mai importante: prima situată la 20 m N de gura puțului, cu direcția N 70°W, cu o denivelare de 8 m, cealaltă la 100 m S de același puț cu direcția N30°W, a cărei amplitudine nu s-a putut preciza. Altă fractură presupusă ar urmări malul drept al pîrîului Vinișorului, explicată prin faptul că pe versantul drept al acestui pîrîu s-a exploatat cărbunele la zi, iar în puțurile de pe vale, aceasta nu se întîlnește decît la 20—30 m adîncime.

Asupra exploatărilor de la Borsec, există informații despre lucrări miniere începînd din anul 1878. Lucrările de exploatare actuale se desfășoară într-un perimetru învecinat lucrărilor miniere vechi, avînd ca obiectiv un complex gros de aproximativ 3 m înclinat către W cu 5°—6°.

Lucrările de prospecțiune executate în 1959 la Borsec s-au continuat și completat în anul 1960, cu rezultatele unor foraje și săpături. S-a putut delimita în acest fel, o zonă purtătoare de cărbuni la S—SW de vechile lucrări miniere, sub forma unei benzi de 150—400 m lățime, care urmărită pe direcție ajunge pînă sub pădurea Tinoavelor.

Suprafața considerată ca posibil purtătoare de cărbuni la „Borsec Mină" reprezintă continuarea pe direcție a stratelor de lignit din lucrările miniere, străbătute la aproximativ 1 km S—SW de puțul nr. 8, de forajul nr. 5 bis ISEM (15609). Acesta întîlnește complexul cărbunos cu aceleași caracteristici, stratele afundîndu-se în acest sector.

Cărbunii din sectorul cătunului Secu. În pîrîul Secu, la aproximativ 2,5 km NE de ramificația șoselei Toplița—Borsec spre Bilbor, s-au pus în evidență blocuri de lignit xiloid provenite dintr-un strat gros de aproximativ 30—40 cm, alunecat din apropiere. În același sector, aproape de confluența pîrîului Florilor cu pîrîul Secului, se mai păstrează încă urmele unor vechi lucrări miniere, care după informații au făcut în trecut obiectul unor lucrări de exploatare a cărbunelui.

Pe pîrîul Cărbunelui precum și la W de pîrîul Cantonului, fragmente de lignit cu aspect foios indică prezența unui strat în apropiere, intercalat în argilele vinete cu *Planorbis* sp. și *Gyraulus* sp.

Ivirile de cărbuni de la Secu, cît și încercările de exploatare prin galeriile amintite, demonstrează că în sedimentarul acestui sector ar exista un strat de lignit cu grosime exploatabilă.

Cărbunii de la Răchitiș. Pe malul stîng al pîrîului Răchitișul Mare, la aproximativ 2 km E de halta Răchitiș, lucrări miniere vechi demonstrează existența unui complex cărbunos, ale cărui strate exploatabile totalizează după informațiile localnicilor, aproximativ 2 m grosime.

Institutul Geologic al României

NIȚĂ PION PETRE . ISTOCESCU D.

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
BORSEC - BILBOR
(REG. MUREȘ - AUTONOMĂ MAGHIARĂ)

0 500m 1km

Bilbor
Grigoreș
Culmea Obcina
Vf. Hurduzagul
D. Fagetelu Rusului
Vf. Fătăciunii
Vf. Sărmașu Mare
Bilca Ciungilor
Sărmașu Gherghiului
Mtele Runculetul
Borsec Stațiune
Borsecu Gherghiului
BORSECU DE JOS
Capra
Mare

LEGENDA

CUATERNAR
1 Grohotiș de pantă
2 Mlaștini
3 Pornituri
4 Aluviuni
5 Terasă
6 Travertine
7 Turbării

ERUPTIV
8 Tufuri, gresii tufacee, tufite
9 Curgeri de lave (andezite cu hornblendă verde, resorbită și piroxeni, andezite propilitice, andezite bazaltice subcrustale etc)
10 Depozite vulcanice detritice (andezite cu piroxen sau olivin sub formă de aglomerate sau blocuri)
11 Depozite pliocene cu cărbuni (Ponțian?)

CRISTALIN
12 Calcare cristaline
13 Șisturi cristaline

14 Izvor mineral
15 Iviri de cărbune
16 Suprafață posibil purtătoare de cărbuni
17 Puț de explorare pentru cărbuni
18 Lucrări miniere părăsite
19 Foraj I.S.E.M. cu indicații de cărbune
20 Foraj I.S.E.M. fără indicații de cărbune
21 Limita Pliocen - Cristalin
22 Direcția și înclinarea stratelor
23 Falie
24 Linie de profil

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LI/1

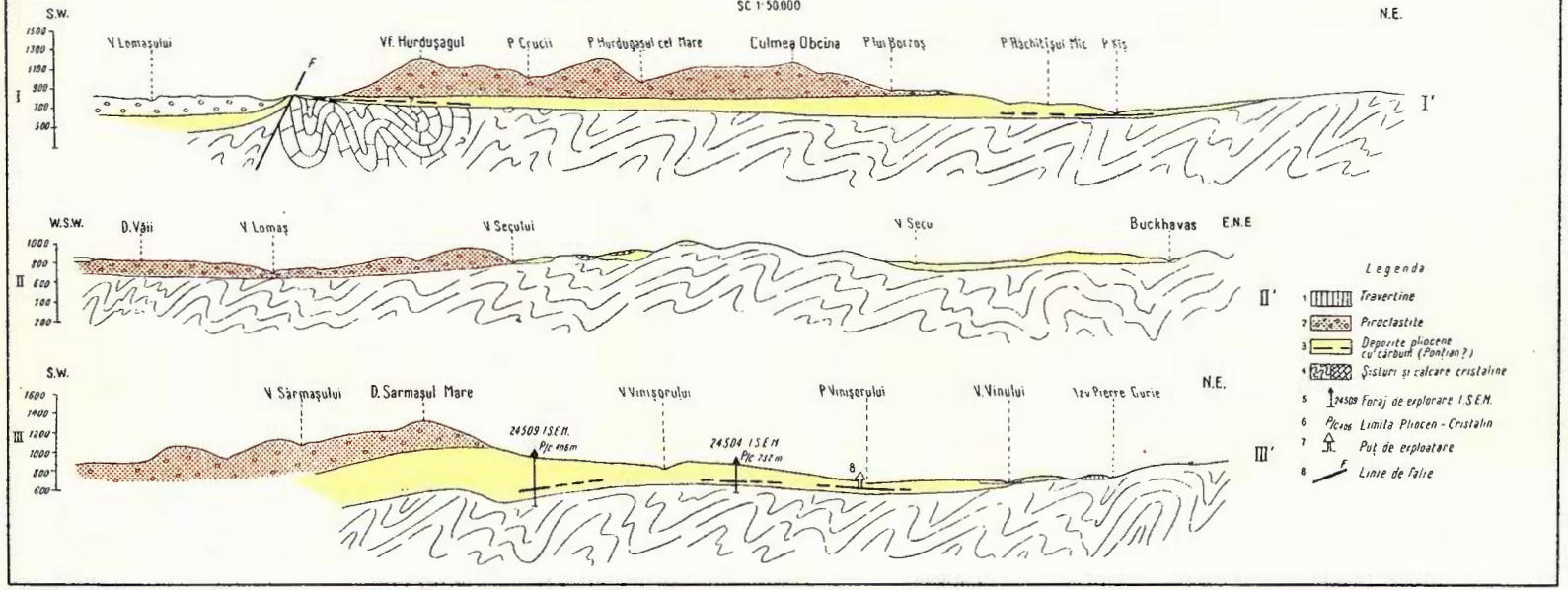
Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

NIȚĂ PION PETRE – ISTOCESCU D.

SECȚIUNI GEOLOGICE IN REG. BORSEC-BILBOR

SC 1:50.000

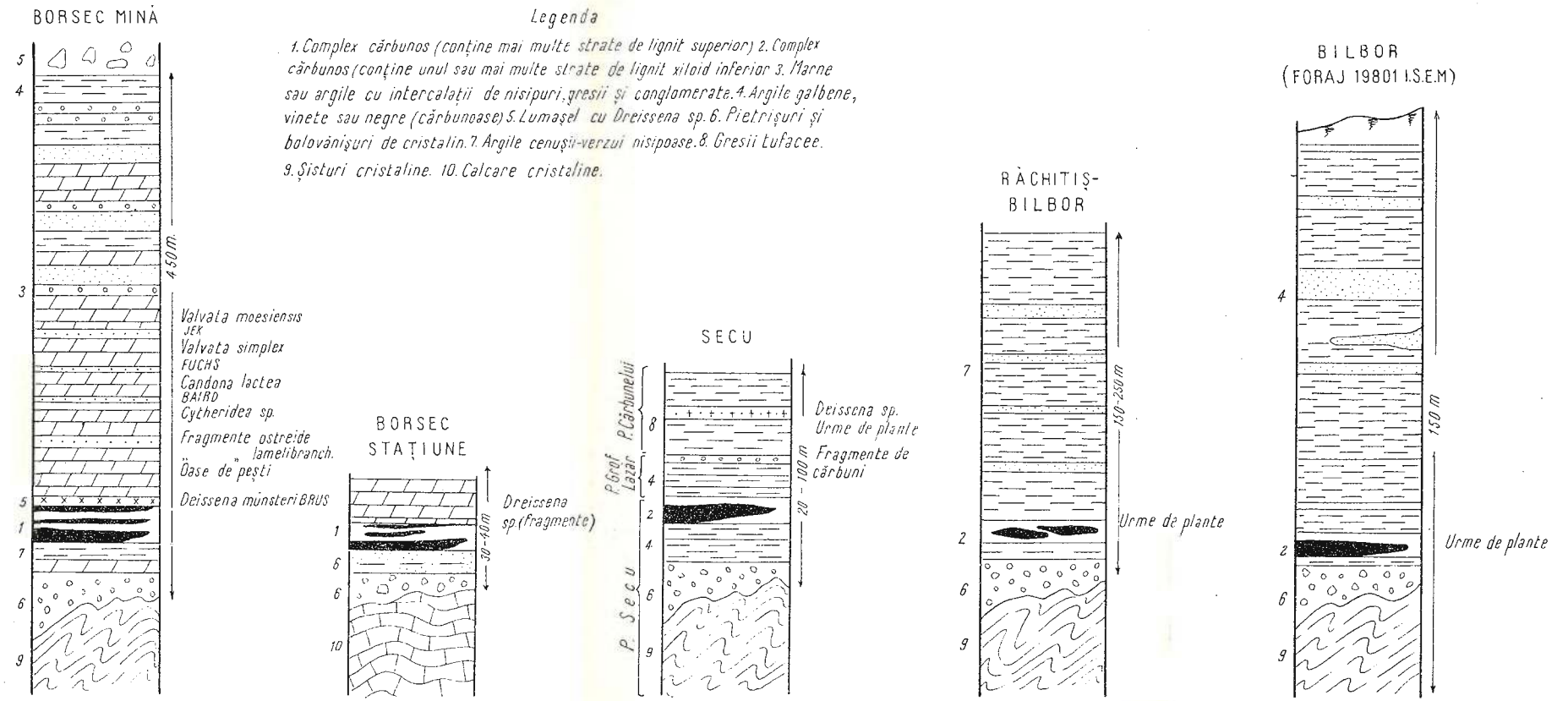


Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

NIȚĂ PION PETRE — ISTOCESCU D.

COLOANE STRATIGRAFICE SCHEMATICE LA BORSEC - SECU - BILBOR



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

În apropierea lucrărilor vechi miniere se mai păstrează şi astăzi o haldă cu fragmente de cărbuni alteraţi. Stratele de lignit de aici ar urmări pe o direcţie W—E limita sedimentar-cristalin, legîndu-se probabil spre N cu cărbunii întîlniţi în punctul denumit Tifrea şi în continuare cu cei din forajul 19801 Bilbor.

Cărbunii din sectorul Tifrea. La Tifrea, într-o fîntînă săpată de localnici, s-a întîlnit la numai 6 m adîncime un strat de lignit gros de aproximativ 2 m. Acest fapt demonstrează că, întreaga suprafaţă cuprinsă între Răchitiş şi Răchitişul Mic, poate fi purtătoare de cărbuni. Linia de afloriment al acestor cărbuni orientată aproximativ N—S ar urmări malul stîng al văii Răchitişul Mic de la cotul acestuia spre N pînă la W de punctul denumit Trif.

Cărbunii de la Bilbor. La Bilbor, locaţia 19801 ISEM executată cu scopul de a obţine informaţii hidrogeologice, întîlneşte un strat de lignit gros de aproximativ 2,70 m între adîncimile de 95—99 m.

Altă zonă posibil purtătoare de cărbuni, în care se află prezent un strat de lignit gros de 0,40 m, se conturează în apropierea izvorului mineral Bilbor, reprezentînd probabil continuarea către W a stratului de lignit în forajul 19801 ISEM.

Concluzii

În urma cercetărilor efectuate la Borsec şi Bilbor au rezultat următoarele: depozitele pliocene atribuite mai înainte Dacianului par să aparţină, în parte cel puţin, unui termen mai vechi al Pliocenului. La Secu, Răchitiş, Tifrea şi Bilbor există intercalaţii de cărbuni cu grosimi exploatabile. Terenurile sedimentare de la Borsec şi Borsec Mină sînt în conexiune cu cele de la Bilbor prin punctul de altitudine maximă Arcoza. Reconstituirea paleogeografică arată existenţa unui golf al lacului Panonic la E de actuala localitate Topliţa. În această nouă interpretare, cărbunii de la Secu şi Bilbor, s-ar putea continua spre W pe sub cuvertura de aglomerate vulcanice.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1924). Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic de la Borsec (Transilvania). *Inst. Geol. Rom. Stud. techn. econ.* Vol. III fasc. 3. Bucureşti.

Herbich F. (1878). Das Szeklerland. *Mitt. Jb. k. ung. geol. A.* Bd. V. f. 2.

Jekelius E. (1924). Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului. *Inst. Geol. Rom. Stud. techn. econ.* Vol. III fasc. 2. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Koch A. (1900). Die Tertiärbildungen des Beckens d. siebenbürg. Landesteile, II Neogen. Herausgegeben von d. ung. geol. Gesellsch. Budapest.

Lillienbach L. (1833). Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Karpathes en Bucovine, en Transylvanie. *Mém. Soc. géol. Franc.* Sér. I, T. II. Paris.

Stur D. (1873). Braunkohlenvorkommnisse in dem Trachytgebirge an der oberen Maros in Siebenbürgen. Eine bemerkenswerte Ablagerung aus dem Hangenden der Congerienstufe bei Köpecz. *Verh. d.k.k. geol. R. A.*

CONSIDÉRATIONS GÉOLOGIQUES SUR LES BASSINS SÉDIMENTAIRES BORSEC ET BILBOR CONCERNANT TOUT SPÉCIALEMENT LES CHARBONS

PAR

NIŢĂ PION PETRE, D. ISTOCESCU

(Résumé)

Les auteurs distinguent quatre secteurs dont les dépôts pourraient contenir des gisements de lignites (Secu, Răchitiş, Tifrea, et Bilbor). Chacun de ces dépôts paraît continuer vers l'W en dessous de la couverture des agglomérats volcaniques des Monts Călimani offrant des perspectives tout à fait spéciales par rapport à celles déjà connues au cas des accumulations favorables. On a montré quelle était d.p.d.v. paléogéographique la relation entre les sédiments de Borsec Mină, Borsec station, Secu et Bilbor qui formaient par le passé une baie du lac pannonien à l'E de Topliţa. Vers la fin du Pontien, cette baie s'est isolée du reste avec la mise en place des agglomérats volcaniques.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DES PLANCHES

CARTE

Carte géologique de la région Borsec—Bilbor (région de Mureş—A. M.).

PLANCHES

Planche I

Coupes géologiques dans la région Borsec—Bilbor.

Planche II

Colonnes stratigraphiques schématiques (Borsec—Secu—Bilbor).

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—19

TECTONICA

NOTĂ ASUPRA STRUCTURII PALEOZOICULUI DIN REGIUNEA ARIEŞENI (BIHOR)[1]

DE

R. DIMITRESCU, S. BORDEA, R. PURICEL

Abstract

On the Palaeozoic Structure of the Arieşeni Area (Bihor Mountains). The Lower Carboniferous in the Arieşeni Area includes a conglomerate level; the development of the latter reveals the broad structure of Carboniferous deposits and the transgressive character of the Permian. Measurements of numerous stratification—and schistosity positions led to the determination of the normal Arieşeni anticline and the Băjiţa syncline, overturned northward, both with a WNW—ESE trend. The interpretation of the statistic diagrams of planar and linear elements suggests two folding phases having affected the Upper Palaeozoic formations of the Bihor Mountains: a Carboniferous phase and a Permian phase.

Stratigrafie

În urma rezultatelor campaniei din 1962 (R. Dimitrescu, 1964), s-a dovedit că rezolvarea structurii geologice a zonei Arieşeni, reclamă, pe lîngă cartarea obişnuită, şi folosirea unor metode microstructurale.

Regiunea asupra căreia s-au extins deci studiile noastre microtectonice este constituită exclusiv din două formaţiuni de vîrstă paleozoică: Carboniferul inferior (seria Şisturilor verzi) şi Permianul inferior (seria conglomeratelor laminate).

Pentru a încadra mai bine aceste formaţiuni, vom descrie pe scurt şi pe cele din culcuşul şi din acoperişul lor, atinse de noi anul acesta doar prin profile izolate, însă studiate parţial în trecut (a se vedea foaia 1 : 100.000 Arieşeni).

[1]) Comunicare în şedinţa din 7 februarie 1964.

Institutul Geologic al României

Intruziuni de Codru. Baza pînzei de Arieşeni, unitatea tectonică din care fac parte formaţiunile cercetate de noi, este formată din complexul intruziunilor de Codru, care apare într-un singur sector restrîns şi anume pe cca 50 m în valea Arieşului Mare, la Gîrda de Sus, puţin amonte de confluenţa cu valea Scorţăriţei, precum şi pe însăşi această din urmă vale. Forma de zăcămînt a acestor intruziuni este cea recunoscută pretutindeni la seria de Codru şi anume cea migmatitică, o reţea de filoane discordante şi concordante străbătînd şisturi cristaline puternic feldspatizate. Compoziţia rocilor intrusive de la Gîrda este plagiogranitică (trondhjemitică) pînă la cuarţ-dioritică.

După cum era de aşteptat, intruziunile de Codru, aflîndu-se în baza unei unităţi şariate, prezintă urmele unei intense solicitări mecanice. Lamelele de macle ale plagioclazului sînt puternic îndoite şi mineralul a căpătat o extincţie rulantă, asemănătoare cu cea a granulelor de cuarţ.

Pe valea Arieşului şi pe valea Scorţăriţei, imediat deasupra intruziunilor se întîlneşte un orizont subţire de şisturi cloritoase cu feldspaţi plagioclazi, avînd rare lentile centimetrice de calcare cristaline. Nu putem decide dacă acestea aparţin complexului cristalin, străbătut de intruziunile de Codru, sau seriei de Muncel, pe care o vom descrie mai jos.

Seria de Muncel. Deasupra intruziunilor de Codru, apare, începînd de la W de valea Scorţăriţei spre SE, un pachet gros de cca 200—300 m format din şisturi cuarţitice-sericitice, cu caractere microconglomeratice, grezoase sau filitoase, uneori pigmentate cu grafit. Petrografic ele sînt asemănătoare şisturilor sericitoase blastopsamitice descrise de unul din noi în seria de Muncel, în regiunea Cîmpeni-Lupşa (R. Dimitrescu, 1958). Aceleaşi şisturi cuarţitice şi filite sericitice se regăsesc, cu întreruperi, în baza pînzei de Arieşeni, pînă în valea Negrii, la W de Secătura, fiind acoperite de seria Şisturilor verzi; ele se prelungesc şi la E de Secătura, fără a mai suporta însă un termen stratigrafic mai nou (R. Dimitrescu, 1964). Noi am paralelizat aceste şisturi cu seria de Muncel, ele marcînd o transgresiune peste seria intruziunilor de Codru.

Carboniferul inferior. Carboniferul inferior (seria şisturilor verzi) se aşază concordant (aparent cel puţin) peste şisturile cuarţitice şi filitele sericitice descrise de noi mai sus.

M. Pálfy şi P. Rozlozsnik (1939) au caracterizat rocile carbonifere drept filite cuarţitice-cloritice cenuşii-verzui, dîndu-le şi o descriere petrografică. D. Giuşcă (1937) arată că Şisturile verzi sînt formate din cuarţ, albit, sericit şi clorit, uneori şi din epidot şi că cuprind intercalaţii amfibolice şi intercalaţii grezoase care sînt remaniate în

Institutul Geologic al României

conglomeratele verzi de la Arieşeni. Spre S, şisturile verzi capătă o nuanţă cenuşie îmbogăţindu-se în sericit. Th. Krăutner (1944) menţionează structura clastică relictă, foarte clar exprimată a Şisturilor verzi, care le diferenţiază net de şisturile cloritoase ale seriei de Biharia.

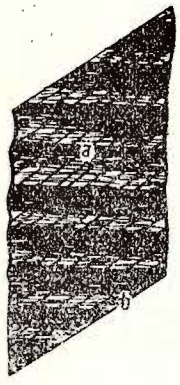
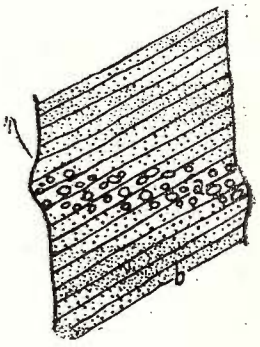


Fig. 1. — Şisturi verzi; valea Arieşului.
a, stratificaţia pusă în evidenţă prin benzi diferit colorate; b, şistozitate.

Fig. 1. — Schistes verts; la vallée d'Arieş.
a, stratification mise en évidence par des bandes diversement colorées; b, schistosité.

Fig. 2. — Şisturi verzi; valea Arieşului.
a, stratificaţie pusă în evidenţă prin variaţii în gradaţie; b, şistozitate.

Fig. 2. — Schistes verts; la vallée d'Arieş.
a, stratification mise en évidence par les variations en gradation; b, schistosité.



R. Dimitrescu (1958) separă în aceeaşi serie (corespunzînd zonei a II-a cu clorit a lui Turner) în afara intercalaţiilor grezoase şi conglomeratice, unele cuarţite fine de culoare cenuşie închisă, cu spărtură sticloasă; şisturile amfibolice intercalate în seria Şisturilor verzi ar fi de natură sedimentogenă sau tufogenă. C. Ionescu (1962) atribuie întregii serii (considerată ca aparţinînd Cristalinului), un caracter tufogen, unele amfibolite din partea de S (Tîrsa), reprezentînd roci eruptive metamorfozate, de tipul dioritelor. Toţi autorii, au considerat Şisturile verzi ca aparţinînd Carboniferului (Giuşcă 1937, Pálfy-Rozlozsnik 1939, Dimitrescu 1958, Bleahu 1963); dovada a fost adusă însă abia recent, V. I. Slavin (1963) citînd determinarea de către E. M. Andreeva a unor spori (*Zonotrilites anomalis*, *Zonotrilites pseudohirsutus* şi *Zonotrilites inciso-trilobus*) care indică o vîrstă viseană. M. Bleahu[1]) dă caracterizarea cea mai completă a seriei, care ne dispensează de a intra în descrieri mai ample.

Şisturile verzi sînt roci sedimentare afectate de un metamorfism dinamic. În general, au o culoare verde deschis pînă la verde închis sau cenuşiu. În şisturile verzi fine, se observă uneori o vărgare de ordinul centimetrului, ritmurile binare provenind din succesiunea unor strate mai grosiere şi de culoare mai deschisă, datorită cuarţului, cu altele mai fine şi de culoare mai închisă, datorită cloritului (fig. 1, 2).

[1]) Raport asupra geologiei regiunii Arieşeni, 1956.

Institutul Geologic al României

Granulaţia Şisturilor verzi variază de la cea pelitică la cea psefitică. Predominante sînt şisturile verzi pelitice, filite cuarţitice-cloritice fine, cu luciu satinat, de culoare cenuşie. Sînt dispuse în bancuri de 10—50 cm grosime şi se desfac în plăci cu grosimi de ordinul centimetrului sau milimetrului, după feţele de clivaj perfect paralele şi plane.

În Şisturile verzi pelitice, se intercalează roci mai grosiere psamitice şi psefitice. Gresiile cuarţitice, apar ca intercalaţii sporadice, la diferite nivele în şisturile verzi pelitice.

Diametrul elementelor din conglomerate este de 2—30 cm. Aceşti galeţi sînt foarte puţin turtiţi, metamorfismul făcîndu-se simţit aici doar asupra liantului. Conglomeratele le-am putut urmări pe o suprafaţă destul de întinsă, ele formînd un nivel în partea mediană a seriei Şisturilor verzi.

Seria Şisturilor verzi se dezvoltă în centrul perimetrului cercetat. În cadrul lor, conglomeratele formează trei benzi ce pun în evidenţă structura acestei zone. Prima bandă merge din Avrămeşti în NE, pînă în dealul Arsurilor. A doua fîşie de conglomerate apare ca o bandă dirijată NW—SE din valea Coblişului şi urmăreşte cursul Arieşului pe un versant sau altul pînă la confluenţa acestuia cu valea Bucinişului. Banda a treia de conglomerate, respectiv flancul sudic al anticlinalului, începe din valea Steule, mergînd pe direcţia SE, pe la izvoarele văii Băjiţa pînă în valea Bucinişului.

Permianul inferior. Permianul inferior este reprezentat prin seria conglomeratelor laminate, care se aşază la W de Arieşeni, peste Şisturile verzi, de la valea Iarba Rea şi pînă în dealul Cristeasa. Conglomeratele remaniază elemente de cuarţ, cu diametru pînă la 7 cm, mai rar de şisturi cristaline, precum şi de filite violacee. Anul acesta am putut observa pe valea Ponoraşului şi prezenţa unor elemente de calcare cristaline.

Cimentul argilos, de culoare roşie-violacee, este sericitizat prin metamorfismul dinamic, care a produs o laminare destul de intensă pe alocuri a rocii. În conglomerate se intercalează gresii cuarţitice şistoase, cu feţe sericitoase şi şisturi argiloase filitoase, de culoare violet închis. Uneori se poate observa în această serie sedimentaţia ritmică.

Orizontul conglomeratelor laminate, se întîlneşte în munţii Bihorului şi în afara pînzei de Arieşeni şi anume în unitatea inferioară, Finiş-Gîrda, a pînzei de Codru. Aci ele se aşază direct peste intruziunile de Codru, lipsind seria Şisturilor verzi carbonifere. Caracterele lor petrografice sînt identice cu cele ale conglomeratelor permiene din pînza de Arieşeni.

Institutul Geologic al României

În jurul confluenţei Arieşului Mare cu Gîrda Seacă, conglomeratele laminate ale Permianului inferior sînt înlocuite printr-o brecie cu elemente de Cristalin (R. Dimitrescu, 1958). Argumentele noastre pentru a susţine echivalenţa dintre cele două formaţiuni sînt următoarele :

1. Brecia se găseşte în prelungirea directă a conglomeratelor, fiind însă localizată în compartimentul nord-vestic, decroşat de către falia Gîrzii ; orizontul conducător al porfirelor cuarţifere se regăseşte în ambele compartimente, în cel sud-estic el acoperind conglomeratele laminate, iar în cel nord-vestic fiind intercalat în partea superioară a breciei, ceea ce dovedeşte că aici, faciesul de brecie, în cea mai mare parte sincron cu faciesul conglomeratic, se ridică local ceva mai sus în scara stratigrafică. În plus, sub orizontul conducător al porfirelor cuarţifere, am mai întîlnit cîte o mică lentilă formată din acelaşi tip de porfire, interstratificată atît în brecie, pe Arieşul Mare, amonte cu confluenţa cu Iarba Rea, cît şi în conglomerate, pe valea Negrii, aval de confluenţa cu valea Lăzeştilor.

2. Conglomeratele laminate împreună cu brecia din pînza de Codru sînt echivalente cu conglomeratele laminate din pînza de Arieşeni, deoarece caracterele lor petrografice sînt identice (în ceea ce priveşte conglomeratele), iar fenomenele de metamorfism dinamic afectează în mod egal conglomeratele şi brecia din ambele unităţi tectonice, mergînd pînă la dezvoltarea şistozităţii diferite de stratificaţie iniţială, după cum vom vedea mai jos. În plus, atît peste conglomeratele din pînza de Arieşeni, cît şi peste brecia din pînza de Codru (pe valea Arieşului Mare, în amonte de confluenţa cu Iarba Rea), se aşază acelaşi orizont al Permianului mediu şi anume seria vermiculară.

În ceea ce priveşte orizontul conducător de porfire cuarţifere din pînza de Codru, el a fost considerat şi de autorii anteriori şi de noi înşine, pe baza considerentelor petrografice şi a modului său de prezentare în teren, ca o curgere de lavă. V. C. Papiu ne-a atras atenţia asupra faptului că principial, o lavă atît de acidă ca cea riolitică nu ar putea, datorită vîscozităţii ei ridicate, să formeze curgeri întinse [1]). Ne-am putut lămuri contrazicerea aparentă între acest fapt şi constatarea că roca apărea, atît microscopic, cît şi megascopic, ca o lavă, abea după 1959, o dată cu apariţia unei bogate literaturi consacrate ignimbritelor. Două simpozioane, la Napoli şi la Moscova, s-au ocupat exclusiv de această problemă. Concluzia studiilor moderne este că multe din rocile cu aspect de riolite şi cu forma de zăcămînt de curgeri de lave, sînt de fapt produse ale erup-

[1]) V. C. Papiu (1963, pag. 294) consideră aceste roci permiene drept cenuşi vulcanice.

Institutul Geologic al României

ţiunilor de nori arzători şi în consecinţă trebuiesc încadrate printre ignimbrite. Denumiri mai vechi care ar coincide cu această noţiune ar fi cele de „tufuri sudate", „tufuri regenerate", „tufolave".

Considerăm în concluzie că atribuirea unei naturi ignimbritice erupţiunile acide din Permianul munţilor Apuseni, poate rezolva problema genezei lor.

Fenomenele de metamorfism dinamic, observate în conglomeratele bazale permiene, se menţin şi în orizontul porfirelor cuarţifere între Valea Negrii şi valea Arieşului Mare, intensitatea fenomenului scăzînd lateral spre NW.

După părerea noastră, orizontul de porfire cuarţifere din pînza de Codru (unitatea de Finiş-Gîrda) nu este sincron cu seria feldspatică dezvoltată la partea superioară a Permianului din pînza de Arieşeni. Orizontul porfirului cuarţifer lipseşte într-adevăr, în această din urmă unitate, între conglomeratele bazale laminate şi seria vermiculară, ceea ce se poate explica în două moduri. Fie că această lipsă este primară în domeniul mai sudic care va deveni cel al pînzei de Arieşeni, neavînd loc la acest nivel al Permianului erupţiuni, fie că aceste erupţiuni de porfire au avut loc şi acolo, intervenind însă după ele o fază de întrerupere în sedimentare, combinată cu o fază de eroziune care a dus la înlăturarea produselor lor. În orice caz, pe Arieşul Mare, în amonte de Gîrda de Sus, se observă cum seria vermiculară care acoperă nivelul subţire de brecie de deasupra orizontului de porfire cuarţifere, este acoperită la rîndul ei de seria feldspatică din partea superioară a Permianului, existînd acolo un profil complet al orizonturilor Permianului.

Permianul mediu. Seria conglomeratelor laminate este acoperită de gresii micacee roşii, prezentînd pe feţe urme asemănătoare celor lăsate de viermi, de unde provine denumirea de „seria vermiculară". Ea nu mai prezintă fenomene de metamorfism dinamic.

În extremitatea nordică a regiunii, atît conglomeratele laminate cît şi termenul următor al Permianului, seria vermiculară, sînt străbătute de un filon de porfire cuarţifere (riolite). Este unul din rarele cazuri din munţii Bihorului, dacă nu singurul, în care acest Eruptiv are o poziţie discordantă faţă de seria vermiculară. Sîntem astfel în prezenţa unui canal de alimentare, dovedit ca atare, al întinselor pînze de tufolave ignimbritice din partea superioară a Permianului.

Institutul Geologic al României

Tectonica

Problema care subsista în regiune, încă de la cartarea ei amănunţită de către M. B l e a h u [1]), era aşezarea aparent perfect concordantă a unor formaţiuni de vîrstă permiană inferioară, peste formaţiuni carbonifer inferioare. Se părea astfel, că mişcările orogenetice hercinice nu şi-ar fi găsit nici un ecou în singura unitate tectonică din Munţii Apuseni, în care intervenţia lor ar fi putut fi dovedită. O rezolvare de principiu a fost adusă în 1962 de R. D i m i t r e s c u (1964), care a dovedit că foliaţiile măsurate pînă în acel moment în Şisturile verzi ca şi probabil cele din Permianul inferior, nu reprezentau o stratificaţie primară aşa cum se considerase pînă atunci, ci o şistozitate ulterioară (clivaj de curgere). Dar faptul fiind stabilit pe un singur profil (valea Arieşului Mare), se impunea nu atît verificarea, cît extinderea reambulărilor în întreg teritoriul ocupat de cele două formaţiuni în cauză.

În consecinţă, metoda urmată a fost următoarea. Scopul principal urmărit atît în Carbonifer, cît şi în Permian, a fost stabilirea poziţiei stratificaţiei reale ss = s_1. Aceasta a putut fi determinată pe baza următoarelor elemente: a) limitele între strate litologic diferite, conglomerate şi gresii, sau gresii şi şisturi pelitice; b) gradarea elementelor în bancurile conglomeratice; c) în Şisturile verzi pelitice, vărgarea datorită benzilor mai bogate în clorit. De cele mai multe ori, stratificaţia reală, chiar în cazul cînd era mai vizibilă (ceea ce este departe de a fi cazul în toate aflorimentele), nu se putea măsura direct, pe ea nedezvoltîndu-se planuri de separaţiune. Pentru stabilirea poziţiei ei, am recurs atunci la metoda construcţiei grafice a unui plan, din două drepte conţinute în el, drepte materializate prin intersecţia stratificaţiei cu două suprafeţe plane; din acestea, una era foarte frecvent faţa şistozităţii, iar cealaltă o faţă oarecare de diaclază. Al doilea element planar, măsurat sistematic şi spre deosebire de primul, totdeauna direct, a fost şistozitatea (clivajul de curgere) s_2. Măsurătorile s-au putut recolta în masă, datorită apariţiei foarte frecvente şi clare a acestui element.

În categoria elementelor liniare, o mare importanţă o capătă măsurarea axelor δ, adică a liniaţiilor rezultate prin intersecţia stratificaţiei ss = s_1 cu şistozitatea s_2.

După cum am arătat mai sus, din această lineaţie de intersecţie, combinată cu încă o urmă, s-a putut construi uneori grafic, poziţia stratificaţiei; de multe ori însă, axul δ a rămas măsurat ca un element de sine stătător, urma stratificaţiei reale neieşind în evidenţă pe alte feţe

[1]) Op. cit.

Institutul Geologic al României

în afară de cea de şistozitate. Un alt element liniar al Şisturilor verzi, mult subordonat însă ca importanţă, prin proporţiile reduse ale apariţiei sale, este o striaţie fină, dezvoltată pe suprafeţele s_2 datorită intersecţiei cu plane de clivaj de fractură de tipul „Knitterung" sau „kink". În afara elementelor menţionate, nu au mai putut fi recoltate decît observaţii cu totul izolate asupra direcţiei de alungire a elementelor din conglomerate (deoarece de multe ori nu există o asemenea direcţie preferenţială) şi asupra unor axe de microcute (deoarece asemenea structuri minore nu apar aproape de loc în seriile de roci studiate).

În faza de interpretare au fost construite diagrame, fie de sector, fie de ansamblu (în funcţie de numărul de elemente măsurate), pentru suprafeţele $s_1 = ss$, s_2 şi pentru lineaţiile de ambele tipuri. Pentru diagramele de elemente planare, au fost construite cercuri π şi, corespunzător acestora poluri π (vezi pl.).

Pentru stabilirea poziţiei normale sau răsturnate a stratelor (direcţiile de „sus" şi „jos") s-a folosit, acolo unde exista, sedimentaţia ritmică; indirect, indicaţii ne-au fost date de relaţia cunoscută dintre înclinările stratificaţiei şi cele ale şistozităţii. Nu ne-am putut folosi de înclinarea planelor axiale ale microcutelor decît în cazuri excepţionale, deoarece ele lipsesc aproape cu desăvîrşire.

Analiza datelor obţinute ne-a condus la următoarele rezultate (vezi planşa):

a) Stratificaţiile primare $s_1 = ss$ ale Şisturilor verzi din întreaga regiune Arieşeni, se aşază într-o zonă al cărei cerc π are polul situat pe direcţia N 80°W/14°NW.

b) Şistozităţile s_2 ale Şisturilor verzi se aşază, în diferite sectoare omogene, pe zone ale căror cercuri au polii π situaţi pe direcţiile (de la N la S): N 53°E/35°NW; N 35°E/30°SW; N 14°E/26°SW; N 53°E/20°SW; N 49°E/21°SW.

c) Stratificaţiile primare ale conglomeratelor laminate permiene se aşază, în două sectoare, pe zone ale căror cercuri au polii π situaţi pe direcţiile (de la N la S): N 74°E/15°SW; N 29°E/13°SW.

d) Şistozităţile conglomeratelor se aşază, în aceleaşi sectoare, pe zone ale căror cercuri au polii π situaţi pe direcţiile N 66°E/11°SW; N 41 E/20 SW.

e) Axele δ (lineaţiile de intersecţii) în diferite sectoare omogene ale Şisturilor verzi au maximele situate pe direcţiile: cca E—W/20 W; N 80 W/10°NW; N 50°W/05°SE.

f) Axele δ (lineaţiile de intersecţii) în conglomeratele permiene au maximul situat pe direcţia N 35°E/25°SW.

Institutul Geologic al României

g) Lineaţiile de tipul „Knitterung" (kink) din Şisturile verzi au maximul situat pe direcţia N 20°E/25°SW.

h) Alungirile elementelor din conglomerate (atît din cele carbonifere cît şi din cele permiene) au direcţii nord-vestice.

În ansamblu, axele structurilor determinate de şistozitate în conglomeratele permiene, coincid, pe de o parte cu cele determinate de şistozitate în Şisturile verzi, iar pe de altă parte cu axele structurilor determinate de stratificaţie în Permian; din contra, stratificaţia Şisturilor verzi determină structuri aparte.

Sinteza acestor date, împreună cu examinarea pe hartă a distribuţiei în spaţiu a diferitelor elemente tectonice, duce la următoarele rezultate. Structurile determinate pe baza stratificaţiei în Şisturile verzi sînt orientate WNW—ESE; au putut fi determinate anticlinalul Arieşeni şi sinclinalul culcat Băjiţa. Flancul răsturnat sudic al acestui sinclinal se poate pune în evidenţă atît prin reapariţia orizontului conglomeratic, cît şi prin înclinările stratificaţiei, care devin mai mari decît ale şistozităţii, în puncte izolate ajungîndu-se chiar la căderi nordice normale ale stratificaţiei. Această primă cutare a şisturilor verzi a avut loc fără a fi însoţită de fenomene metamorfice; pe stratificaţie nu s-au dezvoltat nici măcar plane de separaţiune.

Peste Şisturile verzi cutate, se aşază transgresiv şi discordant conglomerate permiene inferioare. După depunerea lor (şi după depunerea nivelului de porfire cuarţifere dintre Gîrda de Sus şi Neagra), intervine o a doua fază de cutare. Aceasta dă naştere în conglomerate la o structură orientată NE—SW (cu oarecare greutate s-ar putea trasa un sinclinal în lungul văii Cristeasa); totodată, această fază este însoţită de un proces de metamorfism dinamic într-un grad corespunzător epizonei superioare, care imprimă atît părţii inferioare a Permianului, cît şi Carboniferului o şistozitate pronunţată. În cea mai mare parte a regiunii, şistozitatea nu coincide cu stratificaţia primară; coincidenţa însă are loc, în mod sistematic, în extremitatea nordică a regiunii (sectorul Glăvoi-Ponoraş) în conglomeratele laminate permiene.

Vîrsta primei faze de cutare, situată între Visean şi Permian, este probabil sudetică sau cel mult asturică; în ceea ce priveşte pe cea de a doua, noi o considerăm ca saalică, avînd în vedere că, începînd cu seria vermiculară nu se mai dezvoltă o şistozitate deosebită de stratificaţie. Este aceeaşi fază pe care am pus-o în evidenţă şi cu alte ocazii (R. Dimitrescu, 1964), în Cristalin, ea producînd în acesta, la scară macro-, meso- şi microscopică structurile mai noi, orientate NE—SW. Întreruperea în sedimentare dintre orizontul porfirelor cuarţifere

Institutul Geologic al României

şi seria vermiculară, presupusă de noi, este de pus în legătură cu aceeaşi fază tectonică.

Cît despre faza şi mai veche de cutare şi de metamorfism a şisturilor cristaline, pusă în evidenţă de noi anul trecut, ea pare a fi anterioară Carboniferului, deoarece metamorfismul nu atinge cîtuşi de puţin Şisturile verzi; vîrsta ei ar rămîne a se plasa cel mai tîrziu în faza bretonă. Pentru completarea studiului microtectonic cu date de petrologie structurală, am măsurat statistica orientării axelor optice ale cuarţului într-un şist verde de pe valea Arieşului Mare. Într-o secţiune orientată perpendicular pe axa „*b*" a rezultat o centură a cuarţului, heterotactică faţă de orientarea determinată de şistozitatea s_2 a sericitului şi a cloritului; orientarea axei „B" a acestei centuri este N 28°W/11°SE, direcţia nord-vestică fiind în acord cu cea a axelor δ din Şisturile verzi, precum şi cu alungirile elementelor din conglomerate.

În cursul mişcărilor tectonice mesozoice, întreg sectorul studiat de noi făcea parte din pînza de Arieşeni.

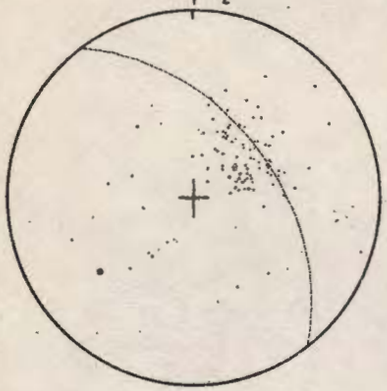
Linia de încălecare a acesteia peste unitatea inferioară a pînzei de Codru este reprezentată prin limita estică a Şisturilor verzi, şi, mai spre N, a conglomeratelor laminate permiene. Credem că formaţiunile pînzei de Arieşeni, au fost deplasate în bloc peste cele din unitatea inferioară, iar banda subţire de conglomerate care pe harta 1 : 100.000 Arieşeni, este figurată ca apărînd într-un flanc invers al pînzei, aparţine, după părerea noastră, unităţii de Finiş-Gîrda.

Concluzii

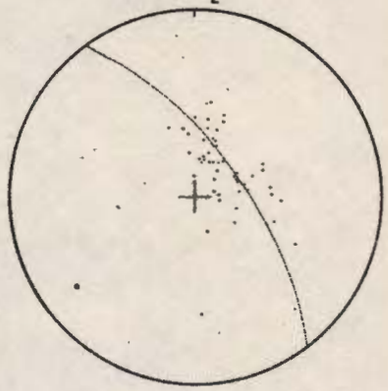
Studiile microtectonice întreprinse de autori în regiunea Arieşeni, au contribuit la rezolvarea unor probleme legate de structura acestei regiuni şi care rămăsese deschise în urma cercetărilor anterioare. Pentru prima dată, a fost separat cartografic, în Carboniferul inferior, un nivel de conglomerate; urmărirea acestuia a pus în evidenţă structura de ansamblu a depozitelor carbonifere şi caracterul transgresiv al Permianului. Observaţiile sistematice au putut pune în evidenţă, pe o suprafaţă de cîţiva kilometri pătraţi, stratificaţiile reale ale rocilor carbonifere şi permiene, stratificaţii care pînă în prezent fuseseră confundate cu şistozitatea acestor roci. Măsurătorile unui mare număr de poziţii ale stratificaţiei şi ale şistozităţii au dus la determinarea anticlinalului normal Arieşeni şi a sinclinalului Băjiţa, culcat spre N, ambele orientate WNW—ESE. Interpretarea diagramelor statistice ale elementelor planare şi

Institutul Geologic al României

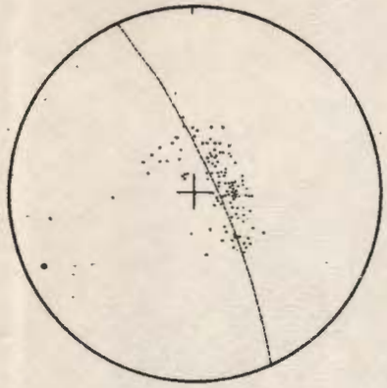
ȘISTURI VERZI
N. ARIEȘENI (COLIBAȘ - PONTEȘTI)
100 p. S_2



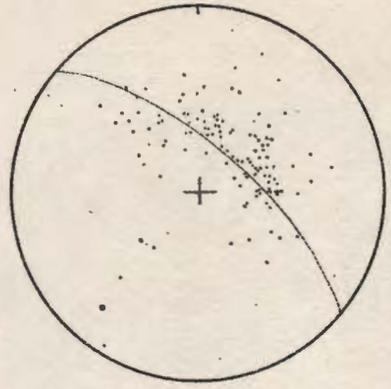
ȘISTURI VERZI
AFL. S. BUCINIȘ
50 S_2



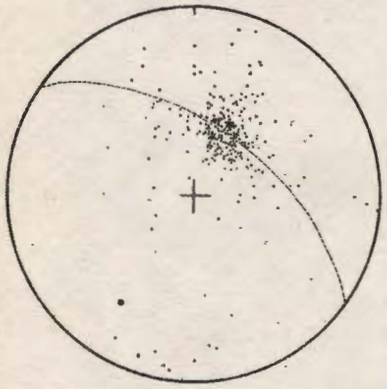
PERMIAN INFERIOR
CULDEȘTI - COBLIȘ
122 ss



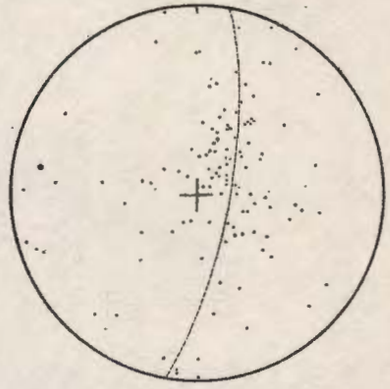
PERMIAN INFERIOR
V. BUCINIȘ - V. STEULE - V. COBLIȘ
117 S_2



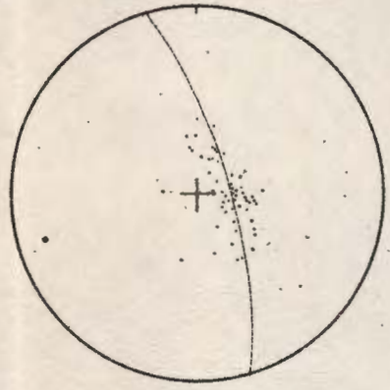
ȘISTURI VERZI
V. ARIEȘULUI MARE și V. BĂJIȚA
250 p. S_2



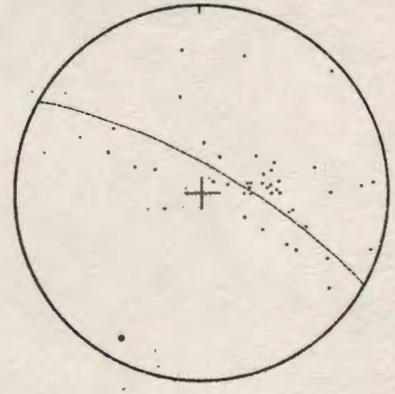
ȘISTURI VERZI
REG. ARIEȘENI
100 ss.



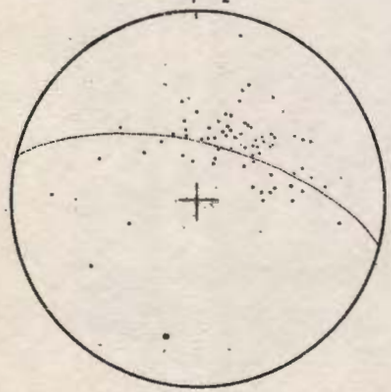
PERMIAN INFERIOR
CULDEȘTI - COBLIȘ
57 ss



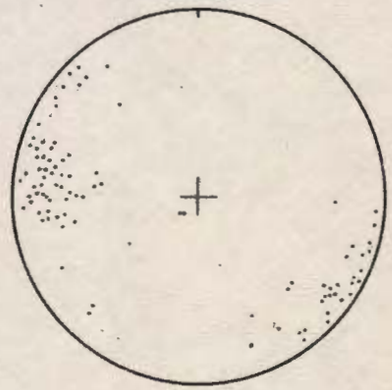
PERMIAN INFERIOR
V. BUCINIȘ - V. STEULE - V. COBLIȘ
40 ss



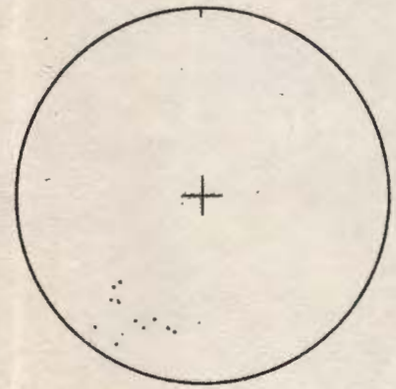
ȘISTURI VERZI
V. BUCINIȘULUI
68 p. S_2



CARBONIFER INFERIOR
93 axe δ



PERMIAN INFERIOR
12 axe δ



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

lineare măsurate, a pus în evidenţă două faze de cutare care au afectat formaţiunile paleozoice superioare în munţii Bihorului, o fază de vîrstă carboniferă şi una de vîrstă permiană.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din munţii Apuseni. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V*, III/1. Bucureşti.

Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic şi petrografic al regiunii dintre Gîrda şi Lupşa (bazinul superior al Arieşului). *An. Com. Geol.* XXXI.

Dimitrescu R. (1964) Date microtectonice asupra regiunii Cîmpeni. *D. S. Com. Geol.* L (1962—1963).

Giuşcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des monts du Bihor. — *Bull. Lab. Min. Univ. Buc.* II,

Ionescu C. (1962) Cercetări geologice şi petrografice în Cristalinul munţilor Bihor (Biharia). — *An. Com. Geol.* XXXII.

Kräutner Th. (1944) Observations géologiques sur le Mésozoïque à l'W du massif cristallin de Gilău et sur ses rapports tectoniques, avec la série du Codru et la série de Biharia. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVIII, (1939—1940). Bucureşti.

Pálfy M. (1907) Die Umgebung von Abrudbánya. *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Länder. d. ung. Kr.* Budapesta.

Pálfy M., Rozlozsnik P. (1939) Geologie des Bihar — und Belergebirges. I. Kristallin u. Paleozoikum. *Geologica Hungarica.* Budapesta.

Papiu Corvin V. (1963) Geologie şi drumeţie. Ed. Ştiinţifică. Bucureşti.

Rozlozsnik P. (1935) Neue Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Gesteine der Umgebung des Nagybihar. *Földt. Közl.* LXV. Budapesta.

Slavin V. I. (1963) Stratigrafia Paleozoicului din partea internă a sistemului Carpato-Balcanic. *Asoc. geol. Carpato-Balcanică, Congr. V*, III/2. Bucureşti

Harta geologică a R.P.R., foaia 1 : 100.000 Arieşeni.

SUR LA STRUCTURE DU PALÉOZOÏQUE DE LA RÉGION ARIEŞENI (BIHOR)

PAR

R. DIMITRESCU, S. BORDEA, R. PURICEL

(Résumé)

Les auteurs ont effectué des recherches microtectoniques détaillées dans une région dont la constitution comprend deux formations : le Carbonifère inférieur et le Permien inférieur. La base de la nappe d'Arieşeni, unité tectonique qui comprend les formations paléozoïques étudiées,

Institutul Geologic al României

est constituée par la complexe des intrusions de Codru, qui apparaît dans un unique secteur restreint – à Gîrda de Sus –, et qui présente les traces d'une intense sollicitation mécanique. Superposé, suit un paquet à épaisseur de 200—300 m, formé de schistes quartziteux-sériciteux à caractères microconglomératiques, gréseux ou phylliteux, pigmentés parfois de graphite, attribués à la série de Muncel.

Le Carbonifère inférieur (série des schistes verts) a une position concordante (apparemment, au moins) sur les schistes que nous venons de décrire. Il est constitué par des roches sédimentaires affectées par un métamorphisme dynamique. En général, les schistes sont d'un vert clair qui va jusqu'au vert foncé, gris même; ils sont parfois bariolés à l'échelle de centimètres, les rythmes binaires provenant de la succession de couches plus grossières, à couleur plus claire, à cause du quartz, avec d'autres plus fines à couleur plus foncée, à cause du chlorite.

La granulation des schistes verts varie de celle pélitique à celle pséphitique, la première prédominant.

Les conglomérats ont des galets au diamètre de 2—30 cm; ils forment un niveau à la partie moyenne de la série des schistes verts.

Trois bandes de conglomérats ont été séparées, qui mettent en évidence la structure de la zone. Par des analyses palinologiques on a déterminé comme viséen l'âge des schistes verts (S l a v i n, 1963).

Le Permien inférieur est représenté par la série des conglomérats laminés qui se superposent aux schistes verts à l'W d'Arieşeni.

Les conglomérats remanient des éléments de quartz, plus rarement de schistes cristallins, à diamètre d'environ 7 cm, ainsi que de phyllites violacées.

Le ciment argileux, rouge-violacé, est séricitisé par le métamorphisme dynamique qui a produit, par endroits, une lamination assez intense de la roche. Dans les conglomérats sont intercalés des grès quartzitiques schisteux, à surfaces sériciteuses et des schistes argileux-phylliteux, violet foncé. La sédimentation rythmique est parfois visible dans cette série. La série des conglomérats laminés est recouverte par des grès micacés rouges, qui présentent sur leurs faces des traces pareilles à celles que laisseraient des vers, d'où la dénomination de „série vermiculaire" (B l e a h u, 1963).

La série ne présente pas des phénomènes de métamorphisme dynamique.

Étant donné que les foliations mesurées antérieurement ne représentaient pas la stratification primaire, ainsi qu'on le croyait, mais bien une

Institutul Geologic al României

schistosité ultérieure (clivage) on s'est proposé, comme but principal, d'établir dans les deux formations paléozoïques la position de la stratification réelle (ss = s_1). On a pu déterminer la position de la stratification en utilisant les éléments suivants : *a)* les limites entre les couches lithologiques différentes, conglomérats et grès, ou bien, grès et schistes pélitiques ; *b)* la gradation des éléments dans les bancs conglomératiques ; *c)* dans les schistes verts pélitiques, le bariolage causé par des bandes à plus grande teneur en chlorite. Le second élément planaire mesuré systématiquement a été la schistosité s_2.

Une importance accrue dans la catégorie des éléments linéaires acquiert la mesure des axes δ, c'est-à-dire des linéations résultées de l'intersection de la stratification ss = s_1 avec la schistosité s_2. Un autre élément linéaire des schistes verts est une striation fine, développée sur les surfaces s_2 grâce à l'intersection avec des plans de clivage de fracture. Durant la phase d'interprétation on a construit des diagrammes, soit par secteur, soit d'ensemble, pour les surfaces s_1 et s_2 et pour les linéations.

Pour les diagrammes d'éléments planaires, on a construit les cercles π et, en concordance, les pôles π.

Afin d'établir la position normale ou renversée des couches (les directions d',,en haut'' et d',,en bas''), nous avons employé, là, où elle existait, la sédimentation rhythmique ; indirectement, des indications ont résulté de la relation connue entre les inclinaisons de la stratification et de la schistosité.

Une vue d'ensemble présente les données suivantes : les axes des structures déterminées par la position de la schistosité dans les conglomérats permiens, à orientation NE, coïncident d'une part avec les axes déterminées par la schistosité dans les schistes verts, et, d'autre part, avec les axes des structures déterminées par la position de la stratification du Permien ; par contre, les positions de la stratification des schistes verts déterminent des structures à part orientées WNW—ESE. Les linéations sont orientées NE. Ces données et l'examen de la carte en ce qui concerne la distribution spatiale des divers éléments tectoniques conduisent aux résultats suivants : les structures déterminées en vertu de la position de la stratification des schistes verts sont orientées WNW—ESE ; on est arrivé à déterminer l'anticlinal Arieşeni et le sinclinal couché Băjiţa. Le flanc inverse sud de ce sinclinal peut être mis en évidence aussi bien par la réapparition de l'horizon conglomératique, que par les inclinaisons de la stratification qui deviennent plus grandes que celles de la schistosité. Ce premier plissement des schistes verts s'est produit sans être

Institutul Geologic al României

accompagné par des phénomènes métamorphiques ; sur la stratification ne se sont même pas développés des plans de séparation. Les conglomérats permiens inférieurs ont une position transgressive et discordante sur les schistes verts plissés. Une seconde phase de plissement intervient après leur déposition. C'est celle-ci qui engendre dans les conglomérats une structure orientée NE—SW ; en même temps cette phase est accompagnée par un processus de métamorphisme dynamique à un degré correspondant à l'épizone supérieure, qui imprime aussi bien au Permien inférieur qu'au Carbonifère, une schistosité accentuée. Pour la majeure partie de la région, celle-ci ne coïncide pas avec la stratification primaire.

L'âge de la première phase de plissement — situé entre le Viséen et le Permien — est probablement sudétique ou asturique tout au plus ; pour ce qui est de la seconde phase, nous la considérons comme saalique, en tenant compte qu'en commençant par la série vermiculaire, il n'y a plus de développement de schistosité qui diffère de la stratification. C'est la même phase que nous avons mise en évidence en d'autres occasions (D i m i t r e s c u, 1964) dans le cristallin ; elle y produit, à l'échelle macro-, méso- et microscopique, les structures plus récentes orientées NE—SW.

Afin de compléter l'étude microtectonique par des données de pétrologie structurale, nous avons mesuré la statistique de l'orientation des axes optiques du quartz dans un schiste vert d'Arieşul Mare.

Dans une section perpendiculaire à l'axe *b*, apparaît une ceinture du quarz, hétérotactique en rapport avec l'orientation déterminée par les schistosités s_2 du séricite et du chlorite ; l'orientation de l'axe de cette ceinture du quartz est de N28°W/11°SE, la direction NW s'accordant à celle des axes δ des schistes verts, ainsi qu'aux élongations des éléments des conglomérats.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LI/1 (1963—1964)

TECTONICA

STUDIUL MICROTECTONIC AL ZĂCĂMÎNTULUI DE BARITINĂ DE LA OSTRA [1])

DE

G. PITULEA, A. GURĂU, F. TĂNĂSESCU

Abstract

Microtectonical Study of the Barytine Deposit from Ostra. The barytine deposit from Ostra is located within an extension fissure of an anticlinal bend consisting of Triassic formations. The microtectonical study demonstrates the depression of the middle zone of the deposit under the form of a fault trough / „graben" /. Consequently, the largest part of the deposit was preserved, the North and the South zones remaining upthrusted and separated from the present body by the transverse faults which have been almost completely eroded.

Prin cercetările întreprinse în ultimii ani în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor orientali, la S de munţii Rarău, s-a descoperit zăcămîntul filonian de baritină şi witherit de la Ostra, care pe lîngă importanţa economică, ridică o serie de probleme referitoare la geneza, vîrsta şi tectonica lui.

Studiile efectuate pînă în prezent (G. Pitulea, F. Tănăsescu, L. Mînzăraru, 1963, F. Tănăsescu, G. Pitulea, 1962, F. Tănăsescu, G. Pitulea, F. Băncilă, 1963) au lămurit în bună parte originea, vîrsta şi rolul jucat de tectonica disjunctivă în desăvîrşirea edificiului actual al zăcămîntului. Au fost puse astfel în evidenţă trei faze de mişcări tectonice, în prima fază s-a produs o puternică milonitizare a gnaiselor de Rarău din partea estică a zăcămîntului, precum şi formarea fracturii pe care au circulat soluţiile încărcate cu baritină. În această fază, gnaisele cataclazate au fost mineralizate pe o largă reţea de fisuri. Faza a doua a condus la brecifierea gnaiselor bari-

[1]) Comunicare în şedinţa din 29 mai 1964.

Institutul Geologic al României

tizate şi la apariţia — spre periferia zăcămîntului — unei zone cu baritină clastofirică; a urmat depunerea unei noi generaţii de baritină însoţită de sulfuri polimetalice (în special pirită), care a cimentat breciile şi fisurile nou creiate, atît în gnaise cît şi în baritină, precum şi depunerea witheritului localizat numai în corpul de baritină (G. Pitulea, F. Tănăsescu, L. Mînzăraru, 1963). A treia fază a avut loc după formarea zăcămîntului generînd mai multe sisteme de fisuri diferite ca mărime, direcţie şi înclinare.

Studiul acestor structuri disjunctive posterioare formării zăcămîntului, constituie obiectul acestei lucrări.

Geologia regiunii şi a zăcămîntului

Zăcămîntul de la Ostra este situat în extremitatea sudică a cuvetei Rarăului din Carpaţii orientali de-a lungul unei fracturi orientate aproximativ N—S care este paralelă cu contactul anormal dintre zona cristalino-mezozoică şi flişul vest-intern în faciesul stratelor de Sinaia.

În această regiune Cristalinul este alcătuit din formaţiuni cristalofiliene epimetamorfice reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase ± grafit, şisturi cu albit, şisturi tufogene bazice, şisturi grafitoase, roci porfirogene şi tufitogene, şisturi cuarţo-sericitoase, cuarţite negre, gnaise de Rarău şi micaşisturi cu două mice (la contact cu gnaisele de Rarău).

Formaţiunile sedimentare sînt reprezentate prin conglomerate şi gresii silicioase (Werfenian inferior), calcare dolomitice, calcare şi dolomite (Werfenian superior—Anisian), roci jaspoide şi radiolarite (Ladinian), precum şi depozite de umplutură, de vîrstă apţiană (gresii şi conglomerate poligene). În partea de E a zonei cristalino-mezozoice se dezvoltă formaţiunea flişoidă în faciesul stratelor de Sinaia (Vallanginian-Hauterivian).

Depozitele triasice şi cretacice alcătuiesc un sinclinal alungit aproximativ N—S care este decroşat şi compartimentat de sisteme de falii paralele şi perpendiculare pe structura regiunii. Acest sinclinal prezintă o afundare axială în zona lui mediană, unde este localizat şi zăcămîntul de baritină, în timp ce extremităţile nordică, dar mai ales sudică, sînt puternic ridicate. Această ridicare a dus la apariţia unei ferestre tectonice (fereastra Grebenului), situată în extremitatea sudică a regiunii, unde eroziunea a scos la zi, de sub Cristalin, stratele de Sinaia (fig. 1). În zona mediană sinclinalul prezintă două cute anticlinale minore. Fractura mineralizată se localizează în axul uneia din aceste cute (Pl. I—IV).

Institutul Geologic al României

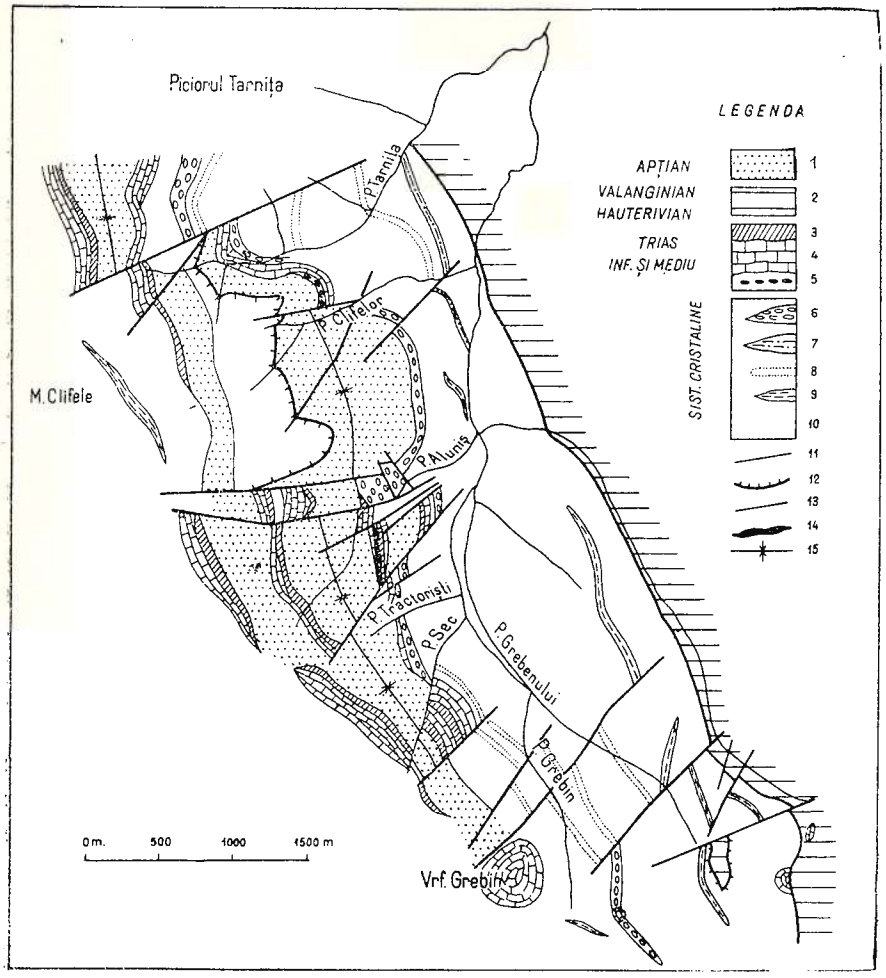


Fig. 1. — Schiţa geologică a zonei cu mineralizaţii de baritină de la Ostra.

1, gresii şi microconglomerate (Apţian); 2, strate de Sinaia (Valanginian—Hauterivian); 3, roci jaspoide, dolomite şi calcare dolomitice, 5, conglomerate şi gresii silicioase (Trias inf. şi mediu); 6, gnaise oculare tip Rarău 7, cuarţite şi şisturi cuarţitice-sericitoase 8, roci porfirogene 9, şisturi tufogene bazice 10, şisturi sericitoase cuarţitice + clorit 11, direcţia şi căderea stratelor; 12, linie de încălecare; 13, falie; 14, filon de baritină; 15, axul probabil al sinclinalului.

Fig. 1. — Esquisse géologique de la zone à minéralisation de barytine d'Ostra.

1, grès et microconglomérats (Aptien); 2, couches de Sinaïa (Valanginien-Hauterivien); 3, roches jaspoïdes; 4, dolomies et calcaires dolomitiques; 5, conglomérats et grès siliceux (Trias inf. et moyen); 6, gneiss oeillés type Rarău; 7, quartzites et schistes qurtzitiques sériciteux; 8, roches porphyrogènes; 9, schistes tufogènes basiques; 10, schistes sériciteux quartzitiques + chlorite; 11, direction et pendage des couches; 12, ligne de chevauchement; 13, faille; 14, filon de barytine; 15, axe probable du synclinal.

Institutul Geologic al României

Mişcările cele mai importante care au afectat regiunea au fost mişcările austrice. Ca rezultat al acestor mişcări, pe lîngă antrenarea zonei cristalino-mezozoice peste stratele de Sinaia (acest contact anormal are valori cuprinse între 10°—25° W/40°—80°W, foarte rar fiind vertical), au apărut în zona cristalino-mezozoică, dedublări ale flancului estic al sinclinalului şi chiar solzi.

Filonul de baritină vine succesiv în contact cu diferiţi termeni descrişi anterior. În partea inferioară este cantonat în şisturi cuarţito-sericitice, apoi în gnaise de Rarău, la orizonturile superioare, între gnaise de Rarău, dolomite şi calcare dolomitice (Werfenian superior-Anisian), în timp ce în zona de aflorimente se găseşte localizat între dolomite şi roci jaspoide ladiniene [1]).

Zăcămîntul de la Ostra a fost afectat de acelaşi sistem de dislocaţii care a compartimentat şi decroşat întreg complexul cristalino-mezozoic.

Astfel, corpul principal al zăcămîntului este delimitat de două falii perpendiculare pe structură (falii *ac*), la N şi S apărînd compartimente ridicate, unde mineralizaţia este foarte săracă sau lipseşte total.

Alte falii „*ac*" rup corpul de baritină, aducînd succesiv compartimente ridicate şi căzute şi producînd totodată şi decroşări de ordinul metrilor.

Deşi în toată regiunea, sensul mişcărilor este estic, în zona de dezvoltare maximă a filonului (care a constituit şi obiectul nostru de cercetare) efortul tectonic pare să fie dirijat de la E către W, încît gnaisele din partea estică a filonului sînt aduse (de-a lungul unor falii inverse) peste corpul de baritină, dolomite, iar uneori chiar peste depozitele apţiene din partea vestică a zăcămîntului.

Originea fracturilor anterioare mineralizaţiei

Studiul formei, mărimii şi înclinării fracturilor, precum şi a reliefului pereţilor lor, constituie elemente morfologice care permit încadrarea lor în diferitele tipuri genetice cunoscute. Fractura principală în care s-a format mineralizaţia de baritină de la Ostra, este alungită aproape N—S şi prezintă îngroşări şi gîtuiri succesive care variază de la 1—45 m, pînă la dispariţie (fig. 2). Acest caracter neregulat, aproape discontinuu, care apare atît pe direcţie cît şi pe înclinare (fig. 2, IV—VI), poate fi urmărit pe distanţe de cîţiva kilometri şi se continuă spre N pînă la Gemenea şi Slătioara, unde zăcămîntul de sulfuri polimetalice are caractere similare.

[1]) V. Ianovici, D. Giuşcă, F. Tănăsescu, G. Pitulea. Zăcămîntul de baritină de la Ostra. Congr. VI al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice Varşovia. 1963. Sub tipar.

Institutul Geologic al României

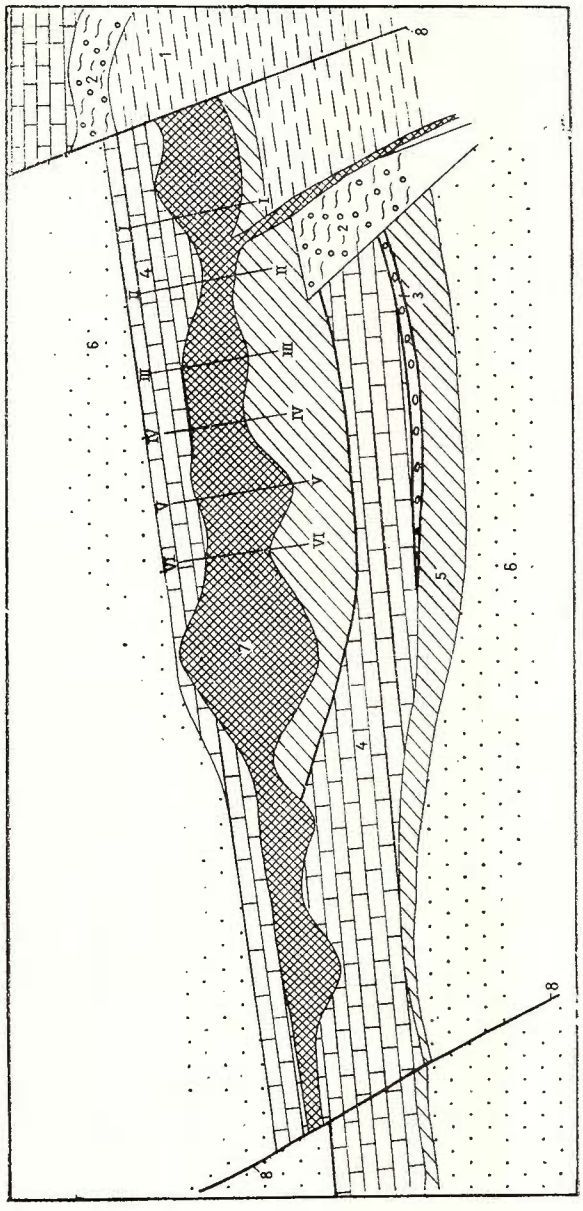


Fig. 2. — Schița zonei principale a zăcămîntului de baritină de la Ostra.

1, șisturi sericito-cloritoase; 2, gnaise de Karău; 3, conglomerate silicioase (Werfenian inf.); 4, calcare dolomitice (Werfenian sup.-Anisian); 5, jaspuri și radiolarite (Ladinian); 6, gresii și microconglomerate poligene (Apțian); 7, baritină, 8, falii.

Fig. 2. — Esquisse de la zone principale du gisement de baryline d'Ostra.

1, schistes séricitcux-chloriteux; 2, gneiss de Karău; 3, conglomérats siliceux (Werfénien sup.-Anisien); 5, jaspes et radiolarites (Ladinien); 6, grès et microconglomérats polygènes (Aptien); 7, barytine. 8, failles.

Institutul Geologic al României

Terminaţiile acestor filoane „efilările" lor nu constituie în cazul acestor fracturi, un indiciu obligatoriu de continuare a filonului în acelaşi plan (A. V. Pek, F. I. Volfson, L. I. Luchin 1960). Aceste terminaţii ascuţite sînt de natură primară şi nu un rezultat al tectonicii disjunctive posterioare formării mineralizaţiei.

În zona de dezvoltare maximă, fractura are înclinări care variază între 75—85° spre E. Datorită formei neregulate a pereţilor însă — la diferitele orizonturi la care a fost deschis zăcămîntul — sensul înclinării oscilează cînd spre E cînd spre W.

Forajele executate precum şi o galerie de bază, au arătat că fractura mineralizată se efilează treptat, la cca 200 m sub zona de aflorimente, avînd grosimi de ordinul zecilor de centimetri. Mai spre N însă, fractura mineralizată a fost interceptată la un nivel inferior, grosimea ei ajungînd aproape la 2 m (tunelul Ostra—Leşul Ursului). Nu este exclus ca situaţii similare să apară de-a lungul întregii zone cu indicaţii de mineralizaţie de baritină.

Considerăm că fractura de la Ostra, este o fractură profundă. Prin caracterele sale se încadrează în tipul fracturilor de extensiune şi s-a născut datorită formării structurii plicative. În această ipoteză, zonele cu perspectivă pot fi găsite — atît în adîncime cît şi pe direcţie — şi în plane diferite de cel al zăcămîntului pus în evidenţă pînă în prezent. Săparea tunelului Ostra—Leşul Ursului, a arătat existenţa, în gnaisele de Rarău, a numeroase fracturi mici, paralele, mineralizate cu baritină.

Deşi genetic această fractură a fost o fractură de extensiune, în timpul mişcărilor tectonice postmetamorfice a fost reluată, manifestîndu-se ca o fractură de forfecare, fără a-şi pierde însă caracterele iniţiale. De-a lungul ei s-au produs deplasări pe verticală, astfel că depozitele mezozoice din partea estică a zăcămîntului au fost ridicate şi erodate,prezentînd grosimi de ordinul zecilor de metri, pe cînd compartimentul de la W fiind puternic scufundat, are grosimi apreciabile (pl. I, I—IV).

Studiul structurilor disjunctive posterioare mineralizaţiei

Metoda de lucru. S-au măsurat toate sistemele de fisuri întîlnite atît în corpul de baritină, cît şi în rocile cu care vine în contact (dolomite şi calcare dolomitice, gnaise de Rarău). S-au întocmit diagrame locale începînd din zona de aflorimente şi pînă la nivelele inferioare deschise cu lucrări miniere, pentru fiecare tip de rocă în parte.

Institutul Geologic al României

Proiecţia elementelor structurale s-a făcut în emisfera superioară a reţelei Walter-Schmidt. Dimensional, fisurile au fost împărţite în fisuri mici şi fisuri mari. S-au considerat fisuri mici, fisurile a căror suprafaţă nu depăşeşte 50—70 cm. p. iar ca fisuri mari cele a căror suprafaţă depăşeşte 2 mp şi se pot urmări adesea pe toată grosimea filonului.

Fisurile din baritină şi geneza lor. *Fisurile mici.* S-au măsurat 711 fisuri a căror proiecţie (diagrama nr. 1) indică poziţia maximelor în partea nordică şi sudică a diagramei, ca efect al orientării lor generale E—W. În cadrul acestui maxim, cu deschiderea evantaiului de 152° pe direcţie şi aproximativ 50° pe înclinare, se înscriu mai multe sisteme de fisuri a căror maxime sînt destul de izometrice şi au valori ale deschiderii evantaiului care nu depăşesc 20° atît pe direcţie cît şi pe înclinare. Astfel maximul III N, cel mai pregnant, cu densitatea 3,2% are direcţia N 75° E, iar înclinarea 70°N. Maximul IV pentru fisurile cu direcţia medie N 76° W şi înclinarea medie de 70°N are o densitate care variază între 2—3,2%. Un alt sistem, cu aceeaşi orientare, are direcţia N 62°W şi înclinarea în jur de 58° SSW; apoi, un nou sistem, al cărui maxim are densitatea cuprinsă între 2—3,2% şi înclinări de pînă la 90° spre S şi N care indică existenţa unor fisuri verticale cu direcţia E—W. În aceeaşi diagramă se conturează sisteme de fisuri cu direcţia N 40° E şi înclinare de 65°SE, a căror densitate variază între 1,4—2% (maximul I SE). Un sistem cu direcţia N 60° E mai slab dezvoltat (1—1,4%) are înclinări atît spre NW (85°) — I N — cît şi spre SE (80°) — III S.

Fisurile mari. Au fost măsurate 480 fisuri care s-au proiectat şi prelucrat în diagrama D_2[1]) unde se conturează două maxime mai clare (1) şi (2) din sectorul NW şi respectiv SW, caracteristice pentru două sisteme de fisuri conjugate cu densitatea 2,4—4,8%: sistemul cu direcţia N 50°E şi înclinarea de 65°NW şi sistemul cu direcţia N 50°W şi înclinarea medie de 65°SW.

Din studiul diagramei D_2 în sectoarele NW şi SW se mai conturează două maxime cu densitatea mai mare de 1%, care se închid simetric: maximul (1) în sectorul SE şi maximul (2) în sectorul NE. În cadrul lor se mai conturează alte două maxime cu densitatea de 2,4—4,8%: este vorba de maximele III din sectorul NW şi II din sectorul NE care corespund unui sistem de fisuri cu direcţia N 76°E şi înclinări de 72°NNW şi respectiv un sistem cu direcţia N 36° şi înclinări de 68—80°NE. Tot în cadrul maximului (2) se mai conturează două maxime: IV în sectorul NE şi SW şi II în sectorul NE separate oarecum de maximul (2) — cel

[1]) Toate diagramele construite sînt figurate în pl. II.

Institutul Geologic al României

mai pregnant din sectorul SE — prin izoconture cu densităţi mai joase. În aria maximului (1) NW se mai conturează un maxim mai slab în sectorul SE cu densitatea 1—1,4% (I).

După aspectul lor morfologic — drepte, rectilinii, cu pereţii netezi, strînse — cît şi după poziţia maximelor lor în diagramă, fisurile mari sînt fisuri de forfecare, iar fisurile mici (diagrama D 1) sînt fisuri de sprijin de forfecare paralele cu fisurile mari. Maximele lor se suprapun peste maximele fisurilor mari din diagrama D_2.

Acest lucru iese şi mai clar în evidenţă dacă urmărim maximele care se suprapun din diagramele D_2 şi D 1 notate cu cifre romane, precum şi prin rabatarea diagramelor spre E cu 60° în jurul axei A a elipsoidului de deformaţie (D_3 şi D_4).

In diagrama D_2 maximele III din sectorul NW şi IV din sectorul SW sînt cuprinse în acelaşi plan de deformaţie AC al sistemelor de fisuri 1 şi 2 din sectoarele vestice. Planele lor se întretaie în acelaşi punct B, unde se intersectează şi planele sistemelor I şi II din sectoarele vestice (D_5).

Avînd acelaşi plan de deformaţie, aceeaşi direcţie şi înclinare a axei B, rezultă că sistemele III şi IV din sectoarele vestice sînt sincrone cu sistemele I şi II din aceleaşi sectoare vestice, singura diferenţă fiind aceia că elipsoidul se roteşte în jurul axei B, în planul AC, cu aproximativ 20° spre N.

Modul de răspîndire a fisurilor în corpul de baritină. Pentru urmărirea gradului de omogenitate a proprietăţilor fizico-mecanice ale corpului de baritină, factor de care depinde şi omogenitatea distribuirii forţelor tectonice care au generat structurile disjunctive din zăcămînt, s-au întocmit diagrame locale atît pentru fisurile mici cît şi pentru cele mari măsurate în zona de aflorimente şi la două nivele inferioare deschise prin galerii de coastă.

În diagrama D_6 cu fisuri mari din zona de aflorimente ies în evidenţă trei maxime cu densităţi mari *a*, *b* şi *c* care corespund unor fisuri cu direcţia generală E—W şi anume: sistemul *a* cu direcţia N 78°E/75 N, sistemul *b* cu direcţia N 78°W/25°N şi sistemul *c* cu direcţia N 50°E/70°S.

Diagrama D_7 pentru fisuri mici măsurate la acelaşi nivel, indică aproape aceleaşi sisteme de fisuri *a'*, *b'* şi *c'* paralele cu fisurile mari. Suprapunerea maximelor din cele două diagrame arată că fisurile mici sînt fisuri de sprijin paralele cu fisurile mari. Paralelismul nu este însă perfect. Astfel, în sectorul SW din diagrama D_7 mai apare un maxim *d* cu direcţia N 40°W/70°S şi un sistem *e* cu direcţia N 15°E/90° dar cu densi-

Institutul Geologic al României

tate mai slabă. De asemenea, deşi în maximul *a* din diagrama D_7, cu densitate mai mare de 4%, are poziţie aproape suprapusă cu maximul *a* din diagrama D_6, el trece şi în partea opusă, sudică, unde are densitatea cuprinsă între 3,3—4%. Aceste deosebiri pot avea două cauze principale : fie că se datoresc numărului diferit de măsurători proiectate şi prelucrate statistic (100 fisuri în D_6 şi 313 în D_7, fie mai ales neomogenităţii proprietăţilor fizico-mecanice ale baritinei în anumite sectoare. Acest lucru reiese clar comparînd diagramele D_6 cu D_2 şi D_7 cu D_1. Din analiza diagramelor locale D_6 şi D_7 se pot trage concluzii referitoare numai la particularităţile specifice ale acestui nivel în care caracteristicile generale ale tectonicii fisurilor sînt destul de slab evidenţiate (paralelizarea maximelor *a* şi *a'* din D_6 şi respectiv D_7 cu maximul IV Nord din D_2 şi D_1 precum şi *c* din D_6 şi c' din D_7, cu I din sectorul SE din D_2 care-şi schimbă numai intensitatea, direcţia fisurilor rămînînd aceleaşi).

N e v s k i V. A. (1961), studiind mecanismul formării microfisurilor pe suprafeţe mai mici de 1 mp, remarcă chiar şi în aceste condiţii neparalelismul fisurilor, care sînt efectul unei singure deformaţii. Cauzele principale care determină aceste fenomene, arată el, ar fi schimbarea cîmpului de acţiune a forţelor tectonice şi anizotropia mecanică a rocilor. De aceia se impune ca în aceste cazuri să se efectuieze un număr cît mai mare de măsurători, pentru a se putea diminua pe cale statistică elementele necaracteristice.

La orizontul imediat inferior au fost măsurate 202 fisuri mari (diagrama D_8). Aliura generală a acestei diagrame seamănă mai mult cu D_2 decît D_6 cu D_2. Astfel şi în D_8 apar cele două maxime (1) şi (2) cu deosebire că densitatea lor este mai mare în sectoarele estice ale diagramei. În sectoarele NW şi SE apar două maxime dedublate, cu densităţi de 3,5—5%, pentru fisuri cu direcţia generală NE şi înclinarea spre NW şi SE. În sectoarele NE şi SW maximele nu mai sînt dedublate, dar apare doar un singur maxim mai pronunţat, *a*, în sectorul NE cu densitatea mai mare de 5% ce ocupă o poziţie intermediară faţă de maximele II şi IV din sectoarele NE ale diagramei D_2. În această diagramă se reflectă mai mult caracterele generale fizico-mecanice ale zăcămîntului, iar caracterul specific al orizontului respectiv, se reflectă prin prezenţa tuturor maximelor sub forma unei centuri închise a izoliniilor de 0,5% şi prin poziţia sensibil diferită a maximelor din sectoarele NW, NE şi SE.

În acest sector au fost măsurate şi 220 fisuri mici. Diagrama D_9 a acestor fisuri seamănă foarte mult cu diagrama generală a fisurilor mici D_1. Se observă în diagrama D_9 că toate maximele pe cercul diagramei ocupă de preferinţă poziţii către polii nord sau sud, tot sub forma unei

Institutul Geologic al României

centuri. Maximele mai pronunţate apar în jurul polului nord, cel mai pronunţat fiind maximul *a'* — cu densitatea mai mare de 5% — pentru fisurile cu direcţia N 85°W şi înclinarea 70°N. Direcţia generală a fisurilor este E—W. Maximul *a'* din D_9 se poate paraleliza cu maximul *a'* din D_8. Sînt fisurile de sprijin corespunzătoare fisurilor de sprijin cu maximul *a'* din D_7 paralele cu fisurile mari, care au maximul *a* din aceeaşi diagramă D_6.

La un nivel inferior acestuia, au fost măsurate în galerie, 151 fisuri mari proiectate în diagrama D_{10} şi 167 fisuri mici proiectate în diagrame D_{11}. Poziţiile maximelor din D_{10} se înscriu de asemenea sub forma unei centuri, dar se observă totodată şi asemănarea acestei diagrame cu diagrama generală D_2, prin gruparea în cele 4 sectoare a trei grupuri de maxime mai evidente (grupul maximelor din sectorul SW format din trei maxime cu densitatea 2,7—6,5% ; grupul maximelor din sectorul SE format din patru maxime cu densitatea mai mare de 6,5% şi un maxim cu densitatea 2,7—6,5% în sectorul NE). Caracterul răspîndirii oarecum neregulate a unui maxim cu densităţi mai mari dar egale, sub forma unor insule în conturul unor maxime cu densităţi mai reduse, după cum se va vedea mai departe, îşi are explicaţia în mişcările tectonice mai tîrzii. Aceste mişcări au constituit cauza formării unor fisuri, care, deşi au coincis cu planele fisurilor mari au liniile de deplasare (oglinzile de fricţiune) din planul lor, foarte diferite ca direcţie, aceasta datorită compartimentării în blocuri a corpului de baritină, care a atras după sine şi schimbarea poziţiilor fisurilor mari din jurul acestor falii. În diagrama D_{10} înclinarea medie a fisurilor este în jur de 45°, maximele lor ocupînd poziţii intermediare între 30—70°.

Fisurile mici de la acelaşi orizont (diagrama D_{11}) prezintă patru sisteme mai clar pronunţate. Sistemul N 70° E/70° N (III), cu densitatea mai mare de 4,7%, sistemul NS/50°W (3), cu densitatea cuprinsă între 4—4,7%, sistemul N 74°E/75°S (5) cu densitatea 2,7—3,3% şi sistemul direcţiei N 45°W/40°N (1 a). Ultimul sistem are evantaiul direcţiei cuprins între N 65°W şi N 27°W, iar a înclinărilor este cuprins în limita de 10°, iar densitatea între 2,7 — 3,3%. Mai apar două sisteme de fisuri cu aceeaşi densitate : sistemul 4 cu direcţia N 42°E/70°N şi sistemul cu maximul (2 a) cu direcţia N 30°W/70°S. După cum se vede, sistemul III, 3 şi 5 nu-şi menţin paralelismul cu fisurile mari din diagrama D_{10}. Numai 3 maxime din diagrama D_{11} şi anume 1 a, 2 a şi 6 a coincid cu maximele 1, 2 şi 6 din D_{10}. Ultimele sisteme din D_{11} sînt fără îndoială fisuri tectonice de sprijin, paralele cu sistemul de fisuri mari din D_{10}. În ceea ce priveşte sistemele 3 şi 5 din D_{11} se observă că ele coincid cu

Institutul Geologic al României

sistemele 3 şi 5 din D_{12}, măsurate în corpul de minereu compact complex interceptat prin lucrări miniere, în filonul de baritină. Aceste fisuri sînt probabil fisuri endocinetice, de răcire. Prin paralelizare, se poate considera că şi fisurile sistemelor III, 3 şi 5 din D_{11} pot fi fisuri endocinetice, rezultate în timpul răcirii baritinei din a doua fază, împreună cu sulfurile complexe. Baritina din faza a doua, este localizată în partea centrală a filonului, are culoare albă, aspect masiv şi granulaţie mare. Sistemul III din D_{11} mai poate fi paralelizat atît cu sistemul III din D_{12} cît şi cu sistemul III de fisuri mici din D_1. Este probabil că o parte din aceste fisuri mici să fie de natură endocinetică, iar altă parte să fie de natură tectonică (fisuri de sprijin, paralele cu sistemele III ale fisurilor mari din D_2).

Fisuri de natură exocinetică. Acest tip de fisuri se dezvoltă numai în zona de aflorare a zăcămîntului. Ele au fost puse în evidenţă în diagramele D_6 (sistemul b) şi D_7 (sistemul b'). De cele mai multe ori pereţii acestor fisuri au caracter neregulat. Acest tip de fisuri nu se poate observa cu ochiul liber în zăcămînt, ca un sistem aparte, deoarece densitatea lor este foarte mică. Ele au fost sesizate numai după prelucrarea statistică, văzîndu-se astfel poziţia lor în diagramă, după care s-a trecut din nou la analiza lor morfologică în zăcămînt.

Cinematica fisurilor în baritină. Din cele expuse pînă acum, reiese că în baritină s-au dezvoltat, din punct de vedere genetic, trei tipuri de fisuri. În ordinea frecvenţei lor, acestea sînt : fisuri exocinetice, fisuri endocinetice şi fisuri tectonice.

Cinematica fisurilor exocinetice. După P e k (1960), cauza formării acestor fisuri se datoreşte fenomenelor de eroziune. Datorită acestui fapt, roca este eliberată de sarcina litostatică la care a fost supusă, dezvoltîndu-se în zonele superficiale fisuri paralele cu relieful rezultat prin eroziune. Într-adevăr, fisurile exocinetice din zăcămîntul Ostra au sensul înclinării paralel cu suprafaţa sa de eroziune, care are o pantă de 20°—40°N.

Cinematica fisurilor endocinetice. Cînd aceste fisuri apar împreună cu fisurile tectonice mici, sînt foarte greu de separat în spaţiu, datorită asemănării caracterelor lor morfologice şi dimensionale (P e k, 1960). Noi am reuşit totuşi să găsim un criteriu de separare a acestora prin compararea maximelor pentru fisurile mici din baritină cu acelea din sulfurile polimetalice amintite anterior. Un alt criteriu de separare ar fi paralelismul unor fisuri cu contactul corpului de baritină, ceea ce ar confirma pentru fisurile cu maximul 3 din D_{11}. În literatura de specialitate, aşa cum am arătat, cauza formării acestor fisuri endocinetice îşi are explicaţia în micşorarea volumului rocii respective, ca urmare a răcirii sale

Institutul Geologic al României

treptate. Deoarece grosimea filonului este mare (pînă la 45 m), fisurile endocinetice se găsesc mai frecvent în zonele lui marginale, în centrul zăcămîntului baritina păstrîndu-şi caracterul ei izotrop.

Cinematica fisurilor tectonice. În literatura de specialitate sînt descrise foarte rar cazuri cînd, datorită forţelor tectonice, apar în rocă două sisteme de fisuri tectonice de forfecare conjugate, paralele cu două secţiuni circulare în elipsoidul de deformaţie şi care fac cu direcţia de acţiune a forţelor un unghi de 45°. Această situaţie poate avea loc numai atunci cînd roca fiind omogenă şi deci izotropă din punct de vedere al proprietăţilor fizico-mecanice, influenţa forţelor tectonice acţionează constant. Se dezvoltă două sisteme de fisuri de forfecare conjugate care formează între ele un unghi de 90°. V. A. Nevski (1955) arată că în condiţiile deformaţiilor rupturale, la o depărtare oarecare de zona fracturilor, pot să apară fisuri de forfecare conjugate, care fac între ele un unghi de aproape 90°, pe cînd în condiţiile deformaţiilor plastice, unghiul dintre cele două sisteme este mai mic. În cazul cînd roca este supusă deformaţiilor prin compresiune, teoretic ar trebui să apară în rocă şi fisuri de tensiune care lipsesc în cazul zăcămîntului Ostra. Faliile principale care afectează zăcămîntul Ostra, sînt transversale pe zăcămînt. Ele sînt în general verticale, oscilînd între 70°—90° atît spre N cît şi spre S. Aceste falii reprezintă în realitate fisurile *ac* din şisturile metamorfice care au fost preluate în diferitele mişcări tectonice post-metamorfice, transformîndu-se în falii perpendiculare pe structura regiunii. După formarea zăcămîntului Ostra, aceste falii din fundament au rejucat afectînd totodată şi corpul de baritină. F. Tănăsescu şi G. Pitulea (1962) au arătat că zona de dezvoltare maximă a zăcămîntului de la Ostra (pîrîul Aluniş—pîrîul Tractoriştilor) este delimitată de două falii transversale care aduc compartimente mai ridicate unde eroziunea fiind mai activă, a îndepărtat cea mai mare parte a mineralizaţiei de $BaSO_4$. Această ridicare se continuă apoi spre S, astfel că în zona de izvoare a pîrîului Ostra, ies de sub cristalin în fereastră tectonică stratele de Sinaia (F. Tănăsescu, G. Pitulea, F. Băncilă, 1963). Existenţa acestor două falii explică cele două sisteme de fisuri tectonice conjugate. Astfel sistemul 1 de fisuri din sectorul NW al diagramei D_2 reprezintă fisuri de sprijin de ordinul II ale faliei ce delimitează zăcămîntul la S, iar fisurile cu maximul 2 din sectorul SW din aceeaşi diagramă, reprezintă fisuri de sprijin de ordinul II ale faliei transversale ce delimitează zăcămîntul la N. Fisurile mici din diagrama D_1 sînt fisuri de sprijin de ordinul III, paralele cu fisurile mari de sprijin de ordinul II, din diagrama D_2. Scufundarea zăcămîntului se poate acum demonstra aplicînd

Institutul Geologic al României

cele trei reguli enunţate de A .Gurău în 1961 şi anume: intersecţia faliei principale cu oricare din fisurile de sprijin precum şi intersecţia fisurilor de sprijin între ele formează axa B a elipsoidului de deformaţie. În corpul principal de baritină, axa B înclină către W cu 55°; proiecţia liniei de deplasare Ld în planul faliei, se găseşte în acel punct din planul faliei, care face un unghi de 90° cu axa B măsurată în planul faliei (A. Gurău, 1961). În cazul zăcămîntului Ostra, fiind vorba de două linii de deplasare paralele cu cele două falii — de N şi de S — se poate vorbi de un plan de deplasare care uneşte cele două axe ale elipsoidului de deformaţie A şi C ale zăcămîntului, paralele cu planul de deformare, fig. 3 d.

Prin urmare, planul de deplasare într-un bloc geologic delimitat de două falii paralele, ocupă o poziţie perpendiculară faţă de acestea, iar linia de deplasare Ld rezultă din intersecţia acestui plan cu cele două falii. Proiecţia liniei de deplasare în cazul acestui bloc coincide cu proiecţia axului C a elipsoidului de deformaţie. Studiind separat elipsoidul de deformaţie a unei singure falii de forfecare pe baza fisurilor ei de sprijin, sau în cazul prezenţei şi a unei fracturi de tensiune, proiecţia liniei de deplasare Ld se va găsi în planul faliei la 90° de la axa B care nu mai coincide cu axa C a elipsoidului de deformare. Aceasta se va proiecta în planul fracturii de tensiune, la 90° faţă de axa B. Axa C şi linia de deplasare Ld vor face un unghi între ele în jur de 45°. Linia de deplasare Ld a zăcămîntului de baritină de la Ostra înclină către E cu 35°; Fig. 3 e; 3 sensul deplasării unui compartiment al faliei sau blocului geologic, este indicat de vîrful unghiului ascuţit format de fisurile de sprijin de tensiune cu planul faliei sau de vîrful unghiului obtuz format de fisurile de sprijin de forfecare cu planul faliei (A. Gurău, 1961). În corpul principal de baritină de la Ostra se dezvoltă numai fisuri de sprijin de forfecare de ordinul II (fig. 3 d). Sensul de deplasare este indicat de săgeata pusă cu vîrful în unghiul obtuz pe care îl formează fiecare din sisteme cu planul faliei principale — atît falia de N cît şi cea de S. Prin urmare, corpul principal al zăcămîntului de baritină de la Ostra, din punct de vedere al tectonicii disjunctive se prezintă sub forma unui graben a cărei scufundare s-a produs către E în plan diagonal sub un unghi de 35°.

Fisurile din minereul compact complex interceptat în corpul de baritină. În corpul de minereu complex au putut fi măsurate 64 fisuri mici (diagrama D_{12}), care aparţin la trei sisteme de fisuri cu maximele III, 3 şi 5 (ultimul maxim fiind constituit la rîndul lui din trei maxime mai mici). Aceste fisuri sînt strînse, suprafaţa lor fiind cuprinsă între 20—50

Institutul Geologic al României

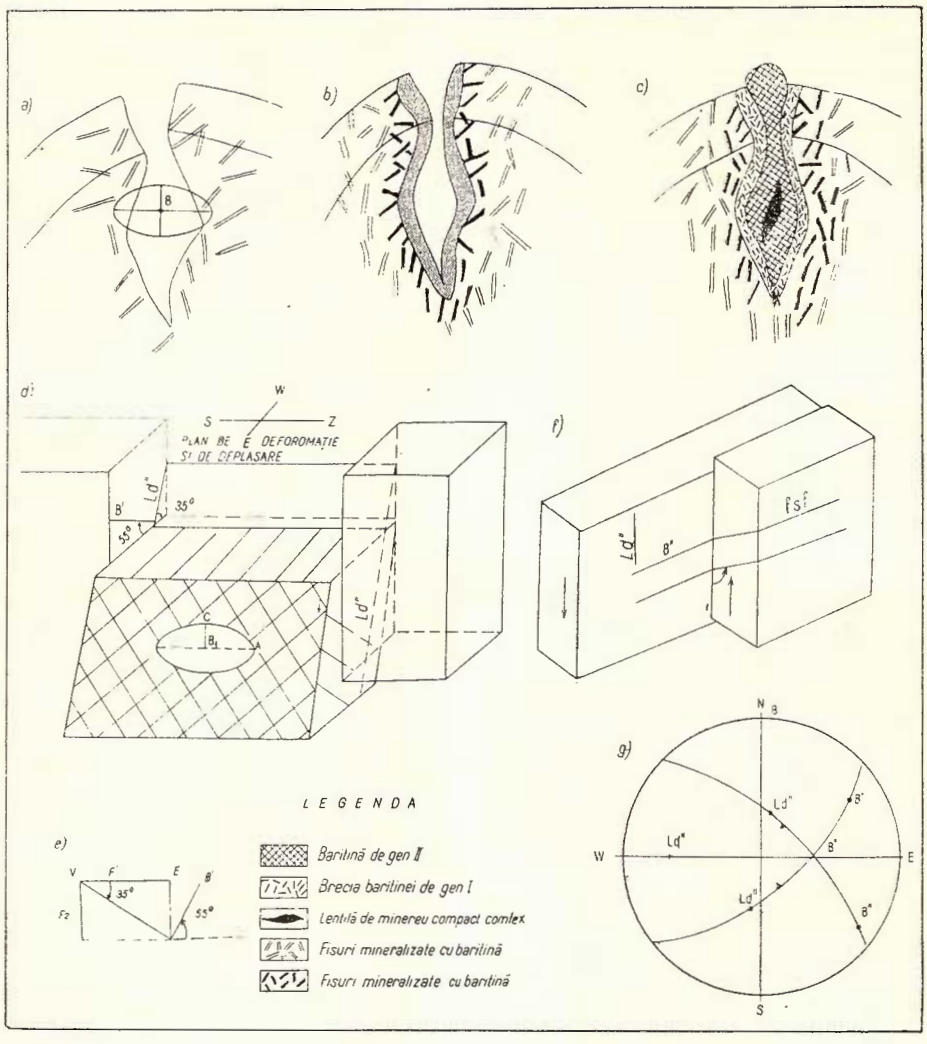


Fig. 3. — Schema evoluției tectonice generale a zăcămîntului.

a, prima fază tectonică a generat crăpătura de tensiune: Axele A și B sînt orizontale, B-ul are direcția N—S; b, primul stadiu de mineralizare cu baritină de generația I-a; c, a doua fază tectonică a condus la brecifierea gnaiselor și a baritinei din prima generație, s-a format baritina din generația a doua; d, a treia fază tectonică, scufundarea zăcămîntului și apariția în baritină a două sisteme principale de fisuri de forfecare (1) și (2) — după diagrama D_2; e, reprezentarea schematică a mărimii forțelor care au acționat în a treia fază tectonică; f, a patra fază tectonică în care timp au fost refăcute o parte din cele două sisteme de fisuri de forfecare, liniațiilor, oglinzilor de frictiune și a unor fisuri de sprijin de forfecare (f. s f); g, diagrama tectonicii dizjunctive generale cu proiecția axelor B de deformație a liniilor de deplasare L.d. B, axa B de deformație din prima fază; B și Ld axa B și linia de deplasare în cea de a treia fază; B''—B''—Ld'' axele B și liniile de deplasare în planul fisurilor în cea de a patra fază.

Fig. 3. — Schéma de l'évolution tectonique générale du gisement.

a, La première phase tectonique a engendré la fissure de tension: Les axes A et B sont horizontales, le B a la

Institutul Geologic al României

cm p. iar frecvenţa lor este aproximativ de 10/m.l. Fisurile se întretaie sub diverse unghiuri, încît se desprind din minereu bucăţi de formă paralelipipedică, trapezoidală sau de prismă triunghiulară. Aşa cum s-a arătat şi mai sus, toate aceste sisteme de fisuri sînt endocinetice, rezultate prin consolidarea corpului de minereu. Deşi nu a fost practic posibil efectuarea unui număr mai mare de măsurători, s-au pus totuşi în evidenţă cele trei maxime mai pregnante amintite mai sus şi un maxim mai mic 6 b, care coincid cu maximele III, 3, 5 şi 6 a, din diagrama D_{11}, determinate ca fisuri endocinetice în baritina din generaţia a doua. Prin paralelizare cu acestea, după poziţia pe care o ocupă maximele din D_{12}, după aspectul lor morfologic, cît şi din faptul că mineralizaţia complectă a venit odată cu baritina din generaţia a doua, am atribuit şi fisurile din minereul complex acelui tip genetic de fisuri endocinetice.

Fisurile din gnaise. La nivelul orizontului inferior în care s-au făcut cercetări, au fost măsurate şi proiectate 102 fisuri mari (diagrama D_{13}). La nivelul intermediar au fost prelucrate 111 fisuri, 70 fisuri mari şi 41 fisuri mici (diagrama D_{14}). Aceste fisuri totalizate în diagramele D_{13} şi D_{14} au fost prelucrate în diagrama comună D_{15}. Analizînd separat şi apoi prin paralelizare cu diagramele fisurilor mari din baritină, se observă aceeaşi tendinţă de separare a 4 maxime în cele patru sectoare ale diagramelor. Astfel, poziţia maximelor cu densităţile mai accentuate din D_{13} seamănă foarte mult cu poziţia maximelor din D_8 (fisuri în baritină de la acelaşi orizont) dar şi cu D_6 (fisuri mari în baritină de la orizontul imediat superior). Asemănarea se explică numai datorită faptului că sistemele mari de fisuri din baritină se continuă şi în gnaise. O deosebire totuşi există : prezenţa a 4 sisteme de fisuri mai bine pronunţate în diagramele pentru gnaise — aceasta se observă mai clar în diagrama D_{15} în care au fost proiectate 221 fisuri — care par a contrazice ideia că în baritină sînt dezvoltate doar două sisteme mai importante de fisuri (1) şi (2) din D_2. Aceasta se explică prin lipsa unui număr reprezentativ de fisuri proiectate, prin densitatea fisurilor pe unitatea de suprafaţă şi mărimea suprafeţei pentru care s-a alcătuit diagrama, precum şi prin gradul de

direction N—S ; b, le premier stade de minéralisation à barytine de génération ; c, la deuxième phase tectonique a mené à l'écrasement des gneiss et de la barytine de la première génération ; la barytine de la deuxième génération s'est formée ; d, la troisième phase tectonique, l'affaissement du gisement et l'apparition en barytine des deux systèmes principaux de fissures de cisaillement (1) et (2) — selon le diagramme D_2 ; e, représentation schématique de la valeur des forces qui ont agi durant la troisième phase tectonique ; f, la quatrième phase tectonique durant laquelle u e part tie des deux systèmes de fisusres de cisaillement ont été renouvelés, le développement des linéations, des miroirs de friction et de certaines fissures d'appui de cisaillement (f. s f) ; g, diagramme de la tectonique disjonctive générale ; projection des axes B de déformation et des lignes de déplacement L.d. B axe B de déformation de la première phase ; B et Ld, axe B et la ligne de déplacement de la troisième phase ; B′—B″—Ld″, les axes B et les lignes de déplacement dans le plan des fissures durant la quatrième phase.

Institutul Geologic al României

anizotropie a proprietăţilor fizico-mecanice ce caracterizează suprafaţa studiată. Din acest punct de vedere, în timpul formării structurii disjunctive, gnaisele s-au comportat ca un mediu anizotrop, datorită deformaţiilor plicative, care deja le imprimaseră anumite elemente structurale primare. Numărul fisurilor cît şi mărimea suprafeţelor pe care au fost măsurate fisurile, sînt — am putea spune — reprezentative numai pentru porţiunile din care s-au construit diagramele locale. Aşa dar, datele şi concluziile care rezultă din analiza lor, nu pot fi extrapolate asupra întregii zone de dezvoltare a gnaiselor. Aşa se explică faptul că în diagramele locale ale gnaiselor apar cîte 4 maxime. Dacă ar fi fost posibil să măsurăm şi să prelucrăm un număr mai mare de fisuri din gnaise şi pe o suprafaţă mai mare, aşa cum s-a făcut pentru corpul de baritină, atunci fără îndoială că două din maxime s-ar fi eliminat la prelucrarea statistică. Maximele din sectoarele vestice, s-ar fi evidenţiat ca şi în diagrama D_2. Această concluzie rezultă şi din compararea diagramelor locale D_8 şi D_{10} cu diagramele de sector D_2 şi D_1 ale fisurilor din baritină. Se observă că în D_{15} deşi apar patru maxime, numai un singur maxim (I) din sectorul NW şi SE apare mai pronunţat celelalte fiind mai slabe. În diagrama de sector D_2 s-au conturat mai clar şi pe o suprafaţă mai mare doar maximele I şi II, iar maximele II şi IV din sectoarele estice aparţin de fapt unui singur maxim mare (2) din sectorul SW al diagramei. În ceea ce priveşte diagrama D_7 pentru fisuri mici, se vede că numai maximul (*c*) din sectorul SE este mai pronunţat, pentru fisurile cu direcţia NE şi înclinări către SE, faţă de corespondentul său din maximul 1 diagrama D_2 luat în comparaţie cu celelalte maxime din aceeaşi diagramă. Prin urmare, din diagramele de sector unele maxime care au fost mai pronunţate în diagramele locale, pot să se diminueze sau să dispară chiar complet ca urmare a variaţiei în spaţiu a direcţiei şi înclinării fisurii, datorită gradului diferit de competenţă şi omogenitate a rocii de la un loc la altul. Pentru aceste motive diagramele locale trebuiesc considerate reprezentative numai pentru acea porţiune din zăcămînt pe care o reflectă. Totuşi, în fiecare din diagramele locale, sînt conţinute şi anumite proprietăţi generale care caracterizează zăcămîntul în ansamblul lui şi care ies în evidenţă numai în diagramele de sector.

În diagrama de sector D_{15} unde au fost proiectate 221 fisuri se mai menţin cele patru sisteme de fisuri, cu deosebire că se individualizează mai clar maximele I din sectorul NW şi SE. Apreciem că numărul de 221 fisuri din gnaise nu este suficient de reprezentativ, iar diagrama obţinută reflectă o situaţie relativă. Ar fi fost necesar să se fi proiectat cel puţin 500 de fisuri, aşa cum s-a făcut pentru baritină, ca să iasă în

Institutul Geologic al României

evidenţă faptul că în zăcămînt s-a dezvoltat mai clar doar două sisteme de fisuri. Fără îndoială că în momentul cînd a început formarea noii structuri disjunctive, în gnaise a existat un anumit sistem de fisuri. Aceste fisuri reluate în mişcările noi, au dirijat desigur şi direcţiile fisurilor din baritină.

Fisurile din calcarele dolomitice. În calcarele dolomitice s-au măsurat la orizontul intermediar 101 fisuri, iar la cel inferior 67 fisuri mici. Măsurătorile s-au efectuat pe porţiuni destul de restrînse, deoarece lucrările miniere au înaintat foarte puţin în ele. Din analiza celor două diagrame (D_{16} şi D_{17}) ies în evidenţă mai mult maxime dispuse aproape circular în diagrame (D_{16}), pentru fisuri care au diverse direcţii şi înclinări cuprinse între 45°—70°. Un singur maxim (a) din diagrama D_{17} iese mai clar în evidenţă, generat de un sistem de fisuri cu direcţia N 30°E/70°SE. Un alt sistem din D_{18} cu conturul maximului de 4—8% (maximul *b)* are direcţia generală N 58°W şi înclinări de 70° SW. Prelucrarea statistică a fisurilor din calcare în diagrama D_{18} demonstrează de asemenea caracterul de centură în dispoziţia maximelor din sectoarele NE, SE şi SW, care se suprapun de fapt pe centura unde se găsesc maximele din diagramele D_{15}, D_2 şi D_1. Se observă aşa dar că şi fisurile din calcare au cam aceleaşi valori ale înclinării ca şi fisurile din baritină şi gnaise. Ca vîrstă, fisurile din calcare sînt singenetice cu fisurile din gnaise şi baritină, fiind efectul aceloraşi mişcări tectonice. Trebuie să admitem însă şi la calcarele dolomitice un caracter slab anizotrop, fapt pentru care este posibil ca o parte din fisuri să fi existat deja înaintea formării zăcămîntului. V. M. Kreiter arată că în calcare, fisurile apar mai puţin clare decît în mediile izotrope, de unde se poate trage şi concluzia că acestea, în general, au un caracter anizotrop mai accentuat decît baritina.

Mişcări tectonice gravitaţionale post-disjunctive

Mişcările tectonice gravitaţionale au fost puse în evidenţă prin măsurarea lineaţiilor de striuri ale oglinzilor de fricţiune din planele fisurilor mari. Proiecţia lineaţiilor în diagramă ocupă un loc semi-central (D_{19}). Valoarea medie a înclinărilor este în jur de 60—65°, iar direcţia lor foarte variabilă. Aceeaşi poziţie semi-centrală o au şi înclinările medii ale fisurilor mari din baritină, calcare şi gnaise (60—65°), care se dispun aproape circular în diagramă. Aceste observaţii, cît şi faptul că fisurile în care au fost măsurate lineaţiile de striuri (D_{19}) au aceleaşi valori ale direcţiei şi înclinării ca şi fisurile din diagrama D_2, ne conduc la concluzia că fisurile în care au fost măsurate lineaţiile de striuri, sînt, de fapt,

Institutul Geologic al României

planele fisurilor mari conjugate din baritină analizate anterior. Din prelucrarea statistică a proiecţiilor lineaţiilor de striuri, s-au obţinut 3 maxime mai importante (*a*, *b*, *c*) în diagrama D_{10}. Dacă lineaţiile de striuri ar fi fost sincrone cu mişcările tectonice care au generat fisurile de forfecare, atunci proiecţia maximului (*a*) trebuia să se găsească la 90° faţă de axa B a elipsoidului de deformaţie în baritină, adică la locul intersecţiei planului mediu al fisurilor de forfecare (2) din D_2, cu planul AC de deformaţie (fig. 3 g). De asemenea şi maximul *b* al lineaţiilor, ar fi trebuit să se găsească la punctul de intersecţie al planului general al fisurilor de forfecare (1) din D_2 cu planul AC. Concluzia că lineaţiile de striuri sînt rezultatul unor mişcări tectonice gravitaţionale locale, este demonstrată de faptul că maximele *a* şi *b* ale acestor lineaţii ocupă o poziţie foarte apropiată de proiecţia liniilor de cea mai mare pantă a celor două sisteme de fisuri de forfecare din diagrama D_2 (D 19 a). În timpul mişcărilor tectonice noi, corpul principal de baritină avea deja un caracter accentuat anizotrop. L. I. Luchin (1955) arată că apariţia fisurilor mai tinere este determinată de anizotropia accentuată a rocilor datorită prezenţei unor sisteme de fisuri mai vechi. Cu cît această anizotropie este mai evidentă, noile deranjamente tectonice se vor produce în planele fisurilor mai vechi. Totuşi în vecinătatea planelor acestor fisuri cu striuri de alunecare în zonele mai omogene tectonic, datorită tensiunilor noi creiate, s-au format noi fisuri de sprijin de forfecare (fig. 3f). După aceste fisuri cît şi după striurile oglinzilor de fricţiune, — aproape verticale — construind diagrama putem să determinăm, aplicînd regule enunţate de A. Guráu, (1961) şi expus la capitolul „cinematica fisurilor", sensul alunecării fiecăruia din flancurile faliei respective.

Concluzii

Studiul microtectonic al zăcămîntului de la Ostra,reprezintă primul studiu de acest gen din ţara noastră aplicat pe un zăcămînt omogen din punct de vedere al proprietăţilor fizico-mecanice. Fractura de la Ostra este o fractură de extensiune, formată spre finele mişcărilor tangenţiale care au generat structura plicativă în stadiul deformaţiunilor rupturale. În timpul mişcărilor post-metamorfice, această fractură a fost reluată deschizîndu-se. Într-o primă fază gnaisele care bordează partea estică a zăcămîntului, au fost puternic brecifiate şi injectate cu baritină; totodată s-a depus prima generaţie de baritină în locaşul actual al zăcămîntului. În a doua fază de mişcări tectonice s-a produs brecifierea gnaiselor baritizate şi a baritinei din prima generaţie, depunîndu-se totodată

Institutul Geologic al României

baritina din generaţia a doua. Faza a treia s-a manifestat prin scufundarea, sub forma unui graben, a corpului principal al zăcămîntului de baritină, între două falii paralele, verticale şi transversale pe zăcămînt precum şi prin dezvoltarea în corpul de baritină a două sisteme principale de fisuri de forfecare conjugate (A. Gurău, 1961; I. Bercia şi A. Gurău, 1961), însoţite de sisteme de fisuri mici de sprijin (Pl. II. D_1, D_2). Această fază de mişcări tectonice a fost cauzată de mişcările gravitaţionale, care după formarea faliilor transversale, au acţionat în sensul scufundării zăcămîntului. În ipoteza că zăcămîntul de la Ostra are o vîrstă mai veche decît Cretacicul mediu, mişcările austrice, dirijate de la W către E, au contribuit la formarea actualului edificiu tectonic al zăcămîntului. Scufundarea corpului principal de baritină, s-a produs paralel cu rezultanta celor două forţe care are o înclinare de 35° către E (înclinarea liniei şi a planului de deplasare a zăcămîntului). În ceea ce priveşte mărimea relativă a forţelor ,forţa care a acţionat de la W către E a fost mai mare, deoarece rezultanta lor face un unghi cu planul orizontal, mai mic de 45° (fig. 3 e). Mărimea forţei care a acţionat de la W către E, a fost în momentul deformaţiei rupturale cam odată şi jumătate mai mare decît forţa gravitaţională. În fine, o a patra fază de mişcări tectonice (fig. 3 f) provocată numai de forţele gravitaţionale, a condus la reînnoirea celor două sisteme de fisuri de forfecare (1) şi (2), pe care au apărut oglinzi de fricţiune şi ale căror lineaţii de striuri coincid în cea mai mare parte cu direcţia forţelor gravitaţionale. Înclinările generale ale acestor lineaţii fac un unghi în jur de 75°—80° în planul fisurilor cu linia de cea mai mare pantă. Astfel, înclinarea generală a lineaţiilor oglinzilor de fricţiune din planele sistemului (1) de fisuri de forfecare, face un unghi cu orizontala de 68°, iar cele din planele sistemului (2) fac un unghi de 80°. Faptul că proiecţia generală a lineaţiilor de striuri se găseşte în părţile vestice faţă de proiecţia liniilor de cea mai mare pantă a ambelor sisteme, arată o influenţă de foarte mică amploare a forţei care a acţionat de la W către E în timpul celei de-a patra faze tectonice. Mărimea generală a forţei gravitaţionale în această fază, a fost mult mai mare. Din punct de vedere genetic, s-au dezvoltat, în zăcămînt, sisteme de fisuri exocinetice,endocinetice şi tectonice. Modul de răspîndire a fisurilor tectonice în zăcămînt este destul de neuniform, gradul cel mai mare de omogenitate fizico-mecanică fiind caracteristic, în special, părţii centrale a corpului de baritină (baritina din generaţia a doua).

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Gurău A. (1961) Practica geologică vol. II. Prospecțiuni microtectonice. Ed. Tehnică.

Gurău A. (1961) Despre importanța fisurilor de sprijin în studiile microtectonice ale zăcămintelor. *Revista Minelor*, nr. 2.

Luchin L. I., Cușnarev I. P., Cernîșev V. T. (1955) Opoftoreaemosti sistem napravlenii raznovozrasnah sistem trescin. *Vaprosî izucenia structur rudnîh polei i mestorajdenii iz An. S.S.S.R.*, Moscva.

Nevschi V. A. (1955) O necatorîh zakanomernosteah razmescenia ghidro-termalnîh mineralizații v crupnîh razlomiah i bolei melchih razrîbnîh iarușeniah. *Vaprosî izucenia structur rudnîh polei i mestorajdenii iz Vn. S.S.S.R.* Moscva.

Nevschi V. A. (1961) O tectonicescoi trescinovatosti gornîh porod necatorîh rudnîh raionov srednei Azii. Vaprosî izucenia structur rudnîh polei i mestorojdenii. *Vîpusc An. S.S.S.R.* Moscva.

Pek A. V. (1960) Necatorîe elementî structurnoi gheologhie. *Structurî rudnîi polei gosnaustehizdat.* Moscva.

Pek A. V., Volfson E. I., Luchin L. I. (1960) Ab izucenia structur endoghenîh rudnîh mestorojdenii. *An. S.S.S. Gheologhi Rudnîh M-ii* Nr. 4.

Pitulea G., Tănăsescu F., Mînzăraru L. (1963) Asupra prezenței witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra. *Studii și cercet. ale Acad. R.P.R. Secția Geol-Geografie* Tom. VIII nr. 3.

Tănăsescu F., Pitulea G. (1962) Considerații asupra mineralizațiilor de baritină de la Ostra (Carpații Orientali). *Rev. Minelor* vol. XIII. nr. 6.

Tănăsescu F., Pitulea G., Băncilă F. (1963) Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între bazinele V. Gemenei și V. Grebin. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX/1.

ÉTUDE MICROTECTONIQUE DU GISEMENT DE BARYTINE D'OSTRA

PAR

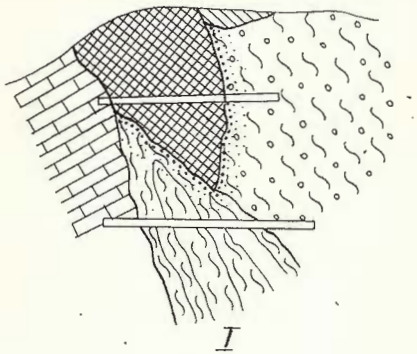
G. PITULEA, A. GURĂU, F. TĂNĂSESCU

(Résumé)

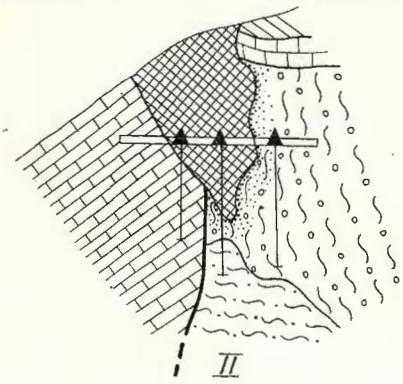
Le gisement de barytine d'Ostra est situé à l'extrémité S de la cuvette Rarăul des Carpates Orientales, le long d'une fracture orientée presque N—S, parallèlement au contact anormal entre la zone cristalline mésozoïque et le flysch ouest-interne du faciès des Couches de Sinaia.

La fracture d'Ostra présente des gonflements et des reserrements successifs, variables entre 1—45 m jusqu'à la disparition et présente des pendages compris entre 70°—85°E. À cause de la forme irrégulière

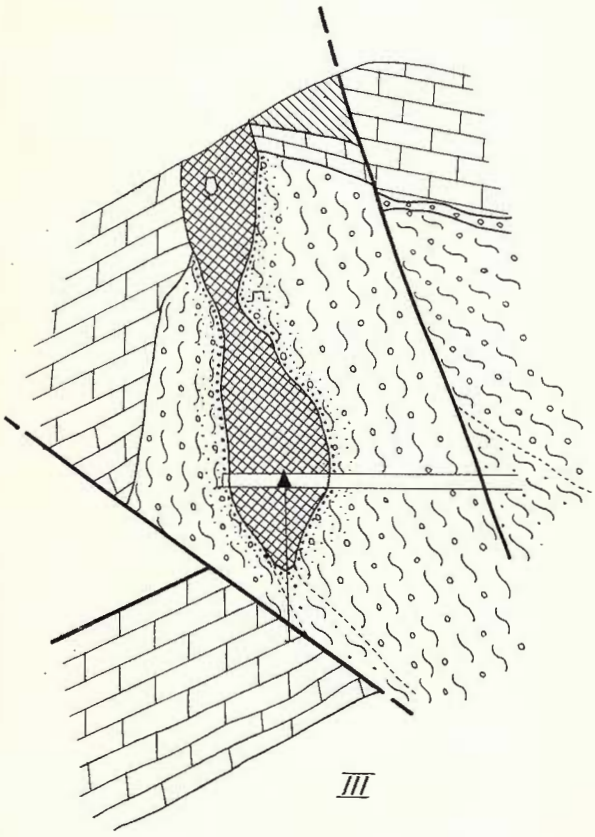
Institutul Geologic al României



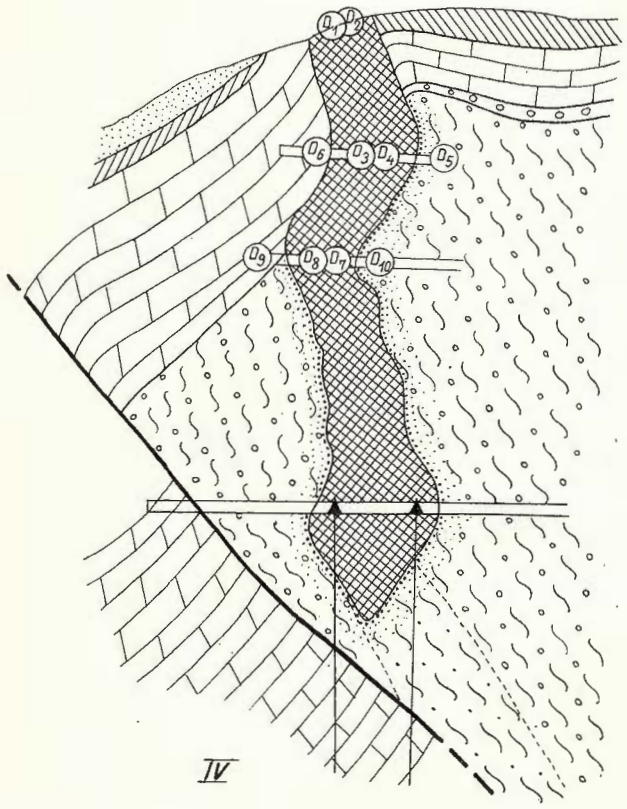
I



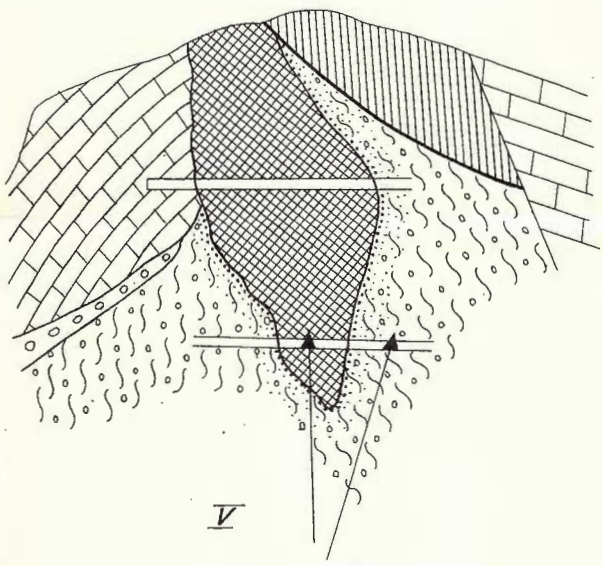
II



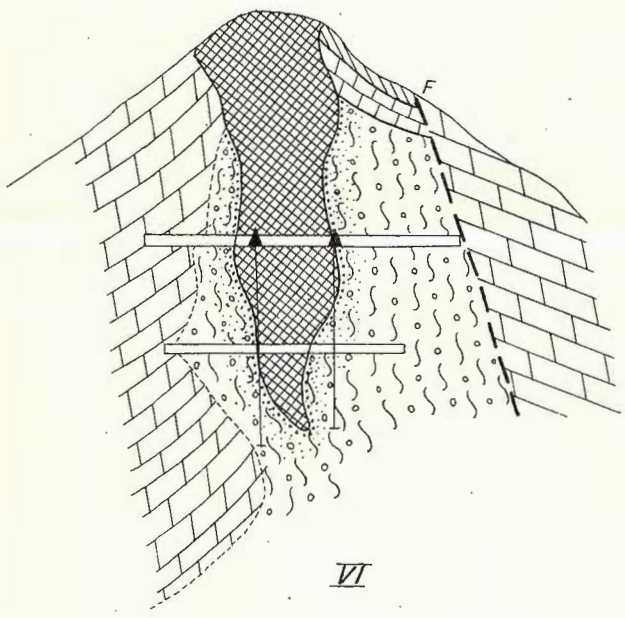
III



IV



V



VI

SECȚIUNI PRIN ZĂCĂMÎNTUL DE BARITINĂ DE LA OSTRA

L E G E N D A

1. Gresii, microconglomerate poligene (Apțian)
2. Jaspuri, radiolarite (Ladinian)
3. Dolomite, calcare dolomitice (Werfenian superior-Anisian)
4. Conglomerate cuarțoase (Werfenian inferior)
5. Șisturi sericito-cuarțitice
6. Gnaise de Rarău
7. Gnaise de Rarău baritizate
8. Filon de baritină
9. Galerie de cercetare
10. Foraj
11. F — Falie
12. (D3) Locul unde s-au măsurat fisurile și diagrama corespunzătoare

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

D_1 711 fisuri mici în baritină.
Conture : 0,1—1—1,4—2—3,2 %.

D_2 480 fisuri mari în baritină.
Conture : 0,2—1—1,4—2—2,4 %.

D_3 Rabatarea maximelor din D_2 cu 60° spre E în jurul axei A.

D_4 Rabatarea maximelor din D_1 cu 60° spre E în jurul axei A.

D_5 Proiecția axelor elipsoidului de deformație a celei de a treia faze tectonice și a planelor generale ale celor două sisteme de fisuri de forfecare.

D_6 100 fisuri mari deschise în zona de aflorare a baritinei.
Conture : 1—2—3—4—5 %.

D_7 313 fisuri mici în zona de aflorare a baritinei.
Conture : 0,7—1—1,7—2,3—2,7—3,3—4 %.

D_8 202 fisuri mari în baritină la nivelul intermediar.
Conture : 0,5—2—3,5—5 %.

D_9 220 fisuri mici în baritină de la nivelul intermediar.
Conture : 0,5—1—2—3,5—4—5 %.

D_{10} 151 fisuri mari în baritină de la nivelul inferior.
Conture 0,6—1,3—2—2,7—6,5 %

D_{11} 167 fisuri mici în baritină de la nivelul inferior.
Conture : 0,7—1,3—2—2,7—3,3—4—4,7 %.

D_{12} 64 fisuri minereu compact complex de la nivelul inferior.
Conture : 1,6—3,2—4,8 %.

D_{13} 102 fisuri mari în gnaise baritizate de la nivelul intermediar.
Conture : 1—2—4—5 %.

D_{14} 117 fisuri (77 fisuri mari și 40 fisuri mici) în gnaise baritizate de la nivelul inferior
Conture : 1—2—3—4 %.

D_{15} 221 fisuri mari (diagramă colectivă) de la ambele orizonturi în gnaise baritizate.
Conture : 0,5—1,8—2,7—3,64—4,1 %.

D_{16} 101 fisuri mici în calcare de la nivelul intermediar.
Conture : 1—2—3—5—7 %.

D_{17} 65 fisuri mici în calcare de la nivelul inferior.
Conture : 1,6—3,2—4,8 —

D_{18} 166 fisuri mici (diagramă colectivă) în calcare de la ambele orizonturi.
Conture : 0,6—1,2—1,8—4,2—7,2 %.

D_{19} 60 lineații (oglinzi de frictiune) pe faliile din baritină.

D_{19_a} Poziția maximelor lineațiilor de striuri față de linia de cea mai mare pantă în planul general al fisurilor în care au fost măsurate.

Institutul Geologic al României

DIAGRAMELE DE FISURI

Imprim. alel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

des parois, le sens des pendages, dans les différents horizons, oscille tantôt vers l'E, tantôt vers l'W.

La fracture d'Ostra est profonde. Ses caractères la placent parmi les fractures de tension et elle est apparue au cours de la formation de la structure plicative des schistes cristallins, dans le stade de déformations rupturales.

Quoique du point de vue génétique ce fût une fracture de tension, au cours des mouvements tectoniques post-métamorphiques elle a été reprise et s'est manifestée comme fracture de cisaillement sans perdre toutefois ses caractères initiaux.

L'étude microtectonique a mis en évidence l'existence de quatre phases tectoniques qui ont affecté ce gisement.

Au cours d'une première phase les gneiss de Rarău, en marge E de la fracture minéralisée, ont été fortement bréchifiés et injectés à barytine. C'est toujours à cette époque que la première génération de barytine s'est déposée.

Au cours d'une deuxième phase, les gneiss barytisés et la barytine de la première génération ont été bréchifiés et la barytine de la deuxième génération a pu se déposer.

La troisième phase tectonique s'est manifestée par l'exondation — sous forme de graben — du corps principal de barytine, entre deux failles parallèles, verticales et transversales sur le gisement et par le développement, dans la barytine, des deux systèmes de fissures de cisaillement conjugués auxquels s'ajoutent leurs systèmes de fissures d'appui.

Les mouvements autrichiens dirigés de l'W à l'E ont contribué à former l'édifice tectonique actuel du gisement.

L'exondation du principal corps de barytine s'est produite parallèlement à la résultante des deux forces au pendage de 35° vers l'E (pendage de la ligne et du plan de déplacement du gisement).

En ce qui concerne la valeur relative des forces, la force qui a agi de l'W vers l'E, a été plus grande au moment de la déformation rupturale parce que la résultante des deux forces figure un angle, sous 45°, avec le plan horizontal.

La quatrième phase de mouvements tectoniques, provoquée uniquement par les forces gravitationnelles a conduit au renouvellement des deux systèmes de fissures de cisaillement dans lesquelles sont apparus des miroirs de friction et dont les linéations coïncident, pour la plupart, avec la direction de la force gravitationnelle. Au cours de cette phase tectonique la force qui a agi de l'W vers l'E a eu une petite ampleur, la force gravitationnelle étant beaucoup plus grande, c'est pourquoi la projection

Institutul Geologic al României

générale des linéations de striures se situe à l'W par rapport à la projection des lignes d'inclinaison maximum des deux systèmes de fissures de cisaillement (les inclinaisons générales des linéations de striures des deux systèmes de fissures forment un angle de 70°—85° par rapport à l'horizontale).

Du point de vue de la genèse, dans le gisement de barytine d'Ostra trois systèmes de fissures se sont développés : exocinétiques, endocinétiques et tectoniques. Les fissures tectoniques sont répandues de manière assez irrégulière dans le gisement, le degré élevé d'homogénité physico-mécanique caractérisant surtout la partie centrale du corps de barytine (la barytine de la deuxième génération).

L'étude microtectonique du gisement d'Ostra représente la première tentative de ce genre chez nous, appliquée à un gisement homogène quant aux propriétés physico-mécaniques.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Coupes géologiques dans le gisement de barytine d'Ostra.

1, grès, microconglomérats polygènes (Aptien); 2, jaspes, radiolarites (Ladinien); 3, dolomies, calcaires dolomitiques (Werfénien sup.-Anisien); 4, conglomérats quartzeux (Werfénien inf.) 5, schistes séricito-quartzitiques; 6, grès de Rarău; 7, gneiss de Rarău barytinisés; 8, filon de barytine; 9, galeries de recherches; 10, forage; 11, failles; 12, lieu d'où l'on a mesuré les fissures et les diagrammes correspondants.

Planche II

D_1 711 petites fissures en barytine.
Contours : 0,2—1—1,4—2—2,4 %.

D_2 480 grandes fissures en barytine.
Contours : 0,2—1—1,4—2—2,4 %.

D_3 Rabattement des maxima de D_2 de 60° vers l'E autour de l'axe A.

D_4 Rabattement des maxima de D_1 de 60° vers l'E autour de l'axe A.

D_5 Projection des axes de l'ellipsoïde de déformation de la troisième phase tectonique et des plans généraux des deux systèmes de fissures de cisaillement.

D_6 100 grandes fissures ouvertes dans la zone d'affleurement de la barytine.
Contours : 1—2—3—4—5 %.

D_7 313 petites fissures dans la zone d'affleurement de la barytine.
Contours : 0,7—1—1,7—2,3—2,7—3,3—4 %.

D_8 202 grandes fissures en barytine dans le niveau intermédiaire.
Contours : 0,5—2—3,5—5 %.

D_9 220 petites fissures en barytine dans le niveau intermédiaire.

D_{10} 151 grandes fissures en barytine dans le niveau inférieur.

Institutul Geologic al României

D_{11} 167 petites fissures en barytine dans le niveau inférieur.
Contours : 0,7—1,3—2—2,7—3,3—4—4,7 %.

D_{12} 64 fissures minerais compact complexe dans le niveau inférieur.
Contours : 1,6—3,2—4,8 %.

D_{13} 102 grandes fissures en gneiss barytisés dans le niveau intermédiaire.
Contours : 1—2—4—5 %.

D_{14} 117 fissures (77 grandes fissures et 40 fissures petites) en gneiss barytisés dans le niveau inférieur.
Contours : 1—2—3—4 %.

D_{15} 211 grandes fissures (diagramme collectif) des deux horizons en gneiss barytisés.
Contours : 0,5—1,8—2,7—3,64—4,1 %.

D_{16} 101 petites fissures en calcaires dans le niveau intermédiaire.
Contours : 1—2—3—5—7 %.

D_{17} 65 petites fissures en calcaires dans le niveau inférieur.
Contours : 1,6—3,2—4,8.

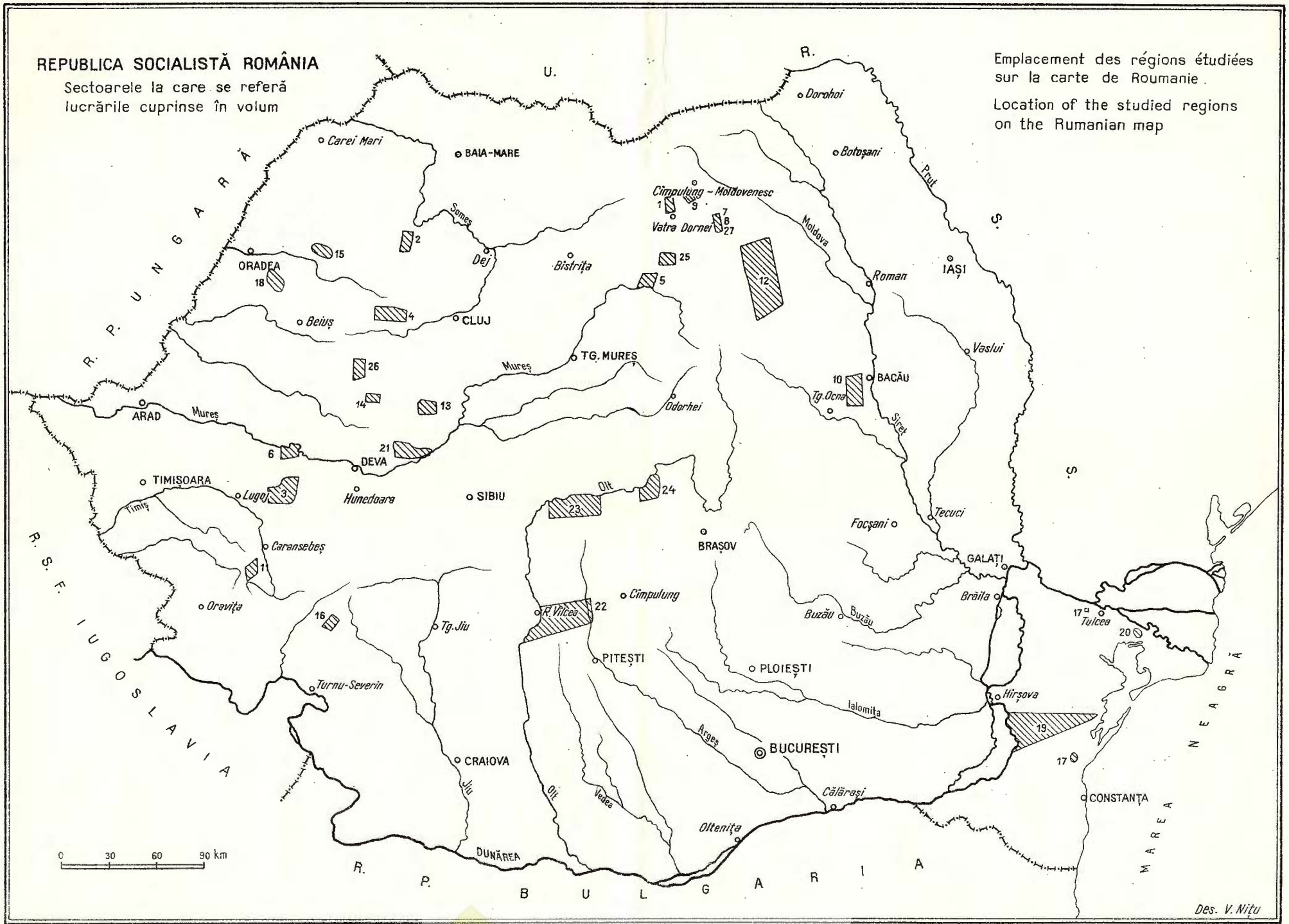
D_{18} 166 petites fissures (diagramme collectif) en calcaires dans les deux horizons.
Contours : 0,6—1,2—1,8—4,2—7,2 %.

D_{19} 60 linéations (miroirs de friction) sur les failles de barytine.

D_{19a} Position des maxima des linéations de striures par rapport à la ligne de la plus grande pente dans le plan général des fissures où elles ont été mesurées.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă Vol. LI/1
Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

MINERALOGIE—PETROGRAFIE Pag.

1. Dimitrescu R. Notă asupra structurii Cristalinului din reg. Iacobeni . . . 15
2. Iliescu O. Date preliminare asupra vîrstei erupţiunilor de la E de Cristalinul Mezeşului (NW-ul Transilvaniei) 31
3. Mureşan M. Studii geologice în regiunea Tomeşti—Luncani—Gladna Română (Poiana Rusca de NW) 45
4. Niţă Pion P. Notă privind natura şi vîrsta unor erupţiuni din împrejurimile localităţilor Stolna şi Dumbrava (reg. Cluj) 71
5. Peltz S. Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Ilva—Stînceni—Călimănel (extremitatea sudică a munţilor Călimani) 81
6. Peltz S., Peltz Margareta. Notă asupra unor iviri de şisturi cristaline în regiunea Tisa—Ionească (munţii Poiana Ruscă) 109
7. Pitulea G. Studiul stratigrafic şi structural al Cristalinului epimetamorfic din reg. Gemenea—Ostra 117
8. Pitulea G., Muşat Al. Asupra prezenţei unor elemente minore în zăcămîntul de baritină de la Ostra 137
9. Pitulea G., Muşat Al. Notă asupra unei iviri de roci gabbroice în reg. Pojorîta—Valea Putnei (Carpaţii orientali) 151
10. Rosa Andorina. Conglomeratele de Pietricica 159
11. Savu H. Structura în virgaţie a Cristalinului munţilor Semenic 169

STRATIGRAFIE

12. Agheorghiesei V., Cristodulo D., Micşa L., Marinescu I. Cîteva observaţiuni geologice asupra flişului de Audia (Cernahora) din Bucovina 185
13. Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. Studiul geologic al regiunii dintre valea Iezerului şi valea Galdei (Munţii Metaliferi). . . 201
14. Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. Asupra prezenţei Albianului în munţii Metaliferi 213
15. Diaconu M., Istocescu D., Popescu Felicia. Asupra orizontării depozitelor mezozoice dintre valea Loranta şi valea Peştiş (munţii Rez) . . 217
16. Drăghici C. Sedimentarul autohton dintre Cloşani şi Obîrşia—Godeanu (Podişul Mehedinţi) 223
17. Iliescu Violeta, Mutihac V. Consideraţii asupra posibilităţilor de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formaţiunile cutate din Dobrogea centrală 243

Institutul Geologic al României

Pag.

18. Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia. Contribuţii la cunoaşterea Miocenului superior din marginea nord-estică a bazinului Beiuş 251
19. Mirăuţă O. Stratigrafia şi tectonica şisturilor verzi din regiunea Istria—Băltăgeşti (Dobrogea centrală) 257
20. Mirăuţă O., Mirăuţă Elena. Prezenţa Devonianului mediu în zona colinelor Mahmudiei (Dobrogea de nord) 281
21. Neacşu G. Contribuţii la studiul Tortonianului din regiunea Alba Iulia . . . 289
22. Nedelcu I., Mateescu Elena. Cercetări geologice în zona „muscelelor" cuprinsă între valea Vîlsanului şi valea Oltului (reg. Argeş) 295
23. Paucă M., Clemens A., Tiutiuca S. Cercetări geologice pe marginea de S a depresiunii Transilvaniei 315
24. Zotta Victoria. Contribuţii la stratigrafia Miocenului din sudul munţilor Perşani 335
25. Niţă Pion P., Istocescu D. Consideraţii geologice asupra bazinelor sedimentare Borsec şi Bilbor cu privire specială asupra cărbunilor 341

TECTONICA

26. Dimitrescu R., Bordea S., Puricel R. Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieşeni (Bihor) 351
27. Pitulea G., Gurău A., Tănăsescu F. Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra 365

Institutul Geologic al României

CONTENTS

(Abstracts)

MINERALOGY—PETROGRAPHY Page

1. Dimitrescu R. On the Structure of the Crystalline Rocks in the Iacobeni Area 15
2. Iliescu O. Preliminary Data on the Age of Igneous Rocks to the East of Mezeş Mountains (NW Transylvania) 31
3. Mureşan M. Geology of the Tomeşti—Luncani—Gladna Română Area (NW Poiana Rusca Mountains) 45
4. Niţă Pion P. On the Nature and the Age of some Eruptive Rocks between Stolna and Dumbrava Localities (Cluj Region) 71
5. Peltz S. Geological and Petrographical Researches in the Ilva—Stînceni—Călimănel Area (Southern End of the Călimani Mountains) 81
6. Peltz S., Peltz Margareta. On some Crystalline Schistes Occurrences in the Tisa—Ioneasca Area (Poiana Ruscă Mountains) 109
7. Pitulea G. Stratigraphic ans Structural Study of Epimetamorphic Crystalline Rocks in the Gemenea—Ostra Area 117
8. Pitulea G., Muşat Al. On the Presence of some Minor Elements in the Barytine Deposit of Ostra (East Carpathians) 137
9. Pitulea G., Muşat Al. On the Occurrence of Gabbroic Rocks in the Pojorîta—Valea Putnei Area 151
10. Rosa Andorina. Conglomerates from the Pietricica Area. 159
11. Savu H. Virgation Structure of the Semenic Mountains 169

STRATIGRAPHY

12. Agheorghiesei V., Cristodulo D., Micşa L., Marinescu I. Some Geological Data on the Audia—Cernahora Flysch from Bucovina . . 185
13. Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. Geological Study of the Area between Iezer and Galda Valleys 201
14. Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. On the Presence of Albian in the Metalliferous Mountains 213
15. Diaconu M., Istocescu D., Popescu Felicia. On the Horizons of the Mesozoic Deposits between Loranta Valley and Peştiş Valley 217
16. Drăghici C. The Autochtonous Sedimentary Cover between Cloşani—Obîrşia—Godeanu (Mehedinţi Plateau) 223
17. Iliescu Violeta, Mutihac V. On the Possibilities of Correlation between the Deposits of Tulcea Area Basement and the folded Formations of Central Dobrogea 243

Institutul Geologic al României

Page

18. Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia. Contributions to the Knowledge of Upper Miocene on the NE Border of the Beiuş Basin . . 251
19. Mirăuţă O. Stratigraphy and Tectonics of the Green Schists from Istria—Băltăgeşti Area (Central Dobrogea) 257
20. Mirăuţă O., Mirăuţă Elena. Middle Devonian in the Mahmudia Hills Area (Northern Dobrogea) 281
21. Neacşu G. Contributions to the Study of the Tortonian Deposits in the Surroundings of Alba Iulia 289
22. Nedelcu I., Mateescu Elena. Geological Researches in the „Hillock" Area between Vîlsan and Olt Valleys (Argeş Region) 295
23. Paucă M., Clemens Antoaneta, Tiutiuca Silvia Geological Investigation on the South Border of Transilvania Basin 315
24. Zotta Victoria. Contributions to the Stratigraphy of the Miocene in the South of Perşani Mountains 335
25. Niţă Pion P., Istocescu D. Geological Considerations on the Sedimentary Basins Borsec and Bilbor with Special Regard on Coals 341

TECTONICS

26. Dimitrescu R., Bordea S., Puricel R. On the Paleozoic Structure of the Arieşeni Area (Bihor Mountains) 351
27. Pitulea G., Gurău A., Tănăsescu F. Microtectonical Study of the Barytine Deposit from Ostra 365

Institutul Geologic al României

TABLE DE MATIÈRES

(Résumés)

MINÉRALOGIE—PÉTROGRAPHIE — Page

1. Dimitrescu R. Note sur la structure du Cristallin de la région de Iacobeni . . . 26
2. Iliescu O. Données préliminaires sur l'âge des éruptions à l'est du Cristallin de Mezeş . . . 42
3. Mureşan M. Études géologiques dans la région Tomeşti—Luncani—Gladna Română (Poiana Ruscă de NW) . . . 67
4. Niţă Pion P. Note concernant la nature et l'âge des éruptions des environs des localités Stolna et Dumbrava (région de Cluj) . . . 79
5. Peltz S. Recherches géologiques et pétrographiques dans la région Ilva—Stînceni—Călimănel (extrémité S des monts Călimani) . . . 105
6. Peltz S., Peltz Margareta. Note sur l'apparition des schistes cristallins dans la région Tisa—Ioneasca (monts Poiana Ruscă) . . . 115
7. Pitulea G. Étude stratigraphique et structurale du Cristallin épimétamorphique de la région Gemenea—Ostra . . . 135
8. Pitulea G., Muşat Al. Sur la présence de certains éléments mineurs dans le gisement de barytine d'Ostra . . . 148
9. Pitulea G. Muşat Al. Note sur l'apparition des roches gabbroïques dans la région Pojorîta—Valea Putnei (Carpates orientales) . . . 157
10. Rosa Andorina. Les conglomérats de Pietricica . . . 167
11. Savu H. Structure en virgation du Cristallin des monts Semenic . . . 183

STRATIGRAPHIE

12. Agheorghiesei V., Cristodulo D., Micşa L., Marinescu I. Remarques géologiques sur le Flysch d'Audia (Cernahora) de Bucovine 198
13. Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. Étude géologique de la région comprise entre la vallée de Iezer et la vallée de Galda (Monts Métallifères) . . . 209
14. Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. Présence de l'Albien dans les Monts Métallifères . . . 216
15. Diaconu M., Istocescu D., Popescu Felicia. Établissement des horizons des dépôts mésozoïques entre les vallées Loranta et Peştiş (Monts de Rez) . . . 221
16. Drăghici C. Le Sédimentaire autochtone situé entre Cloşani et Obîrşia—Godeanu (Plateau de Mehedinţi) . . . 240
17. Iliescu Violeta, Mutihac V. Considérations sur les possibilités de corrélation de certains dépôts du soubassement de la zone de Tulcea avec les formations plissées de la Dobrogea centrale . . . 249

Institutul Geologic al României

Page

18. Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia. Contributions à la connaissance du Miocène supérieur de l'extrémité NE du bassin de Beiuş 256
19. Mirăuţă O. Stratigraphie et tectonique des schistes verts de la région Istria—Băltăgeşti (Dobrogea Centrale) 277
20. Mirăuţă O. Mirăuţă Elena. Présence du Dévonien moyen dans la zone des collines de Mahmudia (Dobrogea septentrionale) 287
21. Neacşu G. Contributions à l'étude du Tortonien de la région d'Alba Iulia . . . 293
22. Nedelcu I., Mateescu Elena. Recherches géologiques dans la zone de „muscele" comprise entre la vallée de Vilsan et la vallée de l'Olt (région d'Argeş) 313
23. Paucă M., Clemens A., Tiutiuca S. Recherches géologiques sur le bord méridional de la dépression de Transylvanie 330
24. Zotta Victoria. Contributions à la stratigraphie du Miocène du S des monts Perşani 339
25. Niţă Pion P., Istocescu D. Considérations géologiques sur les bassins sédimentaires Borsec et Bilbor concernant tout spécialement les charbons 350

TECTONIQUE

26. Dimitrescu R., Bordea S., Puricel R. Sur la structure du Paléozoïque de la région Arieşeni (Bihor) 351
27. Pitulea G., Gurău A., Tănăsescu F. Étude microtectonique du gisement de barytine d'Ostra 365

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Redactor : MIRCEA PAUCĂ
Tehnoredactor şi corectori : L. FOTE, G. CAZABAN, I. MATEESCU, M. IORDAN
Traduceri : C. MISSIR, L. BRĂILEANU
Ilustraţia : I. PETRESCU

Dat la cules : 30 noembrie 1964. Bun de tipar : 22.IX.1965. Tiraj : 1550 ex. Hîrtie cartografică tip „B" 49 g/m.p. Ft. 70×100. Coli de tipar : 24 3/4. Cda : 4972. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică „Informaţia" Str. Brezoianu nr. 23—25.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE
COMITÉ GÉOLOGIQUE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LI/1
1963 - 1964

Institutul Geologic al României