

3. I. G.
96989

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. LX

1972-1973

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

96989

BUCUREȘTI
1974



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LX
(1972 — 1973)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI
1974



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ZONE DE SUBDUCTIE ÎN CARPAȚII ROMÂNEȘTI¹

DE

MARGIAN BLEAHU²

Abstract

Subduction Zone in the Romanian Carpathians. In the Romanian Carpathians two subduction zones may be identified. During the Cretaceous, in the Metaliferi Mountains, the formation of a microocean with a rift occurred leading to the emplacement of an ophiolitic complex and a sedimentary sequence resembling the Franciscan one; this process was followed by the closing of the ocean, fact which determined the disappearance of root zones of nappes located in the adjacent continents, and to the reduction of large sedimentary zones. This structure is a prolongation of the Vardar Zone. During the Miocene, in front of the Carpathian Arc a second subduction zone began to act thus resulting the disappearance of large areas (Neoeurope joined in direct contact the Precambrian Shield) and behind the folded chain which was rising, an andesitic volcanic arc was generated. Concomitantly with this process the splitting of the Central Carpathian Plate took place through the migration of the East Carpathians eastwards in relation to the Apuseni Mountains thus involving the formation of the Transylvania Basin as an inter-arc. At the same time the western plate was splitted by transform faults, this process having led to the location of similar units as Northern Apusenides, Tatrides (inclusively Subatrides and Gemerides) as well as the Meczek Mts at hundred kilometres distance among them.

Născută din necesitatea de interpretare a datelor morfologice, geofizice, vulcanologice și sedimentologice ale zonelor oceanice, tectonica globală a trecut în domeniile continentale cuprinzând treptat un număr tot mai mare de sectoare ale științelor pământului cărora le oferă soluții noi explicative, derivate dintr-un model unic de dinamică a scoarței. Ea este pe cale să revoluționeze întreaga gândire geologică și impune o

¹ Comunicare în ședința din 18 decembrie 1972.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.



reconsiderare a multor noțiuni clasice socotite imuabile. În momentul de față terenul cel mai fertil de aplicare a noilor teorii este geotectonica unde, trecîndu-se de la imaginile generale, la scară planetară, la scară regională, se caută ca prin aplicarea conceptului de tectonică de plăci să se interpreteze structurile regiunilor cutate. În acest sens lucrarea de față are ca scop să examineze cîteva structuri particulare ale teritoriului României în care credem că își găsesc o bună aplicare mecanismele preconizate de această teorie.

Interpretarea tectonicii lanțului alpino-carpatic în lumina teoriilor tectonicii în plăci a început prin anul 1970, atenția cercetătorilor îndreptîndu-se mai ales spre identificarea vechilor margini de plăci care pot apărea fie ca zone de expansiune de fund oceanic, fie ca zone de subducție sau, în sfîrșit, ca falii de transformare. O zonă de expansiune de fund oceanic este pusă în evidență de „cicatricile” ofiolitice, o zonă de subducție de formațiunile sedimentare de margine de placă, respectiv de suite de tip geosinclinal (de exemplu suita franciscană) și de lanțuri vulcanice pe placa acoperitoare, iar o falie de transformare de focare de cutremure de mică adîncime, iar cînd sînt falii fosile, doar de poziția deplasată a structurilor vechi, ca în cazul faliilor transcurente.

În încercarea de a găsi astfel de elemente în cadrul edificiului alpin, diferiții cercetători s-au referit adesea și la situații de pe teritoriul Carpaților fără să aibă însă date suficiente pentru a putea continua cu certitudine elementele structurale puse în evidență mai la vest sau mai la sud. Așa se face că în sinteze ca cele ale lui Dercourt (1970), Lort (1971), Laubscher (1971) și Hsü (1971) reconstrucțiile paleogeografice se opresc la Carpați, în timp ce în alte lucrări sînt date cîteva elemente sporadice. Astfel Smith (1971) încearcă să găsească elemente pentru a demonstra existența unei margini de plăci în Carpații Orientali în timpul Jurasicului inferior, Dewey și Bird (1970) presupun existența unui microcontinent panonic și a unui microocan pe zona Vardar iar Laubscher schițează doar elemente care ar indica în Cretacic un fund oceanic.

Pentru teritoriul României presupunem că există cel puțin două zone în care se pot identifica elemente care să indice o evoluție legată de procese de subducție în ciclul alpin: Carpații Orientali și Munții Metaliferi. Ele sînt distanțate în timp reprezentînd momente diferite, subducția funcționînd pentru Carpații Orientali în Neogen iar în Munții Metaliferi



în Cretacic. Procesele legate de subducția din Carpații Orientali a format obiectul unor lucrări anterioare, fiind aduse contribuțiuni prețioase; pentru Munții Metaliferi datele prezentate acum sînt primele de acest fel.

Carpații Orientali

Prima lucrare în care teoria tectonicii de plăci este aplicată pentru Carpați pe un material factual bogat și analizat în detaliu este cea a lui Roman (1970). În esență autorul demonstrează existența unui mecanism de subducție în lungul Carpaților Orientali prin care placa Mării Negre s-a subdus plăcii eurasiatice. Faptul este demonstrat de autor prin: (1) prezența zonei seismice din Vrancea care indică planul de subducere; (2) fluxul termic ridicat în depresiunea pannonică, ca urmare a procesului de topire a plăcii subduse; (3) grosimea mare a formațiunilor sedimentare în Carpații Orientali, specific pentru o avant-fosă de margine de placă și (4) punerea în loc a lanțului vulcanic Călimani-Ilarghita, ca urmare a procesului de topire și de ieșire la zi a magmelor prin placa superioară, proces prin care magma bazaltică suferă procese de asimilare și generează un vulcanism andezitic. Considerînd că procesele vulcanice au început odată cu subducerea plăcii Mării Negre, autorul crede că aceasta a început în Sarmatianul inferior, avansarea avînd loc cu o viteză superioară a 1,6 cm pe an.

Obiecțiile care se pot aduce modelului propus de Roman nu se referă la procesul de subducție ci la argumentele aduse în sprijinul acestuia. Astfel, autorul schițează în patru secțiuni transversale stadiul de compresiune în litosferă începînd din Jurasic, cu formarea a două arcuri insulare în Paleocen (Carpații Orientali și Munții Apuseni) și apoi stadiul de subducție (în Miocen și Cuaternar) și continentalizarea arcurilor insulare (op. cit. fig. 4). Într-o altă figură apoi (fig. 6 din aceeași lucrare) autorul ilustrează procesul de subducție și consecințele lui petrologice și tectonice indicînd în marginea de est a Carpaților Orientali punerea în loc a unor pene de ofiolite, apoi depunerea de fliș și molasă, în axa cristalină a Carpaților Orientali intruziuni de granite potasice și monzonite, procese metamorfice și erupțiuni de andezite, iar în Munții Apuseni punerea în loc a masclor de ofiolite. Este clar că toate aceste fenomene nu pot fi aduse ca argumente pentru subducție căci ele sînt distanțate mult în timp: metamorfismul este precambrian și hercinic, granitele alcaline și monzonitele sînt jurasice și cretacice, flișul și molasa sînt cretacice și paleogene iar andezitele sînt neogene. În plus, astfel cum este imaginată placa Mării Negre (fig. 3 a autorului), ea nu poate răspunde la explicarea



structurii Carpaților Orientali unde procesul de subducție trebuie extins spre nord până la Carpații nordici. Din modelul lui Roman nu rămâne astfel valabilă decât semnalarea unui proces de subducție în Neogen care a avut ca efect formarea lanțului vulcanic și formarea zonei seismice Vrancea.

Ideea unei subducții a platformei moldovenești sub Carpații Orientali nu este de altfel nouă și ea a fost emisă, cu mult înaintea apariției teoriei tectonicii de plăci, de către Stille. În ampla lucrare asupra evoluției tectonice a Carpaților, Stille (1953) admite subîmpingerea platformei moldovenești începând din Cretacic, ceea ce a avut ca efect formarea pînzelor din Carpații Orientali, depunerea apoi a flișului și a molasei iar ca efect tardiv, prin coborîrea în zona de topire a platformei, formarea lavelor și ieșirea lor la suprafață în spatele arcului cutat. Prin această schemă Stille poate fi considerat ca un precursor al tectonicii de plăci și este regretabil că el nu a fost niciodată citat în acest context, în ciuda faptului că modelul propus de el este aproape identic cu cel imaginat de Dietz (1966), Bird și Dewey (1970) sau Dickinson (1970).

Un pas important înainte în precizarea subducțiunii care a generat lanțul vulcanic Călimani-Harghita a fost realizat de colectivul Boccaletti, Manetti, Peccerillo și Peltz (1973)³ care, pe baza unui studiu geochimic detaliat al magmatitelor din acest lanț a ajuns la următoarele concluzii: (1) datele geochimice ale rocilor eruptive indică o asemănare cu andezitele circum-pacifice calc-alkaline. Ele derivă deci din topirea parțială a unei cruste oceanice și nu din diferențierea unei magme bazaltice de manta; (2) adîncimea de la care provin aceste magme este de 150–160 km, dedusă din raportul K/SiO_2 conform metodei lui Dickinson și Hatherton (1967), îmbunătățită de Ninkovich și Hayes (1972). Ca mecanism al subducțiunii se consideră că începînd din Burdigalian placa moldovenească s-a subdus arcului insular pe sub placă și după realizarea coliziunii dintre placă și arc. Aceasta a fost posibil prin decuplarea stratului bazic de cel sialic, primul generînd prin topire magmatitele ce au urcat în spatele arcului, cel de-al doilea generînd structurile cutate din zona neogenă.

Mecanismul de subducție din Carpații Orientali a fost aprofundat ulterior de colectivul Bleahu, Boccaletti, Manetti, Peltz (1973) care a adus următoarele elemente noi. Studiul raportului K/SiO_2 în lungul unei secțiuni transversale de 130 km prin Carpații nordici, între

³ Mulțumesc autorilor pentru faptul de a-mi fi pus la dispoziție textul lucrării în manuscris.



partea centrală a Slovaciei și munții Börzsöny, a arătat o creștere a conținutului în K_2O spre sud și a permis calcularea adâncimii de la care provin magmele. Acesta crește din spre nord spre sud, pentru roci provenind din Tortonianul inferior, de la 135 la 165 km. În felul acesta este pusă în evidență pe criterii petrologice un plan Benioff care înclină din spre exteriorul Carpaților spre interior. Aceste date sînt în acord cu adâncimile furnizate de seismele din Vrancea și care indică un plan pe care se plasează hipocentrele, coborînd de la 20--30 km aproape de gura Siretului, la 150 km în munții Vrancei (Ciocîrdel și Socolescu, 1971).

Important de subliniat este faptul că centrele de crupție au migrat în timp și spațiu, centrele mai vechi găsindu-se la vest iar cele recente la est. Astfel magmatismul neogen debutează în Munții Apuseni în Tortonian, poate chiar în Helvețian, în timp ce în lanțul Călimani-Harghita în Sarmatian. Acest fapt ne-a obligat să considerăm că Munții Apuseni au fost lipiți de Carpații Orientali și că aceștia din urmă au migrat treptat spre est. Cu aceasta a fost statuat un alt proces important, formarea bazinului Transilvaniei ca un bazin inter-arc în sensul dat de Karig (1970, 1971).

După Karig un arc insular face parte dintr-un sistem care cuprinde următoarele elemente, de la exterior spre interior: (1) platformă sialică; (2) fund oceanic; (3) fosă; (4) arc cutat; (5) arc magmatic alcali-calcic; (6) bazin inter-arc. Aplicînd această schemă la Carpați regăsim următoarele elemente: (1) platforma moldovenească; (2) o fosă mai mult sau mai puțin activă în care s-au depus formațiunile de fliș și care s-a încheiat cu molasa neogenă; (3) arcul cutat al Carpaților Orientali; (4) arcul eruptiv (5) bazinul Transilvaniei. Similitudinea este perfectă și singurul element care lipsește, fundul oceanic, nu mai poate fi găsit fiind consumat în procesul de subducție care a realizat coliziunea completă a crustei continentale din față cu arcul insular. De fapt elemente care atestă prezența unui fund oceanic se regăsc și în Carpații Orientali dar asupra acestei chestiuni vom reveni ulterior.

În analiza arcurilor insulare de pe rama de vest a Pacificului, Karig găsește în spatele fosei Tonga arcul cutat și vulcanic al insulelor Tonga, apoi bazinul Lau, mărginit la vest de arcul Lau, după care urmează bazinul Fiji de sud. Pentru arcul Kermadec, situat mai la sud, se regăsește aceeași dispoziție: fosa Kermadec, arcul insular cutat și apoi cel vulcanic Kermadec, bazinul Havre, arcul insular Kolville și apoi bazinul Fiji de sud. Karig explică formarea arcurilor insulare exterioare prin deplasarea lor spre est, odată cu procesul de subducție al plăcii oceanice în fose.



Prin această deplasare arcul vulcanic unitar este depistat în două, o parte, ^{depicat} cu vulcanii cei mai vechi, rămânând în spre interior în timp ce la exterior iau naștere vulcanii mai noi.

Aplicând acest mecanism la formarea bazinului Transilvaniei găsim asemănări și deosebiri notabile. Am amintit deja poziția celor două arcuri vulcanice din Munții Apuseni și Carpații Orientali conform cu schema lui K a r i g. În acest sens nu mai este necesar să admitem o subducție separată pentru Munții Apuseni astfel cum propune D i m i t r e s c u (1961) și nici să creiem curenți de convecție separați pentru bazinul Transilvaniei (cum face R o m a n, 1970). În afară de aceasta, în bazinul Transilvaniei se regăsesc elemente geofizice similare cu cele din bazinele inter-arc din Pacific. Discontinuitatea Mohorovicic se găsește în bazin la 24–31 km adâncime în timp ce sub Carpații Meridionali la 40 km, ceea ce reprezintă o ridicare sub bazin de cel puțin 10 km, similară cu cea din bazinele inter-arc pacifice. De asemenea fluxul caloric este mai ridicat decât sub Carpați. În sfârșit, putem adăuga că sedimentarea în bazinul Transilvaniei a început mai de timpuriu pe margini (Tortonian), decât în centru (Sarmațian-Pliocen), ceea ce este în acord cu o expansiune a bazinului în timpul Neogenului.

Diferențele care se constată față de arcurile insulare din Pacific rezultă din poziția generală a celor două zone. În cazul Carpaților placa care s-a subdus a fost constituită spre est din crustă oceanică iar la vest din crustă continentală astfel încât la început s-a subdus crusta oceanică iar apoi a ajuns la coliziune crusta continentală, crusta oceanică dispărând prin topire. În cazul Pacificului placa care se subduce nu poartă nici o crustă continentală astfel că nu are loc o coliziune arc insular-continent ci doar arc insular-crustă oceanică. A doua diferență vine din situația din spațiile arcului secundar, adică elementul cel mai vestic al structurilor. În cazul Pacificului bazinul Fiji de sud este o platformă seismică care se presupune că a luat naștere într-un mod similar dar într-un stadiu anterior. Cu alte cuvinte trebuie să transpunem aceeași situație mai la vest unde se aliniază alte rânduri de arcuri, fără fose, până se ajunge la continentul Australian, respectiv mai la nord, la Asia. Ar rezulta deci că procesul general este de depărtare al fosei active din spre interior spre exterior, adică din spre continent spre ocean. În cazul Carpaților, la vest de Munții Apuseni se găsește bazinul pannonic care ar putea reprezenta și el un bazin inter-arc căci prezintă o ridicare puternică a discontinuității Mohorovicic, de 10 km față de margini (ajunge la 20 km adâncime după S c h e f f e r, 1962) și un flux caloric ridicat atingând 2,0–2,6 HFU (B o l d i s z a r,



1960, 1968). Ne mărginim a semnala acest fapt fără a încerca pentru moment să găsim continentul față de care întregul complex s-a deplasat spre est.

Munții Metaliferi

Al doilea loc de pe teritoriul Carpaților românești unde se poate presupune existența unui proces de subducție îl constituie lanțul Munților Metaliferi. Se știe că această unitate geologică se caracterizează dintr-o evoluție rapidă parcurgând în răstimpul Jurasic-Cretacic un întreg ciclu geosinclinal. Succesiunea de formațiuni este următoarea : ofiolite bazice, cu caracter de inițialite, preflis (jaspuri și formațiune calcaroasă), flis, Wildflysch, erupțiuni acide (banalite) și subsecvente tardive (magmatism neogen) predominant andezitice, molasă. Această schemă generalizată variază de la un loc la altul în funcție de condiții locale, de poziția în cadrul zonei și de intensitatea cu care s-au făcut simțite fazele de diastrolism (Bleahu, Dimian, 1968).

Specifică Munților Metaliferi este formațiunea ofiolitică care conferă unității caracterul de eugeosinclinal. Magmatismul bazic s-a manifestat în trei etape : în Jurasic, când au loc curgeri de bazalte însoțite de intruziuni bazice și ultrabazice ; în Neojurasic și Neocomian când sint puse în loc roci puternic diferențiate și în Apțian când predomină spilitele. Caracterul de curgeri submarine al majorității lavelor și de depuneri sub apă a cineritelor a fost recunoscut de multă vreme (Papiu, 1953). Studiile de detaliu au arătat că formațiunile intrusive bazice și ultrabazice legate de prima etapă nu reprezintă un fundament general al zonei ci sint pinze intrusive, dyke-uri sau mici corpuri lacolitice ce au o structură stratificată fiind rezultatul unei cristalizări fracționată (Savu, 1962 ; Giușcă et al., 1963 ; Ianovici et al., 1969).

În urma studiului geochimic al ofiolitelor din prima etapă a evoluției magmatismului bazic, Savu (Savu et al., 1970) ajunge la concluzia că ele provin dintr-o magmă tholeiitică saturată, formată în pătura bazaltică a mantalei superioare. Acest autor face o distincție între bazaltele oceanice, și cele continentale, primele provenind dintr-o porțiune a mantalei care are un acoperiș sialic redus sau absent, de unde caracterul nesaturat al magmelor, în timp ce sub continente, unde există o scoarță sialică groasă, există o pătură de compoziție a bazaltelor saturate unde iau naștere magmele de tipul celor care au generat ofiolitele din prima etapă a magmatismului inițial din Munții Metaliferi.



Compoziția chimică a bazaltelor oceanice și continentale a fost analizată de Engel, Engel și Havens (1965) care au arătat că bazaltelc provenite din rifturi au conținuturi mai scăzute în elemente minore (Ba, K, P etc.) decât cele continentale, ultimele suferind procese de contaminare în timpul ascensiunii prin crusta litosferică. O poziție intermediară o ocupă bazaltelc alcaline provenind din insulele și munții sub-marini din Pacific. Bazaltelc din Munții Metaliferi se aseamănă cel mai mult cu tholeitele de rifturi, atât ca compoziție chimică cât și ca compoziție normată (comparativ cu datele furnizate de Green și Ringwood, 1969). Aceste fapte ne fac să presupunem o origină oceanică a ofiolitelor din Munții Metaliferi, în sensul că ele provin dintr-un proces de formare a unei cruste oceanice, mai precis într-un proces de expansiune de fund oceanic. Admitem cu alte cuvinte existența unui rift în Munții Metaliferi în timpul punerii în loc a maselor mari de bazalte, deci cel puțin pentru prima fază a magmatismului ofiolitic.

Prima problemă pe care o ridică riftul Munților Metaliferi este aceea a momentului în care a avut loc formarea fundului oceanic. După cum se știe, nu există nici un document paleontologic care să indice momentul în care au început să fie puse în loc ofiolitele. Ele au fost atribuite fiind Triasicului, fiind Jurassicului. Dacă luăm în considerare situația paleogeografică din timpul Mezozoicului constatăm existența în Munții Apuseni de nord în timpul Triasicului a unei platforme cu sedimentare calcaroasă care se afundă de la nord spre sud. Faptul este indicat de faciesurile de apă mai puțin adâncă și de intreruperile în sedimentare mai frecvente spre nord. Semnificativ este faptul că unitatea superioară din edificiul de pinze de Codru, pinza de Vașcău, are faciesuri complet aberante, fără să se întrevadă o continuare posibilă a zonei de sedimentare. La sud de Munții Metaliferi formațiunile triasice apar în Pinza getică, cu faciesuri asemănătoare marginii nordice a bazinului de sedimentare din Apusenii nordici, și lipsesc în autohtonul danubian. În felul acesta se schițează pe direcția N—S o dispoziție simetrică a zonei de sedimentare a formațiunilor triasice, marginile ei găsindu-se în autohtonul de Bihor și în autohtonul danubian și cu o creștere a adâncimii bazinului în domeniul pinzelor de Codru și a pinzei getice. Lipsește însă tocmai partea centrală a bazinului de sedimentare, acolo unde trebuie să se facă joncțiunea dintre domeniul de Codru și cel getic și să se găsească terminația sudică a zonei de sedimentare a pinzei de Vașcău.

În ce privește Jurassicul inferior, în Apusenii nordici se constată aceeași adâncire a bazinului de sedimentare de la nord spre sud, în autohto-



nul de Bihor dezvoltându-se faciesul continental de Gresten iar în pinzele de Codru faciesuri marine ce culminează spre sud cu un facies asemănător celui de Adneth. În Carpații Meridionali faciesul de Gresten se găsește atât în autohtonul danubian cât și în Pinza getică. Spre sfârșitul Jurasicului inferior bazinul de sedimentare se adâncește pe întregul teritoriu al spațiului Banat-Bihor și apar faciesuri mai de adâncime (calcare cu bogate faune de amoniți) pentru ca în Jurasicul superior să apară o diferențiere între faciesurile de platformă calcaroasă și cele de fosă.

În această succesiune de modificări paleogeografice, semnificativ pare a fi momentul trecerii de la Triasic la Jurasic când, ca efect al mișcărilor neochimmerice, are loc o exondare a aproape întregul teritoriu considerat. Este greu de presupus că un atare fenomen să se fi generalizat peste un fund oceanic în formare, fapt pentru care admitem mai curînd ca dată de începere a expansiunii sfârșitul Jurasicului inferior.

Existența microoceanului Munților Metaliferi a fost de scurtă durată căci, după cum am amintit, istoria sa geologică se termină odată cu sfârșitul Cretacicului. Modul în care s-a încheiat constituie, ca și începutul, o problemă greu de rezolvat. Cîteva fapte de rememorat.

În reconstrucțiile paleogeografice pe care le-am făcut împreună cu M. L u p u (I a n o v i c i et al., 1969), atrage atenția mica lărgime a zonelor de sedimentare. Astfel fosa Mureșului, cu sedimentare de fliș, vulcanogen-sedimentară, Wildflysch etc. are o lărgime actuală de cîteva zeci de kilometri, ceea ce este greu de admis. Reducerea este considerabilă și chiar dacă desfacem culele, încă nu se realizează o lărgime suficientă. Semnificativă este mai ales formația de fliș turonian-senoniană, cunoscută sub numele de strate de Bozeș, care este aproape necutată și care nu se justifică ca facies pentru un bazin de sedimentare de 15 km lărgime. Rezultă că în afară de reducerea prin cutare există o reducere a lărgimii prin dispariția unor teritorii.

Al doilea fapt semnificativ îl constituie prezența formațiunilor vulcanogen-sedimentare. Amintim prezența jaspurilor intra- și suprafiabazice (P a p i u, 1953), formațiunile de tip stromatitic în care alternează lavele, cineritele, argilele roșii și calcarele (B l e a h u și D i m i a n, 1968; P a p i u, 1967) precum și a nivelelor haotice de breccii și blocuri exotice prinse într-o matrice de natură eruptivă (lave sau tufuri). Acest ansamblu este denumit de unii autori „mélange ofiolitic” (E r n s t, 1970; H s ũ, 1968) sau de alții „olistostrome ofiolitice” (G a n s s e r, 1969) și este considerat specific pentru zonele de subducție. Stratele de Feneș inferioare (B l e a h u și D i m i a n, 1968) prezintă toate caracterele

unei atari formațiuni, cu excepția blocurilor de roci ultrabazice care lipsesc aici.

Al treilea fapt interesant de semnalat este slabul metamorfism al stratelor de Feneș inferioare, pe care le-am comparat cu altă ocazie cu șisturile lustrate din Alpi. Acesta, împreună cu o formațiune similară din Carpații Orientali, asupra căruia vom reveni, reprezintă singurele cazuri de metamorfism al unor roci mezozoice în Carpații românești.

Amintim în sfârșit un element structural. Munții Metaliferi prezintă o structură bilaterală, cu vergențe divergente spre cele două flancuri. Am subliniat însă cu altă ocazie că simetria este numai aparentă căci vergențele spre Carpații Meridionali sînt mezo-cretacice, în timp ce cele spre Apusenii nordici sînt neo-cretacice.

Particularitățile petrografice și structurale ale Munților Metaliferi ne permit o comparație cu o formațiune eugeosinclinală foarte asemănătoare, de pe coasta de vest a Americii de Nord, formațiunea franciscană. Aceasta este constituită (Bailey și Blake, 1969; Ernst, 1970) dintr-o formațiune eruptivă ultrabazică, urmată de roci bazice cu intercalații de șisturi roșii silicioase și cherturi, peste care se dispune un pachet foarte gros de mélange în care nu se poate face nici o ordine și care este constituită din grauwacke, siltite și șisturi negre, puternic perturbate și în care se găsesc blocuri de bazalte alterate, keratofire și keratofire cuarțifere. Întregul complex este străbătut de peridotite serpentinizate și este metamorfozat în condiții de temperatură joasă și presiune mare ce a generat faciesul de șisturi albastre cu minerale de index (seria laumontit, aragonit, jadeit, glaucofan). Evenimentele care au generat această formațiune sînt următoarele: (1) expansiune rapidă în Jurasic a Oceanului Pacific; (2) ridicare parțială în Cretacicul mediu a unor porțiuni din eugeosinclinal în timpul unei expansiuni mai puțin intense; (3) coliziune în Cretacicul superior și în Paleogen a plăcii continentale cu cea oceanică datorită unei subducțiuni a celei din urmă sub prima; (4) ridicarea în Neogen a întregului complex, concomitent cu formarea unui nou centru de expansiune mai la vest, care a generat actualul Ocean Pacific.

În cînda faptului că proporțiile sînt cu totul schimbate, succesiunea eugeosinclinală din Munții Metaliferi reprezintă o mare asemănare cu cea din formațiunea franciscană, ceea ce ne face să presupunem că și în cazul Munților Metaliferi sîntem în prezența unui fenomen analog, de expansiune de fund oceanic urmată de o coliziune. Diferențele care există între suita franciscană și cea a Munților Metaliferi rezidă credem noi în amploarea fenomenelor. Astfel, prezența rocilor ultrabazice și a intruziunilor de

periodotite se datorește poziției mai ridicate a mantalei superioare, posibilă la un ocean de mare amplitudine dar greu de conceput la un microocean. Metamorfismul în faciesul șisturilor albastre este o consecință a intensității și vitezei de subducție, mai mari în cazul Americii de Nord. În sfârșit, structura haotică a întregului pachet de mélanges se datorește tot intensității proceselor de subducție cu sedimentare concomitentă, în timp ce în Munții Metaliferi disponerea succesivă a unor formațiuni distincte (mélange, fliș, Wildflysch, molasă) indică condiții mai puțin agitate de sedimentare. Din acest punct de vedere sîntem mai curînd în situațiile de margine de placă admise de Dietz unde formațiile eugeosinclinale sînt urmate de formațiuni miogeosinclinale (Dietz, Holden, 1966). Menționăm în sfârșit că asemănarea cu formația de schistes lustrées, atît ca formațiune vulcanogen-sedimentară cît și ca grad de metamorfism, ne duce la aceeași idee, a unei formațiuni de subducție, interpretare care este dată astăzi pentru schistes lustrées.

Admițînd realitatea unui proces de coliziune a două plăci în timpul Cretacicului și închiderea microoceanului Munților Metaliferi, se ridică problema sensului în care a avut loc subducțiunea. În schema lui Dewey și Bird (1970) vergențele cutelor și a pînzelor sînt bilaterale, cu apariția primelor vergențe spre placa care se subduce și apoi spre placa acoperitoare. Aplicînd o astfel de schemă ar însemna că subducția a avut loc spre nord căci vergențele cutelor mezo-cretacice sînt spre sud, pentru ca mai tîrziu să apară cutele deversate spre nord. Dacă luăm în considerare fenomenul la scară largă, nu al cutelor locale din cadrul șanțului eugeosinclinal al Metaliferilor, constatăm că încălecare pînzelor de Codru a avut loc în faza mediteraneană în timp ce punerea în loc a pînzei getice a avut loc în Aptian și în Senonian, de unde aceeași imagine, de subducerea plăcii Carpaților Meridionali sub placa Apusenilor nordici. Interesant este de subliniat și faptul că în cutele și încălecările care au loc spre placa care se subduce sînt antrenate și pene ale fundamentului oceanic, în timp ce pe placa acoperitoare nu apar astfel de roci. Or în Carpații Meridionali în baza pînzei getice se cunosc ofiolite, dar nu și în edificiul pînzelor de Codru.

Închiderea cicatricei oceanice a Munților Metaliferi printr-un proces de subducție ne explică două fapte structurale importante. În primul rînd reducerea lățimii zonelor de sedimentare din Munții Metaliferi, atît prin cutare cît și prin dispariție prin înghițire a unor largi porțiuni din scoarța oceanică pe care ele s-au depus. În al doilea rînd, dispariția și a unor porțiuni de litosferă continentală situată la marginea celor două plăci.

Acest din urmă proces este pus în discuție de unii autori căci permanența plăcilor continentale este o axiomă a mecanismului tectonicii de plăci. Cu toate acestea este clar că undeva pe amplasamentul Munților Metaliferi trebuie să se găsească teritoriul de dezvoltare al Triasicului în faciesul de Vașcău și trecerea spre sud a acestuia spre faciesurile de margine de bazin din zona Reșița și din Valca lui Ștan. De asemenea tot aici trebuie să se găsească rădăcinile pânzelor superioare din edificiul sistemul pânzelor de Biharia și trecerea acestora la faciesurile pânzei getice, ceea ce reprezintă un teritoriu inițial considerabil. Lipsa zonelor de rădăcină a pânzelor de alunecare nu este un lucru nou și este pusă în general pe seama unui fenomen de suțțiune, care în termenii tectonicii globale înseamnă subducție. Pe baza acestor date credem că se poate demonstra astfel că în procesul de subducție poate avea loc și consumarea de crustă continentală, cel puțin în cazul zonelor de mică amploare.

Momentul închiderii eugeosinclinalului poate fi dedus cu oarecare aproximație prin încetarea activității magmatice bazice. Pentru Munții Metaliferi acest moment este rău determinat existând opinii divergente. Ofiolitele primare, nu remaniate, există sigur în Apțianul inferior, discutabil în formațiunea de Wildflysch apțian superioară-albiană dar există opinii că ele ar fi prezente și în stratele de Bozeș, deci în Turonian-Sconian. În orice caz eugeosinclinalul își pierde individualitatea și funcția la sfârșitul Cretacicului căci punerea în loc a banatitelor a avut loc pe linii orientate N—S, adică transversal pe direcția lui de dezvoltare, trecând din Banatul de vest în munții Bihor-Vlădeasa.

Poziția zonelor de subducție din Carpații românești în ansamblul structural alpin

Continuarea zonei ofiolitice a Munților Metaliferi spre sud a fost relevată încă de K o b e r (1952) care a vorbit de „cicatricea ofiolitică” a zonei de „radophite interne”, prelungire a zonei Vardar. Chestiunea a fost reluată în repetate rânduri și a fost argumentată și de noi detaliată (Bleahu și Dimian, 1968). Recent Dewey și Bird (1970) au constituit din zona Vardar un microocean, pe care l-au întrerupt spre nord pe o linie tectonică, linia Zagreb. Pe schema prezentată de acești autori continuarea spre Munții Metaliferi nu este luată în considerare.

Problema mai dificilă o ridică continuarea eugeosinclinalului Metaliferilor spre nord sau est. Forajele și datele geofizice indică o continuare spre nord până în dreptul orașului Turda, de unde apoi dispare complet. O ramură se continuă însă și spre est, spre munții Perșani unde se cunosc



de asemenea vulcanite bazice de vîrstă jurasică. Dacă reluăm acum schema propusă în prima parte a lucrării, lucrurile se simplifică. Admițînd că Munții Apuseni s-au separat de Carpații Orientali de-abia în Neogen, înseamnă că pentru Jurasic și Cretacic trebuie să avem un bloc comun, între care nu se putea insinua un fund oceanic. Continuarea spre est a zonei ofiolitice indică o ieșire în fața arcului Carpaților Orientali pe aici, fără ca locul să mai fie observabil din cauza acoperirii de către unitățile tectonice șariate ulterior.

Am amintit în mai multe rînduri că în Carpații Orientali se cunosc urmele unei activități magmatice bazice. Este vorba de unitatea flișului negru din munții Maramureșului, pusă în evidență încă din 1954 (Bleahu, rapoarte, arhiva Institutului Geologic, 1962). Această unitate este recunoscută ca unitatea inferioară a edificiului de pinze centrale (dacide) și ea are o zonă de aflorare extrem de redusă. Ea se caracterizează printr-o masă mare de bazalte spilitizate cărora le sînt asociate formațiuni de tip *mélange* (stromatolite, chorismite etc.) și care este sincronă cu o formațiune de fliș negru puternic tectonizată, în parte slab metamorfozată și care prezintă uneori caractere de *Wildflysch*. Asemănarea cu stratele de Feneș inferioare din Munții Metaliferi este frapantă, fapt pentru care este greu să nu fii tentat să le echivalezi și să le reușești într-o singură formațiune care ar reprezenta resturile de fund oceanic din fața Carpaților.

Desigur, asupra formațiunilor bazaltice cu roci de tip *mélange* se pot face numeroase speculații tectonice. Reunirea flișului negru din Maramureș cu formațiunea ofiolitică din Munții Metaliferi se lovește de mari greutăți de interpretare deoarece nu poate fi găsită în edificiul flișului crețacic al Carpaților Orientali nici o breșă prin care să se facă această reunire. Ar trebui imaginat un sistem de falii, poate pe la capătul nordic al zonei cristalino-mezozoice, prin care să se explice actuala separare a celor două zone.

Dacă încercăm acum să stabilim marile unități care s-au găsit în decursul timpului pe teritoriul Carpaților ne lovim de cîteva dificultăți greu de trecut pentru moment. Dacă admitem existența în timpul Jurasicului și a Cretacicului a unui ocean în expansiune pe teritoriul Munților Metaliferi, prelungit în fața zonei axiale a Carpaților Orientali, rezultă în mod implicit că separăm următoarele plăci litosferice: (1) o placă eurasiatică în est; (2) o placă central carpatică care cuprinde zona de sedimentare a dacidelor orientale (Carpații Orientali) și a dacidelor occidentale (Apusenii nordici); este posibil ca această placă să fi cuprins și teritoriul pannonic, pînă în zona „rhadiophitelor externe” a lui K o b e r (zona

centrală ofiolitică) care o separa de placa african-apuseană; (3) o placă valahă, echivalentă poate cu ceea ce s-a numit impropriu placa Mării Negre (căci Marea Neagră a fost mult timp un fund oceanic) poate tot una cu placa anatoliană, despărțită de placa egeană de către continuarea spre sud a zonei Vardar.

La sfârșitul Cretacicului, diastrofismul alpin a dus la formarea structurilor în zonele interne ale Carpaților, Dinaridelor și Alpilor. Odată cu aceasta s-a închis și zona de expansiune a Vardarului cu continuarea sa în Munții Metaliferi, dar totodată în lungul unor falii de transformare puternice a existat o deplasare a unor sectoare la mari distanțe. Dintre acestea menționăm falia care a făcut ca unități apropiate ca cele din Apusenii nordici și din Tătride, Subtătride și Gemeride să se distanțeze la peste 200 km pentru a ocupa poziția actuală.

Este greu de precizat care a fost soarta în continuare a fundului oceanic din zona flișului negru. Poate că s-a închis și el, poate că a avut loc un proces de „continentalizare” rămânând ca un fund sialic al miogeosinclinalului flișului, paleogen. De abia în Miocen, după punerea în loc a pânzelor flișului este reluată activitatea la nivelul mantalei superioare prin subducția plăcii eurasiatice sub lanțul carpatic, ridicat acum deasupra apelor în întregime ca un arc insular. Acest proces a dus la edificarea lanțului vulcanic carpatic și la separarea Carpaților Orientali de Munții Apuseni, cu formarea bazinului Transilvaniei și poate și a celui panonic. Procesul de subducție a dus la dispariția unui larg sector din fața Carpaților și poate așa se explică de ce aici este singurul loc din Europa în care Neoeuropa vine în contact direct cu Scutul femosarmatic, Paleoeuropa și MezoEuropa fiind distruse prin topire. Ar fi un caz analog cu cel al contactului dintre cutele alpine ale Himalaiei ce vin în contact direct cu scutul indian datorită uneia din cele mai grandioase cazuri de subducție.

Subducția neogenă s-a prelungit până în timpurile recente iar existența focarelor de cutremure dispuse pe un plan Benioff în cotul Carpaților lasă să se presupună că ea nu a încetat încă, fiind activă pe sub plăcile litosferice sudale. Mecanismul de focar al acestor cutremure indică o astfel de deplasare a celor două margini ale planului Benioff.

În concluzie, în cele de mai sus, încercând o aplicare a teoriei tectonicii de plăci pentru Carpații românești, am ajuns la concluzia că pentru ciclul alpin se pot distinge două zone de subducție, distanțate în timp: o subducție în timpul Cretacicului în sfenocasmul Munților Metaliferi și în fața dacidelor orientale și o subducție în fața moldavidelor în timpul Miocenului. Aceste zone de subducție explică un număr important de fapte



geologice și geofizice realizând, ca în toate aplicațiile tectonicii globale, sinteze și explicații unitare pentru un număr mare de fapte. Desigur, în stadiul actual al cunoștințelor noastre acestea nu pot fi decât idei și presupuneri, nu certitudini. Pentru a le avea trebuie conceput un program larg de cercetări variate, geofizice și geologice. Menționăm între acestea:

— efectuarea de profile seismice profunde peste Carpații Orientali, peste Munții Apuseni și peste bazinul Transilvaniei. Programul internațional în decurs de desfășurare este insuficient;

— efectuarea de studii de paleomagnetism pentru un număr cât mai mare de roci mezozoice și neozoice;

— efectuarea de studii geochimice de izotopi pentru un număr cât mai mare de roci bazice și andezitice, cu determinarea vîrstelor absolute;

— reconstrucții paleogeografice pe baza datelor paleomagnetice, a analizelor paleobiologice și a datelor sedimentologice pentru identificarea cât mai riguroasă a marginilor de plăci, a zonelor oceanice și a zonelor de subducție;

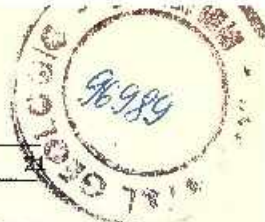
— cercetarea în ciclurile hercinic și baicalian a elementelor care să indice o tectonică de plăci pentru acele structuri, luîndu-se mai ales în considerare magmatitele bazice metamorfozate și sisturile cristaline de faciesul șisturilor albastre.

BIBLIOGRAFIE

- Aubouin J. (1971) Reflexion sur la tectonique de faille plioquaternaire. *Geol. Rundschau* 60, 3, p. 833—848.
- Bayley E. G., Blake M. K. (1969) Dezvoltarea tectonică a regiunii de vest a Californiei în Mezoicul superior. *Geotektonica*, 3, (traducere din l. rusă, Bibl. Inst. Geol.).
- Blake M. C., Jr., Irwin W. P., Coleman R. G. (1969) Blueschistfacies metamorphism related to regional thrust faulting. *Tectonophysics*, 8, 3, p. 237—246.
- Bleahu M., Dimitrescu R. (1959) Kruški ocerk geologii Zapadni Gor Sovetkaia Geologia 1959, 5, p. 25—44.
- (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (Munții Maramureșului) *D. S. Com. Geol.* XLV, p. 297—306. București.
- Dimtlan M. (1968) Șanțul eugeosinclinal al Metaliferilor și poziția sa în raport cu Carpații și Dinaridele. *D. S. Inst. Geol.*, LIII, 3 (1965—1966) p. 185—219. București.
- Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) The Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an „Island arc” *J. Geophys. Res.* vol 78 no 23, p. 5025—5032.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S. (1973) Young volcanism in Călimani—Harghita Mountains (East Carpathians): evidence of a paleoseismic zone *Tectonophysics* Vol. 19 no. 4, p. 299—313.
- Boer J. de (1965) Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. *J. Geophys. Res.*, 70, 4, p. 931—944.



- Ciocirdel R., Socolescu M. (1969) L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. Roum. Géol. Géogr., Géophys. Ser. Géophys.* 13, 1, p. 3-38.
- Socolescu M. (1971) La structure cristale et subcristale de la partie sud des Carpates Orientales. *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. Ser. Géophys.* 15, 1, p. 35-78.
- Dercourt J. (1970) L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. *Bul. Soc. Géol. Fr.* XII, 2, p. 261-317.
- Dewey J. F., Bird J. M. (1970) Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics* 10, 5-8, p. 625-638.
- Horsfield B. (1970) Plate tectonics, orogeny and continental growth. *Nature* 225, p. 521-525.
- Bird J. M. (1970) Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 75, 14, p. 2625-2647.
- Dickinson W. R. (1970) Plate tectonic models of geosynclines Barth a. *Plan. Sc. Lett.* vol. 10, p. 165-171.
- Hatherton T. (1967) Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157, p. 801-803.
- Dietz R. S., Holden J. C. (1966) Miogeoclines (Miogeosynclines) in space and time. *Journ. Geol.* 74, 5, Part I p. 566-583.
- † Dimițrescu R. (1961) Asupra poziției vulcanismului neogen din Munții Apuseni în cadrul sistemului carpatic. *Com. Acad. R.P.R.*, XX, 12, p. 1521-1523.
- Dongen P. G. van, Voo van der R., Raven Th. (1967) Paleomagnetism and the alpine tectonics of Eurasia. 3. Paleomagnetic research in the central Lebanon mountains and in the Tartous area. *Tectonophysics* 4, 1, p. 35-55.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. (1965) Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. A. Bull.* 76, 7, p. 719-734.
- Ernst W. G. (1970) Tectonic contact between the Franciscan Mélange and the Great Valley sequence. Crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. *J. Geophys. Res.* 75, 5, p. 886-901.
- Gansser A. (1959) Anseralpine Ophiolite Problem. *Eol. Geol. Helv.* vol. 52, p. 659-679.
- Green D. H., Gingwood A. E. (1969) The origin of basaltic magmas. *Geophys. Monogr.* No. 13, „The earth's crust and Mantle” p. 489-494.
- Giuşcă D., Ciolfica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V, București, II*, p. 31-41.
- Gorshkov G. S. (1969) Intraoceanic islands, East Pacific, ridge, Island arcs: volcanism and upper mantle. *Tectonophysics* 8, 3, p. 213-221.
- Hsü K. J. (1968) Principles of Mélanges and their bearing on the Franciscan Knoxville paradox. *Geol. Soc. Am. Bul.* 79, 12, p. 1063-1074.
- Orholm R. (1969) Mélanges of San Francisco Peninsula. Geologic reinterpretation of type Franciscan. *A.A.P.G. Bull.*, 53, 7, p. 1348-1367.
- Schlanger S. O. (1971) Ultrahelvetic Flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. *Geol. Soc. Am. Bul.* 82, 5, p. 1207-1218.
- (1971) Franciscan mélanges as a model for Eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. *J. Geophys. Res.* 76, 5, p. 1162-1170.
- (1971) Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature* 233, 5314 p. 44-48.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Academiei U.S.R., București, p. 741.



- Karig D. E. (1970) Kermadec Arc-New Zealand tectonic confluence. *New Zealand Journ. Geol. a Geophys.* 13, 1, 21-29.
- (1970) Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system. *J. Geophys. Res.* 75, 2, p. 239-254.
- (1971) Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.* 76, 11, p. 2542-2561.
- Kay E., Hubbard N. J., Gast P. W. (1970) Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 75, 8 p. 1585-1614.
- Köber L. (1952) Leitlinie der Tektonik Jugoslawiens. *Serb. Akad. der Wiss. Bd. CLXXXIX Geol. Inst.* 3, 81, p. Beograd.
- Laubscher H. (1969) Mountain building. *Tectonophysics* 7, 5-6, p. 551-563.
- (1971) Das Alpen-Dinariden Problem und die Paläospastik der südlichen Tethys. *Geol. Rundschau* 60, 3, p. 313-833.
- Lorl J. M. (1971) The tectonics of the Eastern Mediterranean: a geophysical review. *Rev. Geophys. a Space Phys.* 9, 2, p. 189-216.
- Maxwell J. C. (1969) „Alpine” mafic and ultramafic rocks — the ophiolite suite. *Tectonophysics* 7, 5-6, p. 489-494.
- Metz K. (1966) Nes synthetic aspects of the tectonics of the eastern section of the Austrian central Alps. *Tectonophysics*, 3, 2, p. 129-146.
- Mitchell H., Reading H. G. (1969) Continental margins, geosynclines, and ocean-floor spreading. *Journ. of geol.* 77, 6, p. 629-647.
- Moore E. (1970) Ultramafics and orogeny with models of the US Cordillera and the Tethys. *Nature* 228, 837-842.
- Neprochnov Y. P., Kosminskaya I. P. (1970) Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas. *Tectonophysics*. 10, 5/6, p. 517-538.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R. Bull. Șt. Sec. Șt. Nat.*, V, 1, București.
- (1967) Considerații litogenetice asupra formațiunii berremiene din Munții Metaliferi. *D. S. Inst. Geol.* LIII (1965-66) Part. 2, p. 119-150, București.
- Papazachos B. C., Comninakis P. E. (1971) Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, 35, p. 8517-8533.
- Rabinowitz P. D., Ryan W. B. F. (1970) Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Mediterranean. *Tectonophysics* 10, 5-6 p. 585-608.
- Ritsemă A. R. (1969) Seimo-tectonic implications of a review of European earthquake Mechanism. *Geol. Rund.* 59, 1 p. 36-56.
- (1971) Notes on the plate tectonics and air movements in the Mediterranean region. *Obs. Royal de Belgique Comm. Sér. a* 13, *Sér. Geophys.* 101, p. 22-26.
- Roman C. (1970) Plate tectonics in the Carpathians: a case in development. *Obs. Royal de Belgique Comm. Ser. A.* 13 *Sér. Geophys.* 101, p. 37-40.
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.* LVI (1968-69) Ser. 1, p. 219-252, București.
- Scheffer V. On some problems of the regional geophysics of the Carpathian basin. *Ann. Univ. Sci. Budapest Rolando Eotvos Nominotae, Sect. Geol.*, 5, 127, 1962.
- Scholle P. A. (1970) The Sestri-Voltaggio line: a transform fault induced tectonic boundary between the Alps and the Apennines. *Am. J. Sc.* 269, 4, p. 343-359.



- Smith A. G. (1971) Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bul.* 2, nr. 8, p. 2039-2070.
- Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. zum. Geol. Jahrb.*, 8, 239 p.
- Trümpy R. (1971) Stratigraphy in mountain belts. *Q. J. geol. Soc. Lond.* 126, p. 293-318.
- Vogt P. R., Higgs R. H., Johnson G. L. (1971) Hypothesis of the origin of the Mediterranean basin: magnetic data. *J. Geophys. Res.* 76, 14, p. 3207-3228.
- Voo H. van der (1968) Paleomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia 4. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions northeastern Turkey. *Tectonophysics*, 6, 3, p. 251-270.

ZONES DE SUBDUCTION DANS LES CARPATES DE ROUMANIE

(Résumé)

Dans les Carpates de Roumanie on peut identifier dans le cycle alpin au moins deux zones de subduction ayant fonctionné à des moments différents et avec des rôles différents: (1) dans les Carpates Orientales au cours du Néogène et (2) dans les Monts Métallifères au cours du Crétacé.

Une coupe transversale dirigée W-E met en évidence sur le territoire de la Roumanie une succession d'éléments structuraux parallélisables à ceux d'un arc insulaire à bassin inter-arc dans le sens de la théorie de Karig (1970): (1) plate-forme sialique (plate-forme moldave); (2) fond océanique (sous forme de restes englobés dans les structures plissées); (3) fosse (fosse des Carpates Orientales dans laquelle se sont accumulées les formations de flysch et de molasse); (4) arc plissé (arc résulté dans le cas des Carpates Orientales, du plissement de la fosse qui englobe à l'heure actuelle les zones 2 et 3); (5) arc magmatique alcali-calcique (chaîne éruptive Harghita-Călimani); (6) bassin inter-arc (bassin de Transylvanie).

En comparant la structure actuelle de l'ensemble du territoire carpatique à celle des arcs insulaires il s'ensuit que les Monts Apuseni ont formé un bloc unitaire avec les Carpates Orientales, bloc divisé à la suite d'un processus analogue à celui de formation des arcs insulaires doubles (type Hermedec) par la migration des Carpates Orientales vers l'extérieur. Simultanément a eu lieu la subduction de la plaque est-européenne, fait qui a conduit à la formation de la chaîne éruptive derrière l'arc plissé. Le mécanisme de migration des Carpates Orientales explique: le volcanisme des Monts Apuseni, amorcé avant celui des Carpates Orientales; la position plus élevée de la discontinuité Mohorovici sous le bassin de Transylvanie; le flux thermique plus élevé dans le même bassin et la sédimentation plus ancienne sur le bord du bassin de Transylvanie qu'au centre. La subduction explique le caractère andésitique de l'éruptif tertiaire autant que la position de la zone Benioff, active aussi à présent (tremblements de terre dans la région de Vrancea). Le mécanisme proposé n'exige pas de concevoir deux zones de subduction, l'une pour l'éruptif néogène des Carpates Orientales et l'autre pour celui des Monts Apuseni, les deux arcs magmatiques étant le résultat d'une seule subduction.

La seconde zone des Carpates de Roumanie où l'on peut mettre en évidence une tectonique de bord de plaque se trouve dans les Monts Métallifères. Son évolution a été complexe, avec formation d'un fond océanique par un processus d'expansion, suivi d'un processus de



subducție. Les effets de l'expansion amorcée à la fin du Jurassique sont : (1) la mise en place d'un complexe ophiolitique à caractère de tholéites de rift auquel s'associe une formation de type mélange ophiolitique (couches de Feneș); (2) l'accumulation d'une succession stratigraphique très semblable à la formation franciscaine reconnue typique pour les zones de bordure de plaque à subduction, dont elle se distingue cependant par une moindre épaisseur et par l'absence du faciès des schistes bleus, toutefois à ankimétamorphisme.

Le processus de subduction qui a suivi à partir de l'Albien a entraîné : (1) le rétrécissement considérable de la largeur des zones sédimentaires des formations des Monts Métallifères; (2) la disparition de quelques importants territoires (zones d'enracinement des nappes des Monts Apuseni septentrionaux et des nappes géliques); (3) l'entraînement du fond océanique ophiolitique seulement par la plaque qui s'affaisse, fait qui explique la présence des ophiolites dans les Carpates Méridionales et non pas dans les Monts Apuseni septentrionaux; (4) la formation de plis précoces à vergences dirigées vers la plaque qui s'affaisse (respectivement vers le sud pour le Mésocrétacé) et de plis tardifs à vergences dirigées vers la plaque surmontante (respectivement vers le nord pour le Crétacé supérieur). La subduction a cessé à la fin du Crétacé supérieur au moment de la collision des deux plaques.

Les zones de subduction des Carpates de Roumanie s'ordonnent dans l'ensemble structural de l'Europe. La zone d'expansion des Monts Métallifères est en prolongement de la zone Vardar et c'est elle qui a séparé la plaque égéenne de la plaque valaque (probablement liée à la plaque anatolienne) jusqu'à la fin du Mésozoïque. La seconde zone de fond océanique se trouvait dans les Carpates Orientales et c'est elle qui séparait la plaque eurasiatique de la plaque centrale carpatique. La subduction de la première en dessous de la seconde a été amorcée au Miocène et son effet s'est fait sentir par la disparition des structures plus anciennes (Paléo- et Mézoenropa) et l'apparition des chaînes volcaniques.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

M. L u p u : Este bine să se vorbească despre o tectonică în plăci sau despre o tectonică a plăcilor?

M. B l e a h u : Aceasta fiind prima lucrare de tectonică globală care va apare în limba română, este bine să găsim termeni și mai potriviți. Cred că este corect să se vorbească de tectonică de plăci.

M. S ă n d u l e s c u : Care sînt argumentele tectofaciale și paleogeografice de a alipi Carpații Orientali la Apuseni?

Care este, în acest context, locul de origine al pînzilor transilvane, care au roci bazice și ultrabazice triasice?

M. B l e a h u : Chestiunea zonelor faciale ale formațiunilor mezozoice din Carpații Orientali și proveniența pînzilor transilvane trebuie analizate la seara aceasta, a unor blocuri care au suferit mari deplasări. Dacă statuăm un bloc unitar Munții Apuseni-Carpații Orientali, aceasta nu înseamnă că „lipim” pur și simplu un masiv de celălalt, așa cum sînt ele astăzi, ci trebuie să presupunem spații între ele, astăzi dispărute, așa cum au dispărut zonele de rădăcină ale pînzilor de Codru și getică. Alipirea este parțial în releu și se poate găsi ușor felul în care unitățile structurale ale Apusenilor nordici se continuă în cele din Carpații Orientali. În felul



acesta creăm o zonă comună de rădăcină a tuturor pinzelor interne (provenind dintr-un aristo-geosinclinal) și care au avut inițial deversări spre nord, astăzi, din cauza deplasărilor, spre nord (Munții Apuseni) și spre est (Carpații Orientali).

M. Săndulescu: Ofiolitele de la baza pinzei getice sînt sau nu provenite din riftul Metaliferilor?

În lumina caracterului alohton al ofiolitelor din Metaliferi, schema rămîne aceeași?

M. Bleahu: Dacă ținem seamă de proveniența exclusiv din zonele de expansiune a ofiolitelor, nu mai este cazul să ne întrebăm dacă ele sînt autohtone sau alohtone, căci pentru explicarea lor trebuie în orice caz să facem apel la existența unui fund oceanic. Din acesta ele pot fi „îngrămădite” în procesele de subducție în formațiunile de tip „mélange” sau pot fi purtate de pe placa inferioară pe cea superioară în procesele de obducție. Pentru Munții Metaliferi consider că ele sînt de primul tip, fiind asociate unei formațiuni de tip „mélange”.

D. Rădulescu: Există o explicație pentru dislocarea longitudinală a unui arc vulcanic? Care este cauza migrării laterale a unuia din cele două părți?

M. Bleahu: Dislocarea longitudinală a unui arc vulcanic este pusă de Karig pe seama tensiunilor anabitoferice determinate de subducție, fără să intervină un curent local de convecție. De altfel, aceasta este principala obiecție care se poate aduce celor care consideră vulcanismul Munților Apuseni și Carpaților Orientali ca rezultat al unor subducții diferite (Román, 1969), căci ar trebui plasate într-un spațiu extrem de mic (bazinul Transilvaniei) un curent de convecție și o placă care, prin fuziune, ar trebui să genereze eruptivul din Munții Apuseni.

D. Rădulescu: Cum se explică formarea sedimentelor paleogene în bazinul Transilvaniei, din moment ce separarea Carpaților Orientali de Munții Apuseni s-a produs în Miocen?

M. Bleahu: Ideea unui bazin inter-arc nu este infirmată de fundamentul bazinului Transilvaniei, unde se cunosc roci eruptive bazice și unde formațiuni mai vechi fie rămîn în afara zonei de expansiune (formațiunile paleogene), fie reprezintă „vesturi” sialice diseminate pe parcurs de blocul în mișcare (formațiuni cristaline și triasice).

C. V. Papiu: Dacă sedimentele mai vechi din bazinul Transilvaniei nu contrazic desprinderea Munților Apuseni de Carpații Orientali în Sarmatian?

M. Bleahu: A se vedea răspunsul 2 pentru tov. D. Rădulescu.

C. V. Papiu: Dacă subducția și desfășurarea cutelor permit a se vorbi despre ocean și nu microocean în acest caz?

M. Bleahu: Pentru explicarea structurii Alpilor și a zonei mediterane s-a recurs la blocuri uneori mici (microcontinente), comparabile cu plăcile Nazca și Cocos din Pacificul actual, și chiar mai mici (placa ligure, placa rhodaniană etc.) așa că nu văd de ce nu am avea și noi plăcile noastre. De fapt însă nu avem nevoie de ele, căci ce este important în noua ipoteză este tocmai faptul că elimină plăcile mici și propune doar două plăci mari, est-europeană și dinarico-africană, între care au loc procesele formatoare ale Carpaților și ale bazinului Transilvaniei, probabil și a celui Pannonic.

C. V. Papiu: Care sînt raporturile dintre Dobrogea hercinică și geosinclinalul carpatic?

M. Bleahu: Poziția Dobrogei poate fi explicată prin deplasarea blocurilor în lungul unor falii transcurrente, poate unele din ele falii transformante. Ea trebuie presupusă ca o continuare a Balcanilor și plasată în poziția actuală după o lungă călătorie; Dobrogea alpină (nu cea hercinică) nu are astfel nimic comun cu geosinclinalul carpatic în dreptul căruia se află acum înălțător.



C. V. Păpău: Dacă magmatismul ofiolitic nu apare ca un magmatism sinorogen?

M. Bleahu: În teoria tectonicii globale împărțirea magmatismului în sinorogen și subsecvent nu își mai are nici o justificare, magmatismul ofiolitic fiind de rift, iar cel andezitic de zonă de subducție. Așa trebuie înțeles magmatismul ofiolitic din Munții Apuseni și cel din Carpații Meridionali, generate de același rift, dar cu poziție diferită astăzi din cauza deplasărilor ulterioare.

C. V. Păpău: Dacă nu se poate vorbi despre metamorfism alpin și sub pinza getică?

M. Bleahu: Reconstrucția paleogeografică pe care o analizează lucrarea de față în lumina tectonicii globale se referă numai la ciclul alpin. S-ar putea deci vorbi de un metamorfism alpin, pe care de altfel îl menționăm în lucrare. El nu este însă de tipul „blue schists” căci acest facies nu este specific tuturor zonelor de subducție, ci numai celor de coliziune ocean-continent, dar nu celor de coliziune ocean-arc insular, adică tocmai tipului statuat pentru Carpați.

I. Bercea: Care este prelungirea spre sud a zonei de desprindere dintre Carpații Orientali și Munții Apuseni?

Care este relația de timp dintre evoluția Carpaților Orientali și cea a Carpaților Meridionali?

M. Bleahu: Față de cele arătate la răspunsul pentru lov. M. Săndulescu, întrebările acestea nu mai au obiect. Adăugăm doar că în reconstrucția de tipul celei avansate, „spre sud” nu mai are un sens definit. De altfel, este evident că la nord de Carpații Meridionali este vorba de o falie transcurentă, în lungul căreia toate elementele structurale s-au deplasat, ocupând cu totul alte poziții.

C. Boldur: Dacă fenomenul de „subducție”, legat de interpretarea structurii Carpaților s-ar mai putea discuta, având în vedere dimensiunile blocurilor sialice implicate.

M. Bleahu: A se vedea răspunsul 2 pentru lov. C. V. Păpău.

H. Savu: Cum explicați paralelismul dintre structurile de la Interforul Carpaților, începând din Precambrianul mediu și pînă în Alpin, cu marginile vechiului continent arhaic-careliac, inclusiv pînă în valea?

M. Bleahu: În operația de dezdoire a lanțului carpatic vechile structuri de pe continentul arhaic-careliac nu ne ajută prea mult și ar fi greșit să se țină seama de ele în reconstrucțiile paleogeografice.

D. Patrulius: În reconstituirea părții occidentale a Pangeei după Bulard și Smith, Protomediterana apare foarte larg deschisă spre est. Microoceanul recunoscut în zona Vardarului și prelungirea spre NW și W a acestei zone, prin sudul Ungariei și probabil mai departe prin cicatricea reprezentată de linia insubrică, nu ar reprezenta decât restul unui teritoriu oceanic larg desebis. În sprijinul acestei idei vine paleobiogeografia Jurasicului inferior și mediu. Prezența în abundență a algelor dasycladacee în Jurasicul inferior și mediu pe teritoriul ramurii dinarice indică un climat tropical pînă la ecuatorial, în timp ce pe teritoriul ramurii carpato-balcanice lipsa completă a algelor dasycladacee pledează pentru un climat temperat.

M. Săndulescu: Este important să subliniem că, dacă nu se ține seamă de detaliile structurale cunoscute în catenele orogenice, nu facem altceva decât să compromitem o teorie geotectonică nouă, care are toate șansele să dea rezultate importante. Geologii alpini vor trebui să amendeze, acolo unde este cazul, un model pus la dispoziție de geofizicieni și oceanografi.

Fără a intra în amănunte, ținem să subliniem câteva fapte care contravin ipotezei avansate. Pînzele transilvane, cu roci bazice și ultrabazice, sînt superioare sistemului pînzelor de soclu central est-carpatic, sub care există un al doilea grup de pînze, care conțin ofiolite



(pînza de Ceahlău, pînza Fișului Negru). Acestea din urmă aparțin unei zone cu ofolite, imposibil de legat de cea a Munților Metaliferi, pentru simplul motiv că ele sînt separate de acestea din urmă de un bloc sialic ce se urmărește fără întrerupere din Carpații Orientali (grupa pînzelor central est-carpatice) în Carpații Meridionali.

V. **M u t i l a c** : Poziția mai retrasă a sectorului Perșani din zona cristalino-mezozoică poate constitui un argument în sprijinul ideii că segmentul oriental al Carpaților s-a desprins de Munții Apuseni.

H. **S a v u** : În expunerea făcută nu se ține seamă de situația datelor geologice reale, care au fost scoase în evidență de cei care au vorbit anterior. Păreră mea este că în Carpați avem de-a face cu fenomene colaterale, secundare, ale produselor, care au loc în lungul zonei Apenini-Dinarizi-Taurus-Himalaia, care poate ar putea fi echivalată cu zona Benioff, ale cărei efecte le-am putut examina în 1972 în California.



NOTĂ PRELIMINARĂ ASUPRA UNOR ELEMENTE
STRUCTURALE ALE ȘISTURILOR CRISTALINE DIN
PARTEA ESTICĂ A MUNȚILOR FĂGĂRAȘ¹

DE

RADU DIMITRESCU²

Abstract

On Some Structural Elements of the Crystalline Schists in the Eastern Part of the Făgăraș Mountains. The analysis of structural elements (foliations and lineations) shows the existence of a discontinuity between the migmatite gneisses of Cumpăna-Holbav and their cover of crystalline schists.

Cu ocazia revizuirilor întreprinse de autor în anul 1972 în vederea redactării foii Birsa Fierului a hărții geologice la scara 1 : 50.000 a țării, au fost recoltate o serie de date noi de ordin structural care vor fi prezentate în cele ce urmează în liniile lor esențiale.

Pentru început vom reaminti doar că autorul a fost cel dintâi care, în această regiune, a pus în evidență două sisteme de elemente lineare ($L_1 = \text{WNW-ESE}$; $L_2 = \text{NE-SW}$) corelabile cu două faze de cutare (Gherasi, Dimitrescu, 1963; Gherasi et al., 1966; Gherasi, Dimitrescu, 1970). Ulterior, aceleași sisteme de lineatii au fost regăsite de Savu și Schuster (1971), care le-au acordat o interpretare diferită, într-un cadru mai larg.

Complexele de roci la care ne vom referi în cele ce urmează, fără a le mai descrie, sînt cele separate de noi anterior (Dimitrescu, 1964; Gherasi et al., 1966) la care se adaugă o serie de îmbunătățiri aduse de Savu și Schuster (1971).

¹ Comunicare în ședința din 20 aprilie 1973.

² Universitatea „Al. I. Cuza”, Calea 23 August, nr. 20 A, Iași.



1. Complexul migmatitelor de Cumpăna-Holbav este constituit în cea mai mare parte din gnaise rubanate (lit-par-lit) \pm oculare, interpretate ca migmatite paralele metatectice \pm metablastice. În cotul Peceneagului am identificat și un mic corp de gnaise granitice (granite de anatexie?). În afară de autorii citați, aceste roci au mai făcut obiectul studiilor lui Arion și Ignat (1970) precum și al unei părți a tezei de doctorat a lui Balintoni (1970), cu interesante contribuții la petrotectonica micelor.

În cursul revizuirilor noastre am constatat că între izvoarele Dimboviței și ale Bîrselor, orientarea predominantă a elementelor lineare (microcute, striatii, alungirea enclavelor, lineatii minerale) este nord-estică, sau nord-nord-estică, cu excepția zonei văii Colților lui Andrei unde ea are o inflexiune EW. Înclinarea acestor elemente lineare este aproape pretutindeni spre SW sau SSW, o rampă orizontală curburându-se tot în zona văii Colților.

În privința lineatiei minerale a biotitului care caracterizează „gnaisele lineare” (Arion, Ignat, 1970; Balintoni, 1970), putem afirma acum cu destulă certitudine că trebuie interpretată ca o lineatie de intersecție (ax δ) a două șistozități. Între confluența Oticului cu Boarcășul și confluența cu valea Vladului am putut observa în mod clar cum agregatele lineare de biotit (N 15–35°E/40–50°SW) reprezintă intersecția unei foliații gnaiseice S_1 , avînd direcția NS pînă la NNE–SSW, și înclinări de 80–90°, cu o șistozitate S_2 reprezentată prin plane micacee avînd poziția EW pînă la ENE–WSW, cu înclinări sudice. Orientările celor două seturi de elemente planare au fost fie măsurate direct, fie determinate grafic; tot grafic am verificat pretutindeni coincidența dintre poziția agregatelor lineare de biotit și linia de intersecție S_1/S_2 .

Cele două șistozități pot fi observate și microscopic în sectorul Văii cu Scara. Pe de altă parte, în alte secțiuni subțiri se remarcă prezența „cuarțului lamelar discordant și imbricat” (Bellière, 1971), indicînd caracterul de blastomilonite polimetamorfice de mezozonă inferioară al unor gnaise rubanate.

2. Complexul gnaiselor leucocrate este format aproape în totalitate din gnaise cuarțo-feldspatice cu microclin \pm muscovit (leptinite, denumite anterior de noi „gnaise aplitice”), avînd caracterul de metaarcoze sau de metatufuri acide, alternînd cu paragneise feldspatice cu două mîce. Elementele lineare (microcute, budinaje, striatii, lineatii minerale biotitice) au direcții estice de la valea Vladului spre vest și nord-estice pretutindeni spre E; ele înclină spre SW pe Dimbovița în aval de vechiul baraj de la

Bunca și spre NE în amonte de acesta, precizându-se astfel existența unei depresiuni axiale în dreptul văii Bunca. Există deci o discordanță între înclinările lineajilor din complexul gnaiselor leucocrate și cele din complexul migmatitelor.

Cele mai multe din pozițiile măsurate pe cursul superior al Dîmboviței în acest complex gnaisic (de obicei NE—SW cu înclinări sud-estice) nu reprezintă decît foliații axiale ale unor numeroase microcute metrice „sinștoase” (Bellière, 1958), cu vergență nord-vestică. Pretutindeni unde complexul gnaiselor acoperă pe cel, superior stratigrafic, al micașisturilor de Măgura Ciinenilor, microcutele indică prezența unor flancuri inverse.

Complexul gnaiselor leucocrate apare nu numai la nord de fișa de teren ocupată de migmatitele de Cumpăna-Holbav în bazinele Dîmboviței și Bîrselor, ci și la sud de ea, cel puțin între valea Barbului și Peceneagul, ceea ce aduce un argument în favoarea poziției anticlinale a complexului migmatitic.

3. Complexul micașisturilor cu staurolit (\pm disten) de Măgura Ciinenilor este caracterizat tot printr-o puternică foliație axială cu cădere spre S sau SE a unor microcute centimetrice cu axul nord-estic și cu cădere axială numai spre NE. Acest complex apare exclusiv pe flancul nordic al anticlinoriului gnaiselor de Cumpăna.

4. Următorul complex în ordine stratigrafică este cel de Ezer (paragneise și micașisturi cu granat) aparînd pe ambele flancuri ale anticlinoriului. Zona de Păpușa reprezintă doar un facies diaforitic al părții superioare a acestui complex, pe flancul sudic al anticlinoriului gnaiselor de Cumpăna. În Complexul de Ezer se pot observa clar elementele lineare din sistemul L_1 cu orientare nord-vestică și cele din sistemul L_2 , cu orientare nord-estică.

Între Ezerul Mic și Curmătura Oticului, am arătat mai demult (Gherasi, Dimitrescu, 1964) prezența în complexul de Ezer a unor cute izoclinale cu vergență nord-vestică, identificate cu ajutorul microcutelor cu axul avînd direcția nord-estică.

Din același sistem ar face parte și cuta culcată spre nord din zona centrală a Făgăușului de sud, pusă în evidență de noi anterior (Dimitrescu, 1963).

În zona de Păpușa, pe Dîmbovița, microcutele, avînd tot direcția NE, indică frecvent flancuri inverse cu vergența sud-estică, în acord cu deversarea și șariajul spre SE al zonei migmatitelor de Cumpăna-Holbav, începute în bazinul Bîrselor și continuate pînă la Codlea.



5. O interpretare a datelor mezoscopice expuse pînă aici s-ar putea da în sensul admiterii unei discontinuități între complexul migmatitelor de Cumpăna-Holbav și acoperișul acestora, așa cum presupusesem anterior (Dimitrescu, 1967; Patrulius et al., 1968); peste un fundament gnaissic migmatic afectat de o șistozitate S_1 se depune o serie sedimentară metamorfozată ulterior cu formarea lui S_2 , în primul rînd ca foliație axială a unui sistem de cute izoclinale cu vergență nordică, direcția acestora trecînd de la EW la SW—NE.

Prezența în toate complexele cristaline superioare, inclusiv în cel de Călușu, a sistemelor L_1 și L_2 de elemente lineare, dar numai în extremitatea estică a munților Făgărașului, precum și în masivele Ezer și Leaota, în contrast cu existența unui singur sistem orientat EW în Făgărașul central, ar putea pleda în favoarea formării lor aproape concomitente, sau la scurt interval, în sensul interpretării date de Savu și Schuster (1971).

6. Reconsiderarea tuturor diagramelor petrotectonice axelor optice ale cuarțului munților Făgăraș-Ezer-Leaota publicate anterior (Dimitrescu, 1964, 1967; Gherasi, Dimitrescu, 1964, 1970; Gherasi et al., 1966), precum și a unei diagrame noi în gnaisele lineare de Cumpăna, s-a făcut în lumina ipotezei faciesurilor structurale etajate, introdusă de Behr (1965).

Toate diagramele au fost rotite astfel ca să apară perpendicular pe axa „a”. Simetria generală a acestor diagrame este monoclinică. Am putut constata astfel că în etajele superioare (partea superioară a seriei de Făgăraș, complexul de Călușu și chiar uneori partea superioară a complexului de Lerești), diagramele sînt caracterizate prin prezența unui maxim principal între a și c , combinat cu unul secundar sau a unei perechi (maximum II, specific unei intensități mai reduse a deformării). În jos odată cu creșterea gradului de deformare în seria de Făgăraș, ca și în complexul de Lerești, se trece la centuri complete sau incomplete ac , de obicei cu un singur maxim principal pe aceste centuri.

Sporadic se pot observa apoi, în nivele situate și mai jos (în baza seriei de Făgăraș), diagrame cu două centuri încrucișate în a , făcînd un unghi de cca 60° .

Întreg etajul inferior al seriei de Cumpăna, și chiar, în parte, complexul de Lerești, sînt dominate de imaginea a două cercuri mici de $25-50^\circ$ în jurul lui c , unite printr-un braț peste a (trecerea la „pseudotectonite cu două centuri” sau „două centuri degenerate”, reprezentative pentru intensitatea mai mare a deformării).

Intensitatea maximă, specifică faciesului granulitic, nu este nicăieri atinsă. Zonalitatea astfel descrisă, analoagă celei stabilite de Behr (1965) în Saxonia și regăsită de noi înșine (Gherasi, Dimitrescu, 1968, 1970) în munții Petreanului, ne lasă să întrevădem că prin metoda petrotectonică nu putem pune în evidență decât configurația orientării optice a cuarțului rezultată din ultima fază de deformare semnificativă.

Polimetamorfismul admis de noi nu pare a se putea argumenta în prezent pe aceeași cale, dat fiind că solicitările ulterioare reorientează probabil în întregime microstructura cuarțului.

7. În ceea ce privește șariajul spre SE al gnaiselor de Cumpăna peste Mezozoic și peste zona de Păpușa el nu poate fi prelungit spre SW, dincolo de valea Dîmboviței, pentru următoarele motive: a) de la Peceneagu, trecînd prin șaua Oticului și pînă în bazinul Rîului Doamnei, unde dispăre sub formațiunile sedimentare, limita sudică a gnaiselor de Cumpăna cu complexul de Ezer înclină pe o lungime de 40 km pretutindeni spre sud, fapt care sprijină poziția anticlinală a gnaiselor; b) afundarea complexului migmatitelor de Holbav spre sud rezultă și din reapariția lor într-o butonieră anticlinală în masivul Ezer, în fundul văii Bătrîna, cu toate caracterele lor absolut tipice. Șariajul de la Holbav se stînge deci spre SW, probabil prin intermediul unei falii de decroșare, și oricît ar părea de atrăgătoare ipoteza, el nu poate fi racordat cu pinza supragetică.

BIBLIOGRAFIE

- Arion M., Ignat V. (1970) Considerații asupra migmatitelor din versantul sudic al munților Făgăraș. *D.S. Inst. Geol.* LVI, București.
- Balintoni I. (1970) Studiul comparativ al migmatitelor din R.S. România, cu privire specială asupra migmatitelor din Carpații Meridionali. Rezumatul tezei de doctorat. Centr. multipl. Univ. București.
- Behr H.-J. (1965) Zur Methodik tektonischer Forschung im kristallinen Grundgebirge. *Ber. geol. Ges. D.D.R.*, X/2, Berlin.
- Bellière J. (1958) Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 81.
- (1971) Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 94/3.
- Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, Comun. Șt. II*, București.
- (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- (1967) Contribuții privind evoluția structurală a masivului Făgăraș. *S.S.N.G., Comun. Geol.* IV, București.



- Gherasi N., Dimitrescu R. (1963) Structure de l'extrémité orientale des Carpates méridionales. *Assoc. géol. Carp.-Balk., VI-e Congrès, Com., Scient. (résumés)* Varsovie.
- Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului) *D.S. Inst. Geol. XLIX/1*, București.
- Dimitrescu R. (1968) Contribuțiuni la structura cristalinului danubian în partea nordică a munților Retezat și Petreanu. *An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Sect. II b. (Geol. Geogr.) XIV*, Iași.
- Dimitrescu R. (1970) Anticlinalul Rof și rolul lui în structura părții nordice a munților Retezat și Petreanu. *An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Sect. II b. (Geol.) XVI*, Iași.
- Dimitrescu R. (1970) Structure des schistes cristallins du massif de Leaota. *An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Sect. II b. (Geol.) XVI*, Iași.
- Gherasi N., Maniliici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Geol. XXXV*, București.
- Patrușiu D., Dimitrescu R., Gherasi N. (1968) Notă explicativă a hărții geologice sc. 1:200.000 Brașov. *Inst. Geol. București*.
- Savu H., Schuster A. (1971) Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șinea Nouă-Holbav. *D.S. Inst. Geol. LVIII/1*, București.

NOTE PRÉLIMINAIRE SUR QUELQUES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DES SCHISTES CRISTALLINS DANS LA PARTIE ORIENTALE DES MONTS FĂCĂRAȘ

(Résumé)

L'analyse des foliations et des linéations dans les gneiss migmatiques de Cumpăna-Holbav et dans les schistes cristallins de leur toit, montre qu'entre les deux étages il y a une discontinuité. Les „gneiss linéaires” se sont formés par l'intersection d'une ancienne foliation S_1 avec une schistosité plus jeune S_2 . Cette dernière se retrouve dans l'étage supérieur comme schistosité axiale d'un système de plis isoclinaux à vergence septentrionale.

Les axes optiques du quartz s'orientent selon un ou deux maxima entre a et c , dans les étages structuraux supérieurs; vers le bas, on passe à des ceintures ac et ensuite, par l'intermédiaire de deux ceintures entrecroisées en a , à des „Pseudozweigtelttektonite” à petit angle autour de c .

Le charriage des gneiss de Cumpăna ne se prolonge pas au sud-ouest de la vallée de Dimbovița et ne peut donc être rattaché à la nappe supragétique.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA STUDIUL RELAȚIILOR STRUCTURALE
DINTRE CALCARELE TRIASICE, DIABAZELE ȘI PORFIRELE
CUARTZIFERE DIN ZONA CUPRINSĂ ÎNTRE VALEA CORTELU
ȘI DEALUL PIETROAIELE LUI BUJOR (DOBROGEA
DE NORD, JUDEȚUL TULCEA)¹

DE

ANDREI GURĂU, TEOFIL GRIDAN²

Abstract

Contributions to the Study of the Structural Relations among the Triassic Limestones, Diabases and Quartziferous Porphyries in the Zone Comprised between the Cortelu Valley and Pietroaiete lui Bujor Hill (North Dobrogea, Tulcea District). In this paper arguments pleading in favour of the eruptions of diabases and porphyries under the shape of a dyke, linearly arranged along the *hol* fractures trending NW-SE in the Carnian limestones are expounded. The presence of concentric separation forms of the pillow-lava type in diabasic flows along the linear *hol* fractures in limestones reveals that these primarily structural forms are not to be considered as specific only to submarine flows. The subsequent quartziferous porphyries are probably Late Kimmerian in age as they intersect the diabases. The presence of eruptions of diabases and quartziferous porphyries within the zone of *hol* fractures from the Carnian fractures, as well as the lack of informational data on their occurrence in the Jurassic formation from the Tulcea Zone point to the fact that they cannot be referred in time later than the Early Kimmerian orogenesis and neither earlier.

„Închinăm această lucrare memoriei lui Gheorghe Munteanu-Murgoci, unul dintre cei mai de seamă geologi care au studiat Dobrogea și de la nașterea căruia s-au împlinit 100 de ani”.

¹ Comunicare în ședința din 16 martie 1973.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, str. Caransebeș nr. 1, București.



În vara anului 1972 autorii acestei comunicări au avut ca temă de cercetare pentru minereuri neferoase, zona Minerii (Cișla)—Somova—Pareheș, în aria căreia depozitele triasice, diabazele și porfirele cuarțifere reprezintă fondul geologic și martorii evoluției tectono-magmatice în această regiune³.

Perimetrul la care se referă prezenta lucrare face parte din zona triasică Tulcea. Această zonă este cuprinsă între falia Luncavița—Consul la vest și o falie care marchează la nord prima treaptă de scufundare tectonică a Dobrogei de Nord, măscată de depozitele Deltei Dunării (Ianovici et al., 1961, 1968).

Cercetări stratigrafice asupra Triasicului din zona Tulcea au făcut Atanasiu (1897), Kittl (1908), Simionescu (1910—1913), Murgoci (1912), Atanasiu (1940), Savul (1926—1927; 1929—1930), Mirăuță (1963), Mutihac (1961, 1962, 1964) care au identificat toate etajele, de la Werfenian pînă la Carnian și Norian. Referiri asupra relațiilor rocilor eruptive cu depozitele triasice aparțin lui Peters (1867), Murgoci (1912), Savul (1926—1927; 1929—1930), Ianovici et al. (1957; 1961; 1968).

Din cercetările anterioare se știe că zona triasică Tulcea se prezintă în ansamblu ca un sincliniu rezultat al mișcărilor chimerice vechi în care se conservă structurile mai vechi, de vîrstă hercinică. Axele structurii plicative din calcare au direcția nord-vest — sud-est, similară cu cele din structurile hercinice. Petrografic rocile acestei zone sînt reprezentate prin conglomerate poligene și gresii cuarțoase (Werfenian), depozite carbonatice (Anisian-Ladinian), calcare în plăci cu silexite și intercalații de șisturi argiloase (Carnian) și o serie detritică groasă de cîteva sute de metri (Norian), constituită din gresii stratificate cu intercalații de argile și argilite cu fenomene de sedimentație ritmică specifice formațiunilor de fliš. Rocile eruptive sînt reprezentate prin diabaze și porfire cuarțifere.

În perimetrul cercetat (pl. II) se dezvoltă îndeosebi Carnianul reprezentat prin strate de calcare în plăci, cu grosimi de 1,0—10,2 cm pînă la 0,80—1 m, ce alternează cu benzi subțiri de șisturi argiloase cu culori slab diferențiate între galben și cenușiu, pînă la negricioase, mai rar alb-violacee. Caracteristic pentru stratele de calcare carniene este prezența unor acumulări de silice de culoare neagră sub formă de

³ A. Gurău, T. Gridan, Gr. Fulga. Proiect geologic privind cercetarea cu foraje și lucrări miniere ușoare a zonei mineralizate cu sulfuri și barită dintr-o obrișă a văii Cortelu-Coastele Ormanului—dealul Pietroafele lui Bujor. Com. Somova. Jud. Tulcea. 1972. Arb. I.G.P.S.M.S.



strat cu grosimi de 2—10 cm sau de „lentile înșirate” menționate și de *M u t i h a c* (1961).

Între valca Cortelu și valea Ormanul cu Pari, calcarele au direcția nord-vest — sud-est, cu înclinări nordice de la 20—80°. O falie transversală de tip *ac* cu care coincide valea Ormanului cu Pari, schimbă poziția calcarelor la vest de falie, pe direcția nord-est — sud-vest și înclinări nord-vestice.

Din punct de vedere tectonic, calcarele formează adesea în zona axei B_1 , cute de ordinul metrilor cu direcția axelor B , nord-vest — sud-est. Datorită tectonicii disjunctive ulterioare tectonicii B_1 , înclinările axelor de cute în unele compartimente, sînt fie spre nord-vest în jur de 20—40° (în compartimentul nord-vestic al faliei), fie spre sud-est cu aceleași valori ale înclinărilor în compartimentul sud-estic, valea Cortelu (pl. II, D₃) sau chiar cu direcția est-vest și înclinări estice în dealul Pietrosale lui Bujor (pl. II, D₂).

În stratele subțiri (10—50 cm) intercalate cu strate mai groase și mai dure, calcarele prezintă un clivaj axial în zona *kol*, cu direcția nord-vest — sud-est și înclinări de 80—90° spre nord-est sau sud-vest (pl. I, fig. 2). Acest clivaj este caracteristic în toată zona cercetată a depozitelor carniene. Frecvența clivajului este de ordinul a 70—100 fisuri/m·l. ceea ce poate induce în eroare la măsurătorile cu busola și să fie luat drept stratificația inițială a calcarelor.

În zona cercetată diabazele au fost conturate în cursul superior al văii Cortelu, în dealul Coastele Ormanului și în versantul stîng al cursului superior al văii Ormanului cu Pari. Prezența lor a fost semnalată și de *S a v u l* (1929—1930).

Diabazele din Dobrogea de Nord au fost considerate de *P e t e r s* (1867) ca fiind puse în loc prin fenomene efuzive. *M u r g o e i* (1912) a arătat că diabazele apar sub formă de „diatreme” sau apofize ale unui masiv iacolic ce se dezvoltă în zona Niculițel—Mănăstirea Cocos.

Într-o lucrare consacrată diabazelor din nordul Dobrogei, *S a v u l* (1929—1930) le interpretează ca erupții submarine stratiforme („pînze efuzive concordante”) care s-au cutat împreună cu calcarele. Aceași interpretare i s-a dat și diabazelor care apar la vest de Oisla—Somova în dealurile Ormanului cu pari, Movila Săpată și Cortelu.

Din cercetările noastre rezultă că diabazele se prezintă sub forma unui corp liniar cu direcția nord-vest — sud-est, gros de cca 300—600 m, discordant cu stratificația inițială a calcarelor și concordant cu clivajul



axial de forfecare (pl. II și III A, C, D). Diabazele s-au insinuat pe zonele de slabă rezistență de tip *hol* cu direcția nord-vest — sud-est. Paralelismul lor pe clivajul axial de forfecare din calcare apare clar în valea Cortelu (cursul superior) și în galeria XIII I.F.L.G.S. din valea Ormanul cu Pari, care a traversat corpul de diabaze (pl. III A, C, D).

La contactul diabazelor cu calcarele, ultimele prezintă fenomenul de coacere pe o grosime cuprinsă între 3—10 m.

Culoarea calcarelor recristalizate pe această zonă este roșie-cărămizie, atât la suprafață cât și în galerie. Intercalațiile de calcar, paralele cu clivajul axial, în masa diabazelor sînt de asemenea coapte și au culoare roșiatică.

Un element de ordin structural al diabazelor este prezența formelor de separație concentrică considerate de Ianovici et al., (1957) ca „aspecte caracteristice de tip pillow-lave”. Direcția axelor lungi a acestor forme, de la obârșia văii Ormanul cu Pari este $N15^{\circ}W$ cu înclinări NW, în jur de $345^{\circ}/30^{\circ}$ (fig. 1-a). În vîrfurile Coastele Ormanului intersecțiile *B* ale suprafețelor de separație concentrică se întretaie în sectorul SW al tectonogramei, indicînd o afundare spre $N38-40^{\circ}E/30^{\circ}NE$ (fig. 1 c).

Dimensiunile formelor de separație concentrică variază de la contactul cu calcarele spre interior. În imediata apropiere cu calcarele, mărimea formelor de separație concentrică este în jur de 0,50 m în diametru și crește treptat spre interiorul corpului pînă la un diametru de 3—4 m, cînd formele concentrice de separație devin greu de delimitat. Variația dimensiunilor formelor de separație concentrică, mici la contact și mari în centrul corpului, sugerează ideea că aceste forme sînt cauzate de răcirea lavei de diabaze, mai repede la contact și mai lentă spre centru. Aceste forme ar fi rezultat prin nașterea unor centri de solidificare în lava diabolică în timpul răcirii ei.

În secțiune transversală pe formele de separație concentrică, grosimea paturilor concentrice este în jur de 20—50 cm (fig. 2) pe care se dispune un sistem radial de fisuri direcționale, ce converg spre centrul formei de separație concentrică. Aceste fisuri s-au observat numai în formele concentrice de separație din centrul corpului de diabaze. Prezența formelor concentrice de separație de tip pillow-lave, în curgerile de lave diabolice pe fracturile liniare tip *hol* din calcare, arată că acest fenomen structural nu trebuie considerat ca specific numai curgerilor submarine.

Sistemele principale de fisuri și falii în diabaze sînt cele direcționale, paralele cu fisurile și faliile *hol* din calcare, cu direcția NW—SE și înclinări,

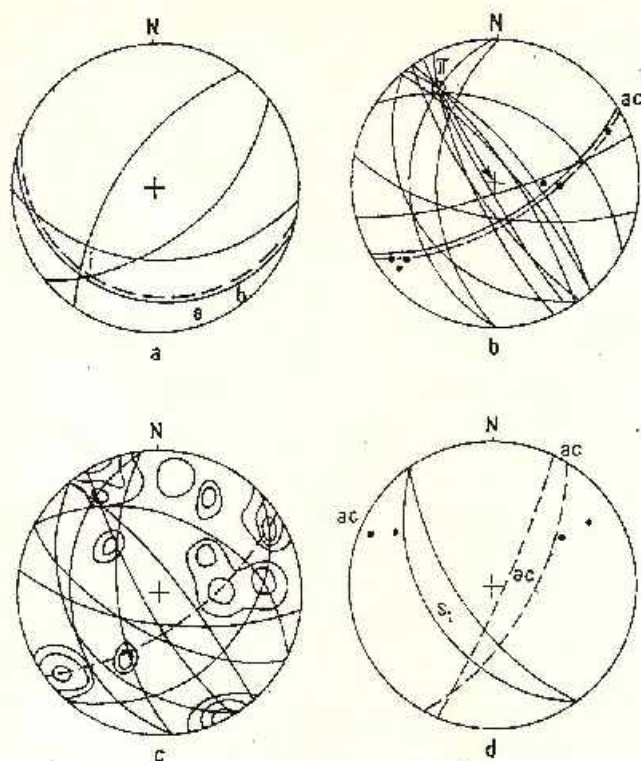


Fig.1. — a, tectonograma fisurilor primare de răcire în diabaze (b = liniția b_1 în calcare, a = alungirea formelor concentrice de separație în diabaze); b, tectonograma fisurilor exocinetice direcționale cu epidotizări în diabaze; c, tectonograma fisurării în diabaze; d, tectonograma planelor S_1 și a fisurilor ac în calcarele roșii de la contactul cu diabazele.

a, tectonogramme des fissures primaires de refroidissement dans les diabases (b = linéation b_1 dans les calcaires, a = allongement des formes concentriques de séparation dans les diabases); b, tectonogramme des fissures exocinétiques directionnelles à épidotisations dans les diabases; c, tectonogramme des fissurations dans les diabases; d, tectonogramme des plans S_1 et des fissures ac dans les calcaires rouges du contact avec les diabases.

unele spre NE, altele spre SW (fig. 2). Aceste fisuri sînt tautozonale, ele se intersectează într-un punct care coincide cu proiecția polilor ac din calcare.

În partea centrală a corpului de diabaze, frecvența acestor fisuri este cuprinsă între 30—50/m.l., iar la contactul cu calcarele, ajunge pînă la 70/m.l. De exemplu, la contactul nordic cu calcarele, pe valea Ormanul cu Pari, poziția acestor fisuri este de $230^\circ/83^\circ$, discordantă cu stratificația



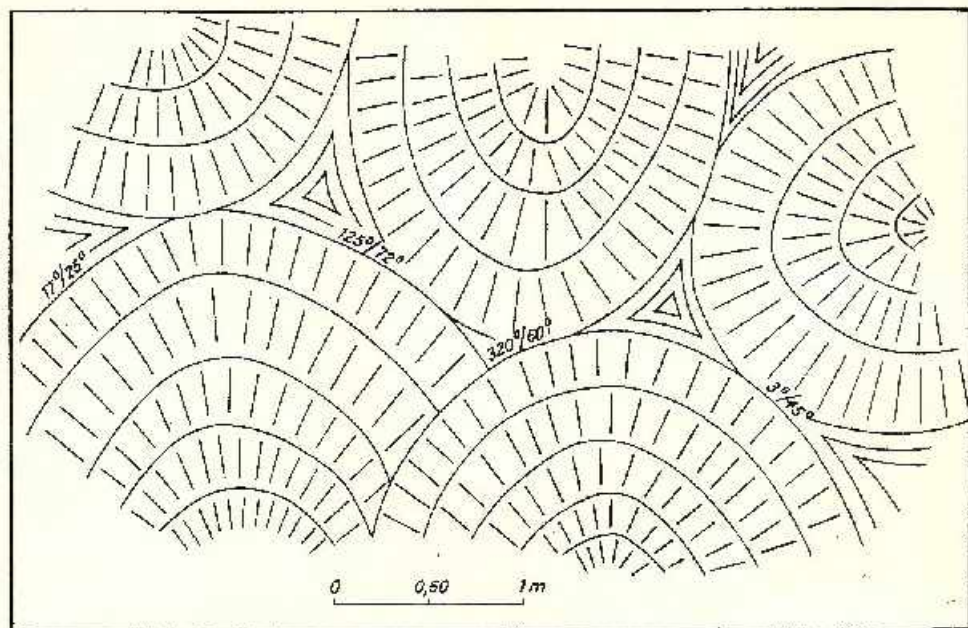


Fig. 2. — Forme concentrice de separație în diabaze.
Formes concentriques de séparation dans les diabases.

calcărelor roșii, recristalizate de la contact, care au poziția $57^\circ/50-70^\circ$ NE (fig. 1e). Frecvența mare a acestor fisuri din diabaze la contactul cu planul de falie $230/83^\circ$ (planșa III, A, C, D), care desparte diabazele de calcăre, ar plede de asemenea, pentru desemnarea lor ca fisuri de răcire (endocinetice) care au urmat formării separațiilor concentrice. Fisurile transversale pe corpul de diabaze sînt paralele cu fisurile *ac* din calcăre și au o frecvență de 10 — 15/m.l. (fig. 2b).

Tautozonalitatea fisurilor direcționale și cele transversale din diabaze, cu fisurile *kol* și respectiv *ac* din calcăre (pl. II, D₃), în ipoteza enunțată, ar putea să însemne că structura disjunctivă B₁ și B₂ din calcăre se conservă și în diabaze.

O caracteristică de ordin compozițional este acumularea CaCO₃ în lăcașul triunghiular dintre formele de separație concentrică. Concentrația de CaCO₃ este mai bogată în părțile marginale ale corpului de diabaze și mai slabă către interior. CaCO₃ poate să apară și între planele de separație concentrică sub forma unor filonașe de calcită de 1—2 cm grosime.

În apropierea zonei de contact cu calcarele, CaCO_3 se dezvoltă sub formă de filonașe de 2—3 cm grosime, pe fisurile și zonele de șistozare direcționale, paralele cu planurile *kol* din calcare (pl. II D₄; pl. I, fig. 3).

Pe falile de forfecare *kol* din diabaze sînt specifice filoanele de cuarț și epidot similare cu cele descrise și studiate de S a v u l, P o m i r l e a n u (1957); B o r c o ș, M a n i l i c i (1965) și P o m i r l e a n u (1971) în diabazele de la Niculițel. Grosimea filoanelor de cuarț și epidot variază între 1—30 cm și lungimea 10—300 m. Dispoziția cuarțului și epidotului în filoane este zonară; în centru se dezvoltă cuarțul, iar pe margine, între cuarț și diabaz se dezvoltă epidotul, care poate avea grosimi pînă la 1 cm, de o parte și de alta a filonului de cuarț. Cristalele de epidot se dezvoltă adesea perpendicular pe planul de contact cu diabazele și filoanele de cuarț, iar în unele cazuri sînt întim asociate cu cuarțul. Prin alterarea și levigarea epidotului, cuarțul prezintă goluri cu urme specifice de striație — amprente ale cristalelor de epidot. Dimensiunile cristalelor de epidot sînt cuprinse între 0,3—10 mm grosime și 1—4 cm lungime.

Prezența zonară a epidotului în jurul filoanelor de cuarț din diabaze constituie un indiciu al genezei acestuia. Probabil că epidotul a rezultat ca urmare a reacțiilor de schimb dintre Si, O și H din soluțiile hidrotermale juvenile și Ca, Al și Fe din componența mineralogică a diabazelor. Parageneza cuarț-epidot de la Niculițel s-a format la un interval de temperaturi cuprins între 250—292°C, dovedit prin metoda geotermometrică (B o r c o ș și M a n i l i c i, 1965).

Mișcările tectonice disjunctive au funcționat și după formarea filoanelor de cuarț și epidot. Aceasta este demonstrată de prezența oglinzilor de fricțiune pe suprafața externă a zonelor de epidot, de la contactul cu diabazele. Coincidența proiecției strițiilor oglinzilor de fricțiune cu înclinarea maximă a planului filonului, e un indiciu că mișcările tectonice au fost de natură gravitațională (fig. 2b).

Porfirele cuarțifere. În zona cercetată porfirele cuarțifere au fost identificate la obirșia văii Cortelu în aval de aflorimentele de diabaze, în versantul drept al cursului superior al văii Plantațiilor, dealul Coastele Ormanului și la Movila Săpată (pl. II și III). Aceste roci au fost considerate de S a v u l (1929—1930) ca fiind primele manifestări eruptive din Dobrogea, care au precedat diabazele. Din observațiile lui T a n o v i c i et al. (1957), porfirele cuarțifere străbat diabazele, ceea ce dovedește vîrsta lor mai tînăra.

Din cercetările noastre rezultă că forma de zăcămint a porfirelor cuarțifere este de *dyk*, direcția lor de dezvoltare este NW—SE și coincide cu direcția fracturilor *hol* și a clivajelor de forfecare. Aceste roci s-au insinuat pe zonele de fractură tip *hol* din calcarele carniene și în unele cazuri și pe cele din diabaze. Relațiile tectonice de discordanță dintre porfirele cuarțifere, calcare și diabaze rezultă clar în galeria XIII I.F.L.G.S. și la suprafață în dealul Coastele Ormanului și în cursul superior al văii Ormanului cu Pari (pl. II, III).

Porfirele cuarțifere au generat fenomene de transformare hidrotermală — silicificări, cloritizări, adularizări, calcitizări și mineralizații de baritină și sulfuri polimetalice. Silicifierile s-au semnalat atât în calcare cât și în porfire, iar cloritizările, adularizările și calcitizările numai la porfire. Mineralizațiile de baritină au fost semnalate pentru prima dată în regiune de R. Păscu (1904), iar mai târziu M. Savul (1951) a înlocuit o schiță geologică (scara 1 : 20.000) pe care a localizat toate aflorimentele și ivirile de baritină. Geneza mineralizațiilor de baritină și sulfuri a fost studiată de Ianovici et al. (1957) care au considerat pentru prima dată că întreg procesul de mineralizare este legat de porfirele cuarțifere. Lucrările de explorare a mineralizațiilor de baritină și sulfuri din dealurile Cortelu, Trifan, Dobrișan și Bechir au fost conduse de Bacalu⁴. În calcare, silicifierile sînt larg răspindite, iar în unele cazuri, au substituit aproape total calcarele (dealul Pietroaiele lui Bujor), sau parțial, la sud de virful Coastele Ormanului. Cloritizările au fost identificate în zăcămintul de sulfuri și baritină de la Cortelu și în cursul superior al văii Cortelu, pe fondul unor porfire cuarțifere.

Mineralizațiile de baritină din dealul Coastele Ormanului se dezvoltă sub formă de volbură, într-o rețea deasă de fisuri de răcire, în porfirele cuarțifere, în calcarele carniene (dealul Bechir, dealul Cortelu) sau sub formă de filoane (0,20—5 m grosime) pe fracturi ac în calcarele carniene (dealul Trifan, dealul Bechir, dealul Dobrișan).

Sulfurile de Cu, Pb, Zn se dezvoltă îndeosebi pe sistemele de fisuri de răcire și tectonice din porfirele cuarțifere și pe fisurile ac, *hol* și pe

⁴ V. Bacalu. Raport geologic asupra zăcămintelor de baritină și sulfuri complexe din regiunea Somova-Cișla. 1956. Arh. I.F.L.G.S. București.

V. Bacalu. Raport geologic asupra zăcămintului de baritină și sulfuri complexe din regiunea Somova-Cișla. 1959. Arh. I.F.L.G.S. București.

V. Bacalu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune și explorare pentru zăcămintul de carbonați de Pb, Zn, Cu din dealul Carierei-Cișla. 1962. Arh. I.F.L.G.S. București.



planele de stratificație din calcarele carniene (zăcămintul Cortelu). În perimetrul cercetat, sulfurile polimetalice au fost identificate în galeria 1, I.F.L.G.S., la metrul 90, în porfirele cuarțifere din versantul stîng al văii Cortelu.

Din cercetările geologice întreprinse în perimetrul valea Cortelu—dealul Pietroaiele lui Bujor rezultă următoarea imagine a evoluției tectonomagmatice și metalogenetice.

Pe fundamentul paleozoic al zonei Tulcea s-au depus sedimentele Triasicului, care au fost cutate în orogeneza Chimerică veche. Prezența erupțiilor de diabaze și de porfire cuarțifere pe zone de fractură tip *hol* în calcarele carniene ca și lipsa unor informații asupra prezenței lor în formațiuni jurasice în această zonă, arată că nu le putem încadra în timp, mai târziu de orogeneza Chimerică veche.

Formele orbiculare de separație concentrică din diabaze și dimensiunile lor sînt cauzate de răcirea lavei insinuată pe fracturi *hol*. Dimensiunile lor mai mici și mai numeroase la contactul cu calcarele decît în partea centrală, se explică prin numărul mai mare de centre de solidificare ale diabazelor, unde și răcirea a fost mai rapidă decît în partea centrală a corpului.

Ca vîrstă, porfirele cuarțifere ar putea fi paralelizate cu cele de pe falia Peceneaga—Cămena. După Chiriac și Lăcătușu (1964) această falie s-a format în Barremian-Aptian, perioadă cînd în Dobrogea de nord au predominat intense mișcări tectonice disjunctive. Legarea însă, a porfirelor cuarțifere din zona Somova, de o fază de cutare ulterioară fazei chimerice noi, nu se sprijină pe date concludente. Probabil că fracturile tip *hol* din zona Somova au mai fost reactivate în faza chimerică nouă, cînd s-au format și fracturi tip *hol* în diabaze. Prezența porfirelor pe fracturi tip *hol* în diabaze, ca și faciesul diferit al acestor porfire (fin cristalizate) în comparație cu cele de pe falia Peceneaga—Cămena, ar putea pleda pentru această ipoteză. Legat de porfirele cuarțifere au loc manifestări hidrotermale și metasomatice cu acumulări de baritină și sulfuri polimetalice, al căror control structural îl reprezintă fracturile și fisurile din calcarele carniene și porfirele cuarțifere.

BIBLIOGRAFIE

- Ătanasîu V. (1897) Le trias de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. Franc.*, sîr. 3, XXV, Paris.
- Ătanasîu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.



- Borcoş M., Maniliçi V. (1965) Geothermometric analysis-criterium for the determination of thermodynamic conditions of hydrothermal mineralisation. *Symposium problems of postmagmatic ore deposition*, Praga, 11, p. 356—363.
- Chiriac M., Lăcătuşu A. (1964) Contribuţii la cunoaşterea sîsturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale. *Stud. Cerc. Geol.—Geof.—Geogr. (Geol.)* 9/2 Acad. R.P.R. Bucureşti.
- Ianovici V., Giuşcă D., Stiopol V., Bacalu V. (1957) Studiul mineralizărilor din zăcămintele de baritină şi sulfuri metalice în regiunea Somova. *Analele Univ. C. I. Parhon*, 15, Bucureşti.
- Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuţă O., Chiriac M. Ghidul excursiilor. D-Dobrogea. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. (congr. V, 1961)*, pag. 64—65. Bucureşti.
 - Giuşcă D., Mirăuţă O., Mutihac V., Bandrabur T., Drăgulescu Adela (1968) Harta geologică sc. 1:200.000. Foaia Tulcea—38. Com. Stat. Inst. Geol., Bucureşti.
- Kittl E. (1908) Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der Nordöstlichen Dobruscha. *Denkschrift der Math. Naturw. Klasse der K. Akademie der Wissenschaften*. B. LXXXI, Wien.
- Mirăuţă O. (1963) Aspects de l'évolution du géosinclinal de la Dobrogea du Nord. *Asoc. Geol. Carp.-Balk (résumés des communications)*, p. 175—176, Varşovia.
- Murgoci-Munteanu Gh. (1912) Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol. Rom.* V, Bucureşti.
- Mutihac V. (1961) Stratigrafia Triasicului şi raporturile acestuia cu Jurassicul în orogenul hercinic-chimERIC dobrogean. *Asoc. Carp.-Balc. Congr. V*, Bucureşti.
- (1962) Asupra prezenţei norianului în Dobrogea de N. D.S. *Com. Geol.* XLVIII (1960—1961) p. 197—201. Bucureşti.
 - (1964) Zona Tulcea şi poziţia acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Inst. Geol.* XXXIV, Bucureşti.
- Pascu R. (1913) Studii geologice şi miniere în Dobrogea. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom.* pag. LXIV—LXV, Bucureşti.
- Peters K. (1867) Grundlinien zur Geographic und Geologie der Dobrudscha. *Denkschr. der K. Akademie der Wissenschaften*. B. XXVII, Wien.
- Pomirleanu V. (1971) Geotermometria şi aplicarea ei la unele minerale din România. Editura Acad. R.S.R. Bucureşti.
- Savul M. (1926—1927) Notă asupra diabazelor de la Niculiţel (Dobrogea). *D.S. Inst. Geol.* XV, Bucureşti.
- (1929—1930) Erupţiunile de diabaze din nordul Dobrogei. *D.S. Inst. Geol.* XVIII, Bucureşti.
 - Pomirleanu V. (1957) Temperatura de formare a cuarţului în filonice hidrotermale din diabazele submarine de la Niculiţel. *Rul. Acad. R.P.R. Secţia geol.-geogr.* vol. 11, nr. 2, p. 311—328.
- Simionescu I. (1927) Aperçu géologique sur la Dobrogea. Guide des excursions. (Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes. Deuxième reunion en Roumanie). Bucureşti.

CONTRIBUTIONS A L'ÉTUDE DES RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES CALCAIRES TRIASIQUES, LES DIABASES ET LES PORPHYRES QUARTZIFÈRES DE LA ZONE QUI S'ÉTEND ENTRE LA VALLÉE DU CORTELU ET LA COLLINE PIETROAIELE LUI BUJOR (DOBROGEA DE N, DISTRICT DE TULCEA)

(Résumé)

Le périmètre qui a fait l'objet de nos études revient à la zone triasique de Tulcea. Cette zone est limitée à l'W par la faille de Luncașița-Consul et au N par une faille qui constitue le premier échelon d'effondrement tectonique de la Dobrogea de N, masqué par les dépôts du Delta du Danube. Dans le périmètre investigué (pl. II) se développe tout spécialement le Carnien, représenté par des couches de calcaires en plaquettes, épaisses de 2 à 10 cm jusqu'à 80-100 cm, en alternance avec de minces bandes de schistes argileux de calcaires légèrement différents quant à la couleur, à partir du jaune et du gris jusqu'au noirâtre, moins souvent blanc-violeté.

Les couches de calcaires se caractérisent par quelques accumulations de silice noire constituant des couches épaisses de 2 à 10 cm ou des lentilles en forme de boudins.

Entre la vallée de Cortelu et la vallée d'Ormanul cu Pari les calcaires se dirigent du NW au SE avec des pendages de 20 à 80° vers le nord.

Une faille transversale de type ac qui coïncide à la vallée d'Ormanul cu Pari détermine le changement de la position des calcaires, à l'W de la faille, en direction NE-SW avec des pendages NW.

Au point de vue tectonique les calcaires constituent dans la zone de l'axe B_1 des plis épais de l'ordre des mètres dont les axes B sont orientés NW-SE. À cause de la tectonique disjonctive ultérieure à la tectonique B_1 , les axes des plis B présentent des pendages d'approximativement 20 à 40°, dirigé vers le NW dans le compartiment de NW de la faille et vers le SE dans le compartiment de SE de la faille (vallée de Cortelu). Y apparaissent même des plis dont les axes sont orientés E-W, présentant des pendages vers l'E dans la colline Pietroaiele lui Bujor.

Dans les couches minces (10 à 50 cm) feilletées, intercalées parmi des couches plus épaisses et plus dures, les calcaires présentent un clivage axial dans la zone *hol* en direction NW-SE et des pendages de 80 à 90° vers le NE ou le SW. Ce clivage est caractéristique dans l'ensemble de la zone investiguée des dépôts carnien. La fréquence du clivage est de l'ordre de 70 à 100 fissures par millimètre; aussi pourrait-on se tromper en faisant des mesurages avec la boussole en les confondant avec la stratification initiale des calcaires.

Les diabases ont été dépistées dans le cours supérieur de la vallée de Cortelu, dans la colline Coastele Ormanului et dans le versant gauche du cours supérieur de la vallée d'Ormanul cu Pari. Tout comme la carte géologique le révèle, les diabases se présentent sous forme d'un corps linéaire en direction NW-SE, long de 300 à 600 m, discordant à la stratification initiale des calcaires et concordant au clivage axial de cisaillement. Les diabases se sont insinuées dans les zones à faible résistance de type *hol*, en direction NW-SE. Leur parallélisme au clivage axial de cisaillement des calcaires apparaît nettement dans le cours supérieur de la vallée de Cortelu et dans la galerie XIII de l'I.F.L.G.S. de la vallée Ormanul cu Pari, qui a traversé la corps des diabases.



Au contact des diabases avec les calcaires les derniers présentent des phénomènes de cornification sur une épaisseur de 3 à 10 m. La couleur des calcaires recristallisés dans cette zone est rouge-brique, tant à la surface que dans la galerie. Les intercalations de calcaires parallèles au clivage axial, sont, dans la masse des diabases, elles aussi, cornifiées et de couleur rougeâtre. Une caractéristique d'ordre structural des diabases est la présence des formes de séparation primaire concentrique de type pillow-lava.

Les dimensions des formes de séparation concentrique varient de la zone de contact avec les calcaires vers l'intérieur. Dans le voisinage immédiat des calcaires les dimensions des formes de séparation concentrique sont de 0,50 m en diamètre. Elles gagnent progressivement en dimensions jusqu'à 3-4 m vers l'intérieur du corps quand on a de la peine à reconnaître leur forme concentrique. La variation des dimensions dans la zone de contact à de grandes dimensions vers l'intérieur du corps, suggère que ces formes sont le résultat du refroidissement des laves diabasiques qui arrive plus vite dans la zone de contact et moins vite vers l'intérieur. Selon toute vraisemblance ces formes sont le résultat de la constitution de quelques centres de solidification dans les laves diabasiques pendant leur refroidissement. La présence des formes de séparation concentrique de type pillow-lava dans les coulées de laves diabasiques le long des fractures linéaires de type *hol* des calcaires, dénote que ces formes structurales primaires sont similaires aux formes structurales qui caractérisent les coulées de pillow-lava.

Une section transversale dans les formes de séparation concentrique révèle que l'épaisseur des couches concentriques est d'environ 20-50 cm et que ces formes sont affectées par un système de fissures radiales directionnelles, qui convergent vers le centre de la forme de séparation concentrique. Ces fissures n'ont été observées que dans les formes de séparation concentrique situées à l'intérieur du corps de diabases.

Dans les diabases les principaux système de fissures et de failles sont celles directionnelles — parallèles aux fissures et aux failles *hol* des calcaires — en direction NW-SE et à pendages soit vers le NE soit vers le SW. Ces fissures s'entrecroisent dans un point qui coïncide avec la projection des pôles *ac* des calcaires.

Un trait caractéristique au point de vue de la composition est l'accumulation en CaCO_3 dans l'espace triangulaire crée entre les formes de séparation concentrique. La concentration en CaCO_3 est plus élevée vers les parties marginales du corps de diabases et moins élevée vers l'intérieur. Le CaCO_3 peut faire son apparition aussi le long des plans de séparation concentrique, sous forme de filonnets de calcite épais de 1 à 2 cm.

Le long des failles de cisaillement *hol* des diabases sont caractéristiques les filons de quartz et d'épidote dont l'épaisseur varie de 1 à 30 cm et la longueur de 10 à 30 m. Dans ces filons le quartz et l'épidote sont disposés en zones: le quartz au centre; vers les bords, entre le quartz et les diabases, l'épidote. La présence de l'épidote sous forme de zones autour des filons de quartz dans les diabases, constitue un indice sur la genèse de l'épidote. Probablement l'épidote a résulté des réactions de substitution entre le Si^{+3} , O^{-2} et H^+ des solutions hydrothermales juvéniles et la Ca^{+2} , Al^{+3} et Fe^{+2} de la composition minéralogique des diabases.

Dans la zone investiguée, les porphyres quartzifères se montrent sous forme de dykes. Ils se développent en direction NW-SE tout en coïncidant aux directions des fractures *hol* et des clivages de cisaillement. Ces roches se sont insinuées le long des zones de fracture *hol* des calcaires carniers voire même des diabases. Les relations tectoniques de discordance entre les porphyres, les calcaires et les diabases apparaissent nettement dans la galerie XIII I.F.L.G.S. et en surface dans la colline Coastele Ormanului autant que dans la vallée d'Ormanul cu Pari (pl. II et III).



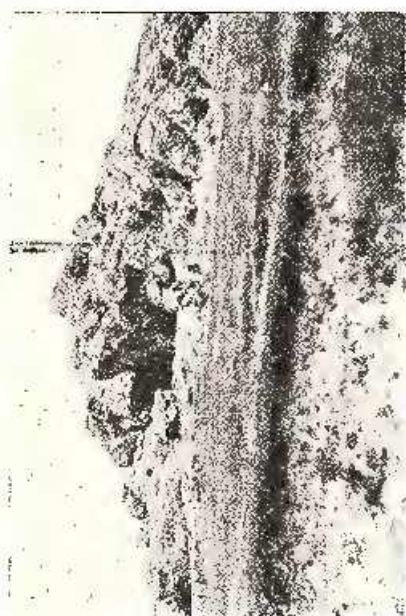
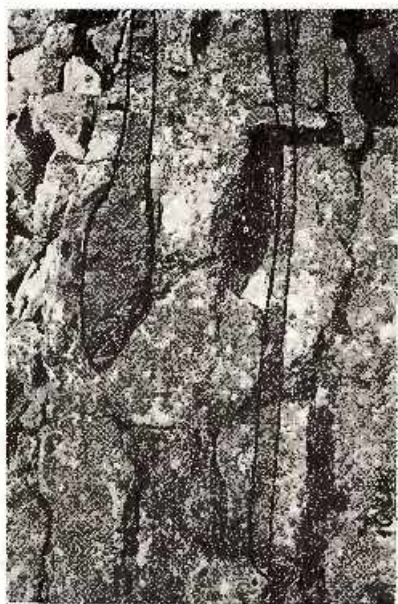
Les porphyres quartzifères laissent voir des phénomènes de transformations hydrothermales (silicifications, chloritisations) et de minéralisations de barytine et de sulfures polymétalliques. Les silicifications apparaissent dans les calcaires autant que dans les porphyres alors que les chloritisations n'apparaissent que dans les porphyres. Les minéralisations de barytine se développent sous forme de stockwerk dans les porphyres quartzifères et dans les calcaires, ou sous forme de filons le long des fractures *ac*. Les sulfures de Cu, Pb, Zn se développent, tout spécialement le long des systèmes de fissures de refroidissement et tectoniques dans les porphyres quartzifères et le long des fissures *ac, hol* et des plans de stratification dans les calcaires carniers (gisement de Cortelcu).



PLANȘA I

- Fig.1. — Calcare cu intercalații stratiforme și lenticulare de silixite (dealul Cuca Mică).
Calcaires à intercalations stratiformes et lenticulaires de silixite (colline Cuca Mică).
- Fig.2. — Clivaj axial de forfecare (S_2) în calcarele carniene (versantul drept al văii Fundătura).
Clivage axial de cisaillement (S_2) dans les calcaires carniens (versant droit de la vallée Fundătura).
- Fig.3. — Fracturi *hol* în diabaze, umplute cu calcită (valea Cortelu).
Fractures *hol* dans les diabases, colmatées de calcite (vallée du Cortelu).
- Fig.4. — Porfire cuarțifere (valea Cortelu).
Porphyre quartzifère (vallée du Cortelu).







EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Carte géologique de la zone Costești Ormanului — Pietroșele lui Bujor.

1, dépôts éoliens (loess); 2, filon de hématite; 3, filon de quartz; 4, filon de barytine; 5, barytinitisations dans les stockwerk; 6, porphyres quartzifères (σ); 7, diabases (δ); 8, limite des diabases à la cote 53,87 m; limite des diabases en surface; 9, calcaires triasiques (carniens); 10, limite présumée des diabases, en dessous de la couverture de loess de la cote 53,87 m; 11, calcaires silicifiés montrant des traces de minéralisation (barytine et sulfures); 12, calcaires transformés au contact avec les diabases; 13, chloritisations dans le porphyre quartzifère; 14, directions des calcaires d'en dessous de la couche de loess; 15, faille; 16, carrière; 17, axe de pils mineur; 18, direction présumée des calcaires, en dessous de la couverture de loess; 19, axe anormal de résistivité (selon les données de l'équipe d'électrométrie, 1974, ing. G. V. F. U. I. G. A.); 20, direction des coupes géologiques; 21, galerie; 22, sillons; 23, 20372 forages exécutés.

D₁ Tectonogramme des fissures dans les porphyres barytine du sommet Costești Ormanului; D₂ Tectonogramme des calcaires intégralement silicifiés dans la colline de Pietroșele lui Bujor (plans S₁); D₃ Tectonogramme des calcaires silicifiés et barytinitisés du cours supérieur de la vallée du Costești; D₄ Tectonogramme des fissures dans les diabases de l'origine de la vallée du Costești (cours supérieur).

Planche III

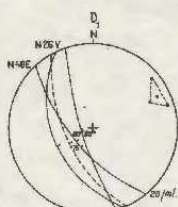
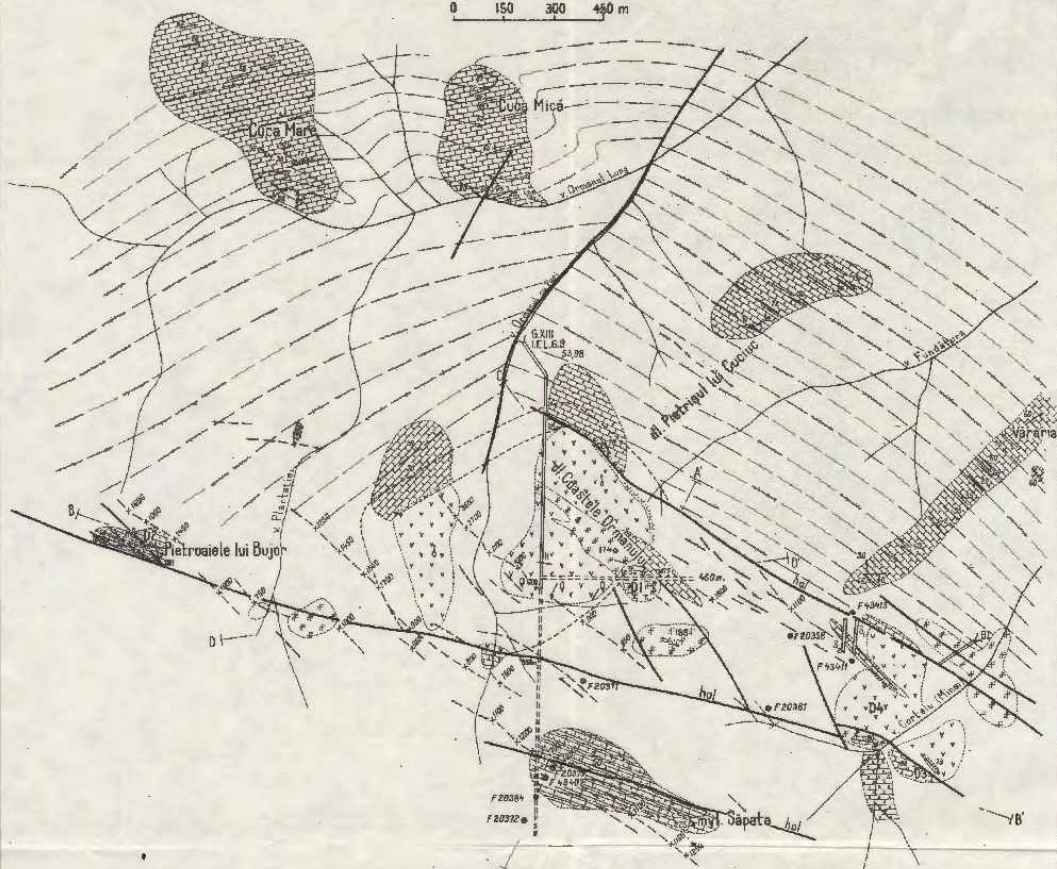
Coupes géologiques dans la zone de Costești Ormanului — Pietroșele lui Bujor.

1, dépôts éoliens (loess); 2, barytinitisations dans le stockwerk; 3, porphyres quartzifères (σ); 4, diabases (δ); 5, calcaires silicifiés à traces de minéralisation (barytine et sulfures); 6, calcaires triasiques (carniens); 7, calcaires transformés au contact avec les diabases; 8, chloritisations dans les porphyres quartzifères; 9, faille; 10, projection de la galerie N III; 11, forages exécutés; 12, minéralisation de sulfures.

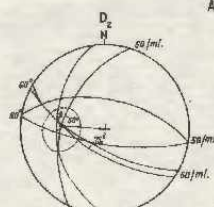


A. GURĂU - T. GRIDAN
HARTA GEOLOGICĂ STRUCTURALĂ
 A
ZONEI COASTELE ORMANULUI - PIETROAIELE LUI BUJOR

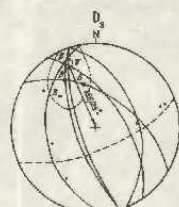
0 150 300 450 m



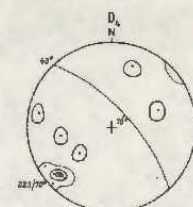
Tectonograma fisurilor în porfirale baritizate din vîrfurile Coastele Ormanului



Tectonograma calcarelor silicificate total în d.l. Pietroaiele lui Bujor (plane S₁)



Tectonograma calcarelor silicificate și baritizate din v. Cortelului (cursul superior) (plane S₁)

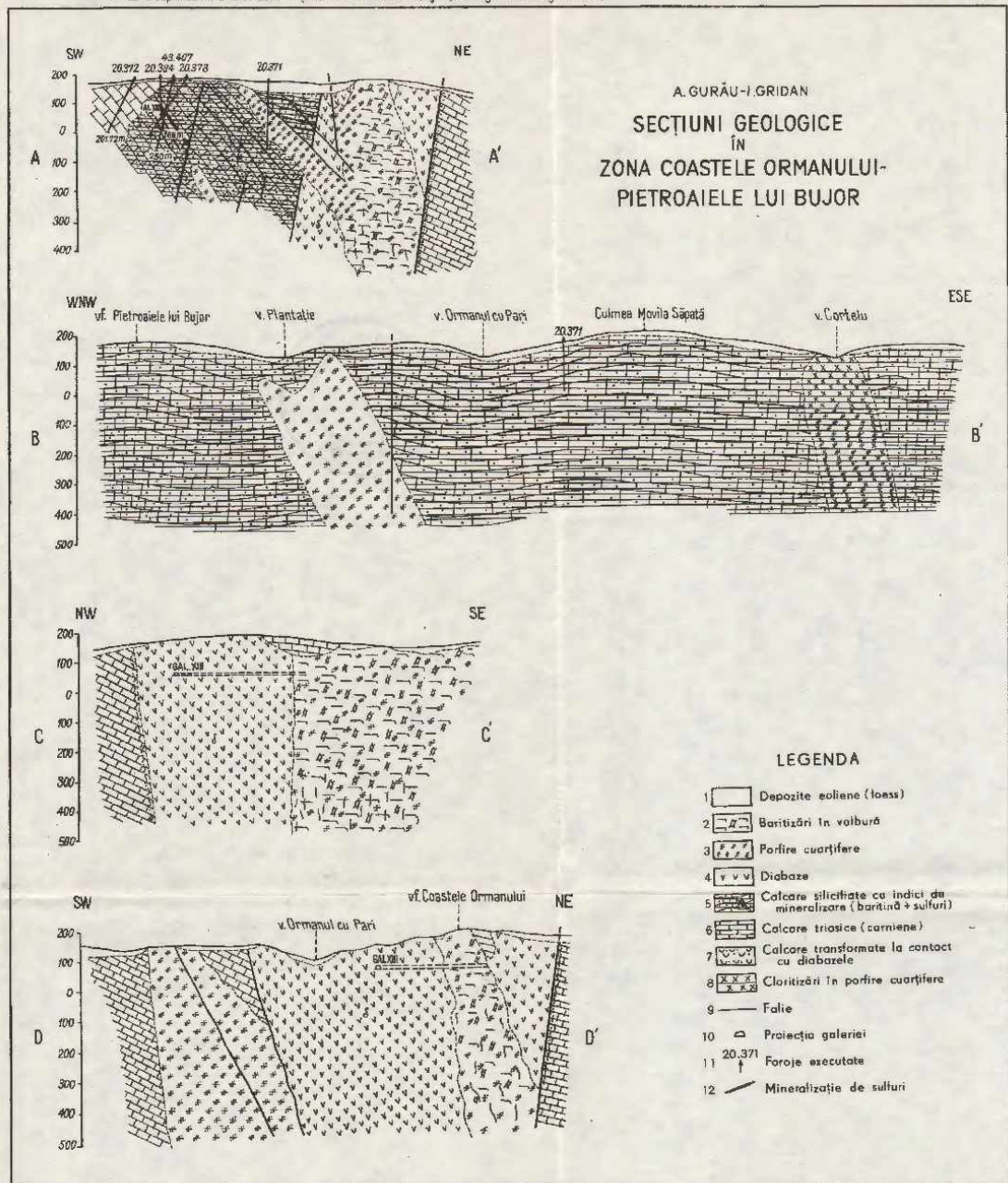


Tectonograma fisurilor în diabazele din Obîrșia Cortelului (cursul sup.)

LEGENDA

- | | | |
|--|---|--|
| 1. Depozite eoliene (loess) | 9. Calcare triasice (carniene) | 17. Așă de cută minoră |
| 2. Filon hamatit | 10. Limita presupusă a diabazelor sub pătura de loess la cota 53,87 m. | 18. Direcția presupusă a calcarelor sub acoperirea de loess |
| 3. Filon cuarț | 11. Calcare silicificate cu indici de mineralizare (baritină + sulfuri) a. Zona mineralizată cu sulfuri | 19. Axe anormale de rezistivitate [după datele echipei de electrotmetrie 1972, ing. Fulga Gr.] |
| 4. Filon baritină | 12. Calcare transformate la contact cu diabazele | 20. Direcția secțiunilor geologice |
| 5. Baritizări în volbură | 13. Clonizări în porfir cuarțifere | 21. Galeria |
| 6. Porfir cuarțifer (P) | 14. Direcția calcarelor sub pătura de loess | 22. Șanț |
| 7. Diabază (δ) | 15. Falie | 20.372 |
| 8. Limita diabaze la cota 53,87 m. Limita diabaze la suprafață | 16. Carieră | 23. Forajă executată |





5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASUPRA PREZENȚEI METAMORFITELOR CALEDONIENE ÎN
ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI
(SERIA DE DĂMUC)¹

DE

MIRCEA MUREȘAN, MAGDALENA IONCICĂ, ANCA TĂNĂSESCU²

Abstract

On the Presence of Caledonian Metamorphites in the East Carpathians Mesozoic Zone (Dâmuc Series). On the basis of agedata K/Ar correlated with the palinological ones, one may assert the existence in the East Carpathians Crystalline Mesozoic Zone of a formation (Dâmuc Series) which was generated by the regional metamorphism of some Ordovician sediments during the Taconian phase (430 m.y.) of the Caledonian movements. Thus the existence of Taconian metamorphites is for the first time pointed out within the Romanian Carpathians Area. From these data and other informational ones it results that subsequently to the Ordovician and the Taconian metamorphism, Silurian sediments (palinological data) formed, having been metamorphosed either during the late-Caledonian movements (Ardenian phase) or in the course of the Hercynian orogenesis (Sudete phase).

Cercetările palinologice din ultimul timp (Ilieșcu, Mureșan, 1972a) au pus în evidență asociații microfloristice siluriene și ordoviciene, primele provenite din galeții de roci metamorfice ai formațiunii brecciilor de Hăghimaș (Permian superior), iar ultimele din fundamentul metamorfozat pe care se aștern brecciile paleozoice menționate. Datele radiocronologice lipsind la acea vreme, s-a discutat posibilitatea ca formațiunile ordovician-siluriene să fi fost metamorfozate fie în decursul fazei sudete, fie în timpul mișcărilor caledoniene.

Determinarea recentă a vârstei absolute — prin metoda K/Ar — a unor probe din aceleași șisturi care au furnizat asociația ordoviciană,

¹ Comunicare în ședința din 4 mai 1973.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.



permite să se plaseze momentul intervenției metamorfismului regional al acestor roci în decursul mișcărilor caledoniene.

1. Date petrografice

Formațiunile la care ne referim se localizează în extremitatea sudică a pîntenului cristalin al Dâmucului — care flanchează la est jumătatea de nord a formațiunilor mezozoice din sinclinalul Păghimașului.

Rocile, investigate palinologic și radioizotopic, apar pe pîrîtul Almașului (afluent stîng al pîrîtului Dâmuc), în butoniera unui anticlinal pe care-l formează depozitele triasice de aici; ele sînt reprezentate prin șisturi sericito-muscovilice slab grafitoase cu biotit și granat.

Aceste roci au aspecte caracteristice care le deosebesc atît de formațiunile clar mezometamorfice ale seriei de Bretila-Rarău, cît și de cele epimetamorfice ale seriei de Tulgheș, prezente de asemenea în zona luată în considerare. Astfel, față de micașisturile primei serii, se diferențiază atît prin cristalinitatea mult mai fină a mineralelor micaee (sericit, muscovit, biotit), cît și prin existența a două momente de blastază, traduse prin prezența unei mezostaze șistoase sericito-cuarțoase slab grafitoasă, peste care au crescut într-un stadiu tardocinematic, muscovit, biotit granat și cuarț (pl. I, II, III). O altă deosebire, dar de data aceasta nesemnificativă, față de seria de Bretila-Rarău, este apariția pigmentului grafitos în rocile studiate.

Într-adevăr, acest al doilea moment tardiv de recrystalizare metamorfică se traduce prin dispunerea adesea transversală a biotitului față de șistozitatea rocilor (querbiotit) de relațiile microcutelor preexistente (din mezostaza sericito-cuarțoasă) cu lamelele de biotit și de muscovit, care fie nu se curbează în zonele de șarnieră, fie cresc indiferent de poziția acestor deformații. Granații oferă de asemenea exemple clare de recrystalizare tîrzie, întrucît matricea sericito-cuarțoasă microcutată este înglobată de către aceștia. Cel mai frecvent, în granați se observă dire fine grafitoase deformate, păstrate ca atare de noul mineral; uneori, se observă creșterea cantității de pigment grafitos către periferia granaților sau spre fisurile acestora, fapt care arată tendința de purificare a acestora în decursul formării lor.

Caracterele petrografice menționate permit diferențierea clară a rocilor descrise față de cele ale seriei epimetamorfice de Tulgheș, care în zona descrisă sînt reprezentate preponderent prin șisturi sericito-cloritoase și șisturi sericito-grafitoase, în care se intercalează cuarțite negre, metatufuri acide și bazice, calcare, porfiroide și metabazite.



Caractererele petrografice, corelate cu datele palinologice, au determinat înglobarea rocilor de care ne ocupăm la „seria de Dămuc” (Mureșan, fide Bercia et al., 1973)³, atribuită Ordovicianului și Silurianului, fapt consemnat pe harta geologică a României, scara 1 : 50.000 (foaia Dămuc).

Rocile descrise — seria de Dămuc — apar cu aceleași caractere și în alte zone ale crestei Dămucului, ca de exemplu în zona culnii Arșița Almașului, în bazinul superior al văilor Strungii și Lipcheșului și în versantul nordic al văii Tepeșeni. În sectoarele menționate, formațiunile citate ale seriei de Dămuc stau discordant peste rocile mezometamorfice ale seriei de Bretila-Rarău, atribuită Precambrianului mediu. Întrucât seria de Bretila-Rarău aparține pinzei de Rarău (Mureșan, 1967), șariată peste seria de Tulgheș — de vîrstă cambrian-inferioară (Ilieșcu, Mureșan, 1972b), rezultă că seria de Dămuc aparține de asemenea pinzei menționate.

2. Date palinologice

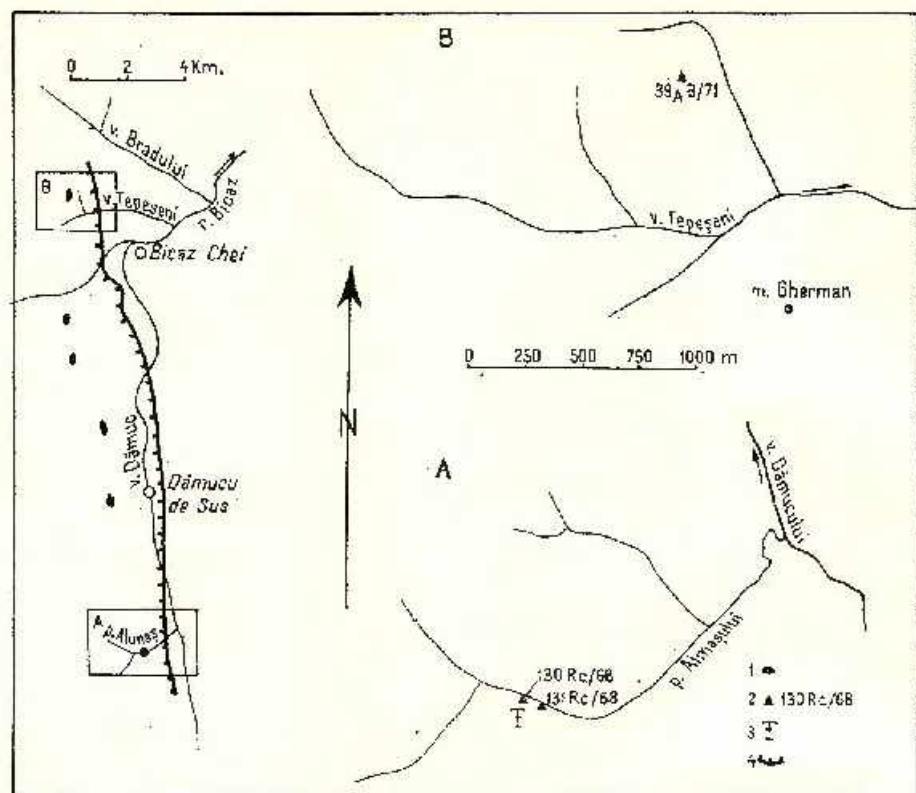
În rocile descrise de pe pîrîul Almașului, analiza palinologică a pus în evidență (Ilieșcu, Mureșan, 1972a), alături de forme aparținînd genului *Protoleiosphaeridium*, cu largă circulație stratigrafică, specia *Leioarachnium vittatum* And., citată de Andreeva în Ordovicianul din platforma rusă (fide Pokrovskaja et al., 1966).

3. Date de vîrstă K/Ar

În vederea obținerii de date privind vîrsta absolută a formațiunilor metamorfice de care ne ocupăm, s-au investigat, prin metoda K/Ar, două probe de pe pîrîul Almașului (recoltate din zona de aflorare de unde s-au prelevat și probele analizate palinologic) și a unui eșantion cu aceleași caracteristici petrografice, luat din versantul nordic al văii Tepeșeni (la nord de valea Bicazului) (vezi figura). Rezultatele obținute sînt redată în tabelul de mai jos.

³ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureșan, M. Mureșan, Violeta Ilieșcu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. *Arh. Inst. Geol.*, București.





Răspîndirea seriei de Dâmuc în partea centrală și sudică a pîntenului cristalin al Dâmucului și locul de recoltare al probelor K/Ar.

1, serie de Dâmuc; 2, probă K/Ar; 3, probă paleontologică cu *Lesourachnites viduatus* A n. d. (Ordovician); 4, linia de șarjă a zonei cristalină-mezozolice peste zona flișului cretacic (după harta geologică a României, scară 1 : 200.000).

Distribution de la série de Dâmuc dans la partie centrale et méridionale de l'éperon cristalin de Dâmuc et lieu de prélèvement des échantillons K/Ar.

1, Série de Dâmuc; 2, échantillon K/Ar; 3, échantillon paléontologique avec *Lesourachnites viduatus* A n. d. (Ordovicien); 4, ligne de charriage de la zone cristalline-mésozoïque chevauchant la flysch crétacé (d'après la carte géologique de la Roumanie, échelle au 1/200 000).

TABEL

Vîrstele model K/Ar ale probelor analizate *

Nr. probei	Locul de recoltare	K %	Ar ⁴⁰ g/g.10 ⁻⁷	Vîrsta m.a.	Vîrsta medie m.a.
130Rc/68	Pîrîul	1,65	0,519	397	415
	Almașului		0,572	432	
131Rc/68	Pîrîul	1,68	0,54	402	420
	Almașului		0,59	438	
39A B/71	Versantul nordic al văii Tepeșeni	3,72	0,98	339	350
			1,06	380	

* Determinările de Ar⁴⁰ au fost făcute prin metoda volumetrică.



4. Interpretarea datelor K/Ar și corelarea lor cu datele palinologice

Datele de vîrstă K/Ar, referitoare la metamorfitele de pe pîrul Almașului (probele 130Rc/68 și 131Rc/68), corespund limitei dintre Ordovician și Silurian (actualmente acceptată la circa 430 m.a.). Întrucît aceleași formațiuni de pe pîrul Almașului conțin forma *Leioarachnium vittatum* A n d., specifică Ordovicianului (Ilieșcu, Mureșan, 1972a), se poate trage concluzia că datele K/Ar exprimă în mod cert momentul intervenției metamorfismului regional al acestora. Astfel, vîrstele medii de 415 și 420 m.a. corespund fazei taconice a mișcărilor caledonice, situate între Ordovician și Silurian.

Se observă că deși în rocile analizate există două generații de minerale metamorfice, s-au obținut vîrste K/Ar de 415—420 m.a., concordante cu rezultatele palinologice care atestă vîrsta ordoviciană a materialului inițial (premetamorfic); aceasta arată că cele două stadii de recristalizare metamorfică s-au succedat într-un interval scurt de timp, ele aparținînd astfel aceluiași metamorfism regional taconic.

Proba 39_A B/71, din versantul nordic al văii Țepeșeni, avînd vîrsta medie de 350 m.a., atestă intervenția unor mișcări ulterioare celor taconice, în decursul cărora s-a pierdut o parte din argonul rocii. Această „întinerire” (regenerare) ar putea fi datorată fie (a) unor mișcări caledonice tîrzii (faza ardenică de la sfîrșitul Silurianului), fie (b) mișcărilor hercinice.

a) Posibilitatea existenței mișcărilor caledonice tîrzii (la sfîrșitul Silurianului), pe teritoriul zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, ar putea fi presupusă, ținînd seama de rezultatele analizelor palinologice (Ilieșcu, Mureșan, 1972a), efectuate asupra formațiunii brechiilor de Hăghimaș.

Astfel, investigarea palinologică a formațiunii brechiilor de Hăghimaș (Permian superior), din extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice (valea Delnița), a arătat (Ilieșcu, Mureșan, 1972a) că cel puțin o parte din galeții de roci metamorfice, din brecii, proviu din remanierea unor formațiuni siluriene, pe baza formei *Schismatosphaeridium* sp., menționată de Staplin et al. (1966) în Silurianul din scutul baltic; alături de acest gen, s-a mai pus în evidență *Zonosphaeridium* sp., frecventă în Paleozoicul inferior (în special în intervalul Ordovician-Silurian).

În această situație, se poate accepta faptul că, după metamorfozarea în faza taconică a formațiunilor ordoviciene (seria de Dămuc), determinate ca atare pe pîrul Almașului, au luat naștere depozite silurice



care, la rîndul lor, au putut fi metamorfozate tot în decursul mișcărilor caledoniene, dar de data aceasta într-o fază mai nouă (faza ardenică).

b) Întrucît în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, există depozite devonian-carbonifer inferioare — seria de Repedea (Krăutner, Mirăuță, 1970; Krăutner, 1968) și de Bistra (Pitu-lea, Visarion, 1972), metamorfozate în faza sudetă, nu este exclus ca metamorfismul seriei siluriene, din care provin o parte din galeții formațiunii brecciilor de Hăghimaș, să fie de asemenea sudet. În acest caz, ar trebui să se considere că Silurianul poate să fie reprezentat în părțile bazale ale seriilor de Repedea și de Bistra și a echivalentelor lor faciale (seria de Rusai?).

În stadiul actual de cunoaștere, în zona crestei Dămucului, formațiunile siluriene metamorfozate nu sînt cunoscute; în schimb, trebuie să se presupună că în aria pinzei de Rarău ele au existat cîndva, întrucît în formațiunea permiană a brecciilor de Hăghimaș, care aparțin acestei unități tectonice, există, după cum s-a arătat, galeți remaniați care au o astfel de vîrstă.

5. Concluzii

În urma celor arătate, pe baza datelor de vîrstă absolută K/Ar, corelate cu datele palinologice cunoscute mai înainte (Iliescu, Mureșan, 1972a), se poate afirma existența, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, a unor formațiuni (seria de Dămuc) care au luat naștere din metamorfozarea unor sedimente ordovicene, în decursul fazei taconice a mișcărilor caledoniene. În acest fel, se evidențiază pentru prima dată existența metamorfitelor taconice pe teritoriul Carpaților românești.

Din datele prezentate, rezultă de asemenea că, ulterior Ordovicianului și metamorfismului taconic, au luat naștere sedimente siluriene, metamorfozate fie în decursul mișcărilor caledoniene tîrzii (faza ardenică), fie în timpul orogenezei hereinice (faza sudetă).

BIBLIOGRAFIE

- Iliescu Violeta, Mureșan M. (1972a) Asupra prezenței unor asociații microfioristice în formațiunea paleozoică a brecciilor de Hăghimaș—implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, București.



- Mureșan M. (1972b) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali—seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, București.
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în Cristalinul Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LV, 1, București.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 13, 2, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R. S. R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 12, 1, București.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 1 (1968—1969), București.
- Pitulea G., Visarion A. d. i. n. a (1972) Asupra prezenței unor formațiuni devonian superior-carbonifer inferioare în bazinul văii Bistra (Maramureș). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 17, 1, București.
- Pokrovskaja I. M., Andreeva E. M., Krucinina N. V., Liuber A. A., Oșurcova M. V., Panova L. A., Romanovskaja G. M., Suverțeva I. A., Stelmak N. K. (1966) Paleopalinologia. *Trud V.S.G.I.*, 141, Leningrad.
- Staplin F., Jansonius I., Poccock H. (1965) Evolutions of some Acrilarchous Hystriochosphere Genera. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.* 123, 2, Stuttgart.

SUR LA PRÉSENCE DES MÉTAMORPHITES CALEDONIENNES DANS LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE LES CARPATES ORIENTALES (SÉRIÉ DE DĂMUC)

(Résumé)

Les formations investiguées sont cantonnées dans l'extrémité méridionale de l'éperon cristallin de Dâmuc, qui flanque à l'E la moitié septentrionale des formations mésozoïques du synclinal de Hăghimaș.

Les roches examinées au point de vue palynologique et radioisotopique affleurent dans l'abrupte du ruisseau d'Almașu (affluent de gauche du ruisseau Dâmuc), dans la boutonnière d'un anticlinal formé par les dépôts triasiques de cette région. Elles sont représentées par des schistes séricito-muscovitiques faiblement graphiteux à biotite et grenat qui constituent la série de Dâmuc (cf. M. Mureșan).

Ces roches montrent des aspects caractéristiques qui les distinguent des formations nettement métamorphiques de la série de Bretila-Rarău, sur laquelle elles reposent transgressivement. Des micaschistes de la série de Bretila-Rarău elles se distinguent par une cristallinité de beaucoup plus fine des minéraux micacés (séricite, muscovite, biotite) autant que par l'existence de deux moments de blastèse, traduits par la présence d'une mésoslase schisteuse séricito-quartzeuse faiblement graphiteuse sur laquelle se sont développés, durant le stade tardi-cinématique: la muscovite, la biotite, le grenat et le quartz. Une autre distinction par rapport à la série de Bretila-Rarău, peu importante, est l'apparition du pigment graphiteux dans les roches examinées. Les formations de la série de Dâmuc reposent en discordance sur



les roches méso-métamorphiques de la série de Brețila-Rarău attribuée au Précambrien moyen. Étant donné que la série de Brețila-Rarău revient à la nappe de Rarău (Mureșan, 1967) charriée sur la série de Tulgheș d'âge cambrien inférieur (Iliescu, Mureșan, 1972b) il s'ensuit que la série de Dâmuc revient elle aussi à la nappe susmentionnée.

Les données d'âge K/Ar concernant les métamorphites du ruisseau Almașu (échantillons 13011c/68 et 1311c/68) correspondent à la limite Ordovicien/Silurien (à l'heure actuelle acceptée d'environ 430 m.a.). Du fait que les mêmes formations du ruisseau Almașul contiennent la forme *Letoarachnium vittatum* And., spécifique pour l'Ordovicien (Iliescu, Mureșan, 1972a) on peut conclure que les données K/Ar expriment à coup sûr l'âge du métamorphisme régional de ces formations. Ainsi les âges moyens de 415 et 420 m.a. correspondent-ils à la phase taconique des mouvements calédoniens, compris entre l'Ordovicien et le Silurien.

Il est à remarquer que malgré l'existence, dans les roches analysées, de deux générations de minéraux métamorphiques on a obtenu des âges K/Ar de 415 et 420 m.a. concordants aux données palynologiques qui attestent l'âge ordovicien du matériel initial (prémétamorphique) fait qui dénote que les deux stades de recristallisation métamorphique se sont succédé dans un court intervalle de temps, les deux revenant donc au même métamorphisme régional taconique.

L'investigation palynologique de la formation de la brèche de Hăghimaș (Permien supérieur) de l'extrémité méridionale de la zone cristallino-mésozoïque (Vallée de Delnița) a révélé (Iliescu, Mureșan, 1972a) qu'au moins une partie des galets de roches métamorphiques de la brèche proviennent du remaniement de quelques formations siluriennes vu la forme *Schismatosphaeridium* sp. mentionnée par Staplin et al. (1966) dans le Silurien du bouclier balte. Outre ce genre on a également en évidence *Zonosphaeridium* sp. espèce fréquente dans le Paléozoïque inférieur (tout spécialement dans l'Ordovicien-Silurien).

Dans cette situation on peut accepter qu'à la suite du métamorphisme régional des formations ordoviciennes (série de Dâmuc) survenu durant la phase taconique ont été engendrés des dépôts siluriens qui à leur tour ont pu être métamorphisés toujours au cours des mouvements calédoniens, néanmoins durant une phase plus récente (phase ardennaise).

Étant donné que dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales se trouvent des dépôts du Dévonien-Carbonifère inférieur — série de Repedeș (Kräutner, Mirăuță, 1970; Kräutner, 1968) et de Bistra (Pitulea, Visarion, 1972) — métamorphisés durant la phase sudète, il n'est pas exclu que le métamorphisme de la série silurienne, série dont proviennent une partie des galets de la formation des brèches de Hăghimaș, soit lui aussi sudète. En ce cas on devrait considérer que le Silurien peut être représenté dans la partie basale des séries de Repedeș et de Bistra et de leurs équivalents faciaux (série de Rusala?).



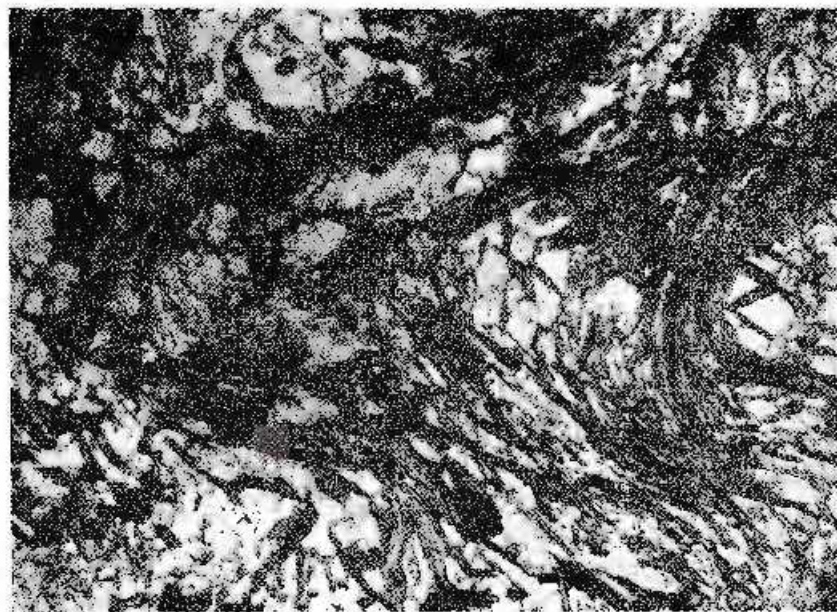
PLAŢA I



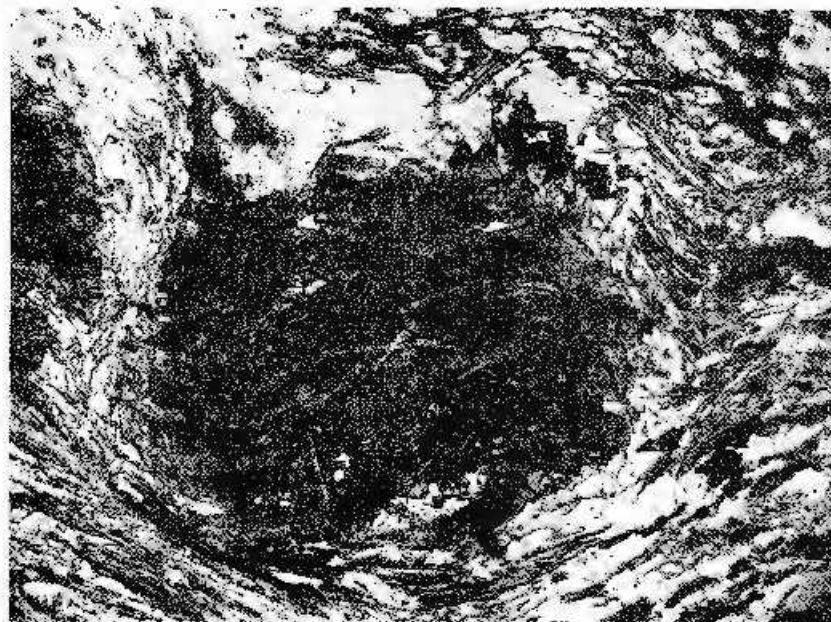
PLANȘA I

- Fig.1. -- Lamete de muscovit și biotit recristalizate tardcinematice în zona de șarjată a unei microzule, N_{15}^{μ} , X 15.
Lameles de muscovite et de biotite recristallisées tardcinématique dans la zone de la charnière d'un microgite, N_{15}^{μ} , X 15.
- Fig.2. -- Granat porfiroblastice tardcinematice, care include vechea matrice grafitoasă microcristalină anterioară. Se observă de asemenea cum lamelele de muscovit tardcinematice constituie un gen de „aură” care înconjoară conturul granatului, N_{15} , X 15.
Granat porphyroblastice tardcinématique, qui inclut l'ancienne matrice graphitose microcristalline antérieure. On observe également comment les lamelles de muscovite tardcinématique constituent une sorte d'„auréole” qui moule le contour du grenat, N_{15} , X 15.





1



2

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



PLANȘA II

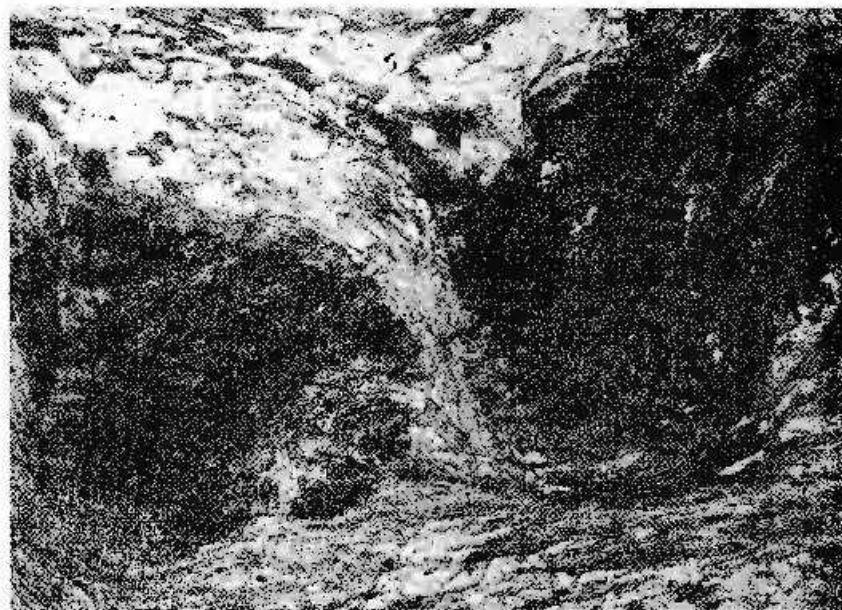
Fig.1. — Granuli impurificati cu dire microcutule de grafit, N₁ × 15.

Granats impures montrant des traces microplissées de graphyte. N₁ × 15.

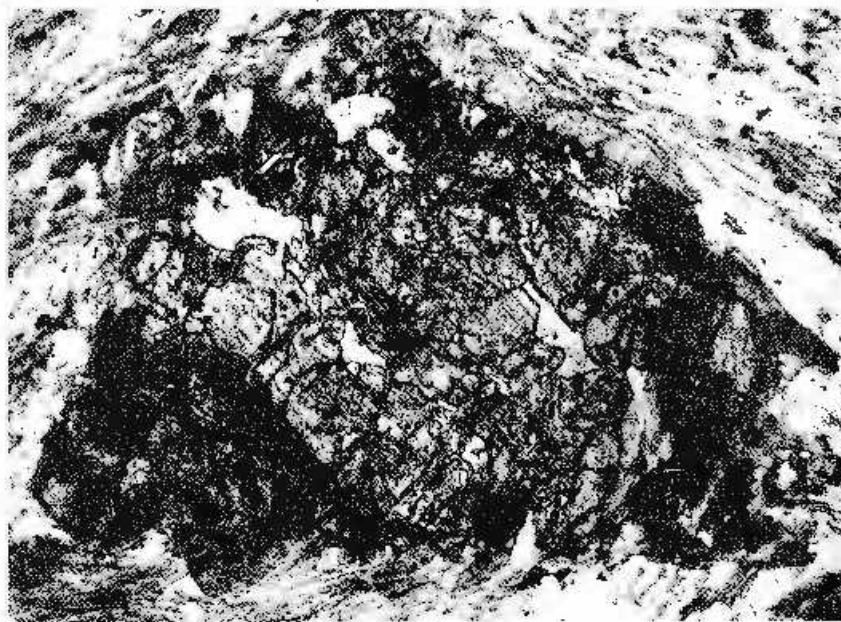
Fig.2. — Granul, care în decursul blastezii sale, a prezentat tendința de a se purifica de pulbera grafiteasă, împingând-o către periferia sa, N₂ × 15.

Granul, qui au cours de sa blastèse a présenté la tendance de se purifier de la poussière graphiteuse, la chassant vers sa périphérie. N₂ × 15.





1



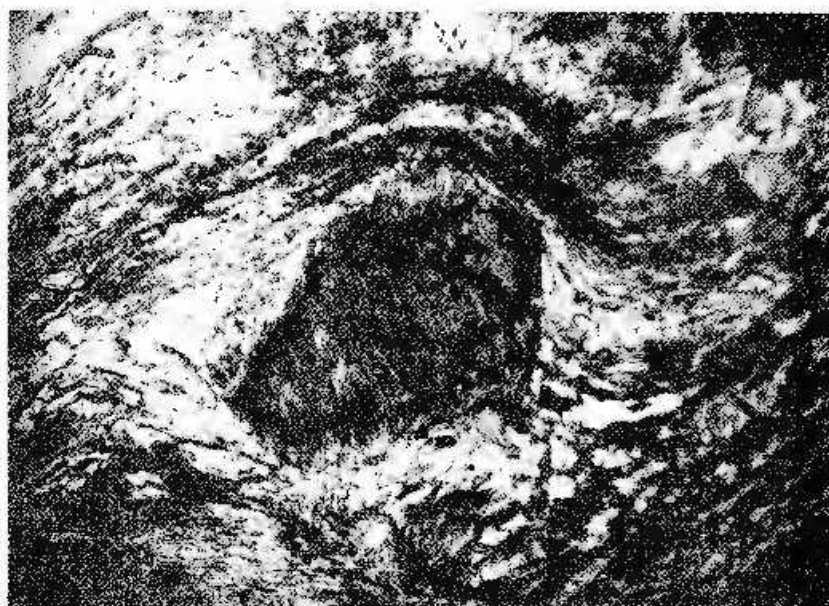
2



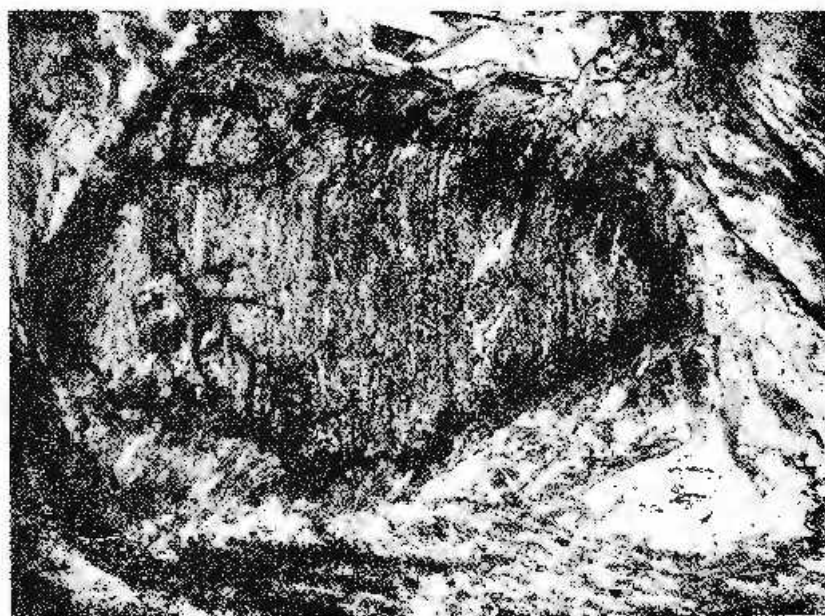
PLANSA III

- Fig.1. — Porfiroblast de granat cu dte grafitoase microcentrate anterior cristalizării sale. Dispunerea grafitului arată o rotire a granatului în decursul creșterii sale. $N_p \times 10$.
Porphyroblastes de grenat avec des traces graphiteuses microplissées avant sa cristallisation. La disposition du graphite montre une rotation du grenat au cours de sa croissance. $N_p \times 10$.
- Fig.2. — Detaliu în porfiroblastul de granat din figura 1. Se observă în zona periferică a acestui mineral o zonă de concentrație în grafit împins centrifug în decursul blastezii granatului $N_p^1 \times 18$.
Détail dans le porphyroblaste de grenat de la figure 1. On observe dans la zone périphérique de ce minéral une zone de concentration du graphite poussé par la force centrifuge au cours de la blastèse du grenat. $N_p^1 \times 18$.





1



2

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASUPRA PREZENȚEI UNOR ROCI JURASICE ÎN PLATOUL
VAȘCĂU (MUNȚII APUSENI)¹

DE

ȘTEFANA PANIN, DAN PATRULIUS, CAMELIA TOMESCU²

Abstract

On the Occurrence of Jurassic Rocks in the Vașcău Plateau (Apuseni Mountains). Most, if not all the detrital and carbonate rocks from the Vașcău Plateau, previously recorded as being Lower Cretaceous in age, are assignable to the Lower Jurassic (Sinemurian and Toarcian). Other Jurassic rocks, namely: red micritic limestones with *Involutina* (Pliensbachian) and marls with belemnites (Upper Aalenian) compose neptunian dykes in the Upper Triassic limestones.

În pinza de Vașcău, ca și în pinza de Dieva, calcarele Triasicului superior suportă depozite argiloase și marnoase, cenușii pînă la negre, cu intercalații subordonate de calcare și de gresii grosiere. P a u c ă (1941) bazindu-se pe o oarecare asemănare litologică a acestor depozite cu „Stratele cu *Aptychus*” și cu „Stratele de Sinaia” din partea de vest a munților Codru, le atribuie Cretacicului inferior. Pe toate hărțile geologice publicate după 1941 ele sînt figurate ca aparținînd Neocomianului.

Cercetările întreprinse în 1972 de către autori cu privire la formațiunile post-triasice din platoul Vașcău nu au adus argumente paleontologice care să poată certifica prezența Cretacicului inferior în seria de Vașcău; în schimb ele au pus în evidență prezența Jurassicului inferior și mediu și în plus au furnizat indicații pledînd pentru vîrsta neojurasică a anumitor calcare atribuite mai înainte Triasicului.

Rocile eojurasice din Platoul Vașcău se întîlesc, fie sub formă de umplutură a crevaselor deschise după Rhaetian în calcarele Triasicului superior, fie acoperind discordant aceste calcare.

¹ Comunicare în ședința din 27 aprilie 1973.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.



În prima categorie intră calcare micritice roz cu *Involubina liassica* (J o n e s). Judecând după distribuția acestui foraminifer în restul Munților Apuseni este probabil ca rocile respective să aparțină Pliensbachianului.

Cea de a doua categorie este reprezentată pe versantul de nord al Platoului Vașcău, la vest de Colești (dealul Ciurcii) prin cinerite verzii și argilite de tipul șisturilor lemnoase (Holzschiefer), cenușiu-închis pînă la negre cu patină de alterație cenușiu-deschis, verzui sau ruginie, cu *Chlamys teatoris* (S c h l o t.), *Steinmannia* sp. și belemniti. În succesiunea acestor depozite argiloase este reprezentat cel puțin Toarcianul inferior.

Argilitele trec în sus la roci pelitice dure, marnoase, cu lentile sau intercalații de calcare micritice negre și cu nivele sporadice de calcare bioclastice, crinoidale, tot de culoare neagră. Urmează în continuitate calcare negre în plăci și lespezi. Este foarte probabil ca ultimele subdiviziuni să aparțină intervalului Toarcian superior-Aalenian.

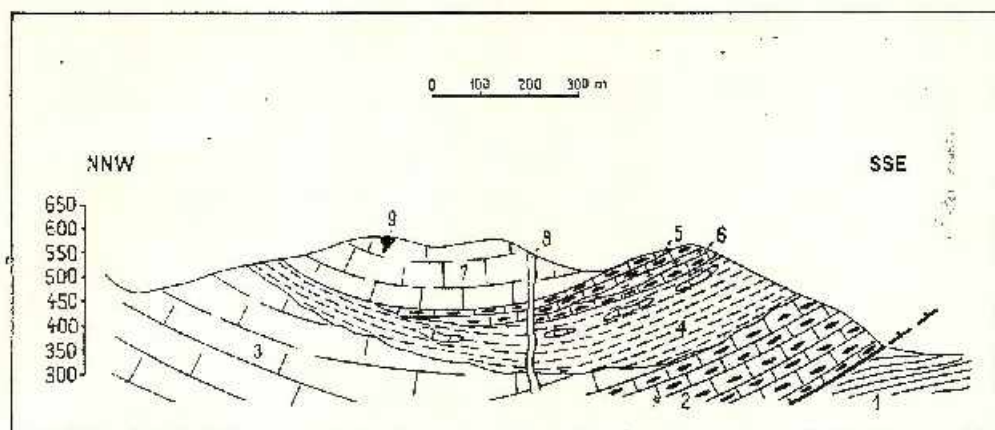
În zona sinclinală care se întinde la sud de dealul Ciurcii, spre sud pînă în dealul Fetii, calcarele Triasicului superior suportă o succesiune constituită mai ales din marne cu intercalații de calcare, unele micritice, altele bioclastice crinoidale, precum și cu intercalații sporadice de gresii calcaroase și micacee. Marnele și calcarele marnoase situate spre partea inferioară a intervalului conțin, aproape de marginea sudică a acestei zone, rari belemniti conici (?*Nannobelus*) și exemplare fragmentare, uzate, de amoniți printre care și o formă foarte evoluată, multispirală, cu coaste grosiere relativ distanțate, cu partea ventrală bisuleată, comparabilă numai cu anumite forme serpenticone ale Sinemurianului.

Faciesul depozitelor liasice inferioare din zona (vezi figura) sinclinală centrală a Platoului Vașcău, se apropie într-o oarecare măsură de faciesul pe care îl îmbracă Liasicul inferior al pînzei de Finiș pe teritoriul munților Codru, în special în împrejurimile Monesei, unde Sinemurianul este caracterizat printr-o mai largă participare a rocilor carbonatate.

Dintre etajele Jurasicului mediu, pe teritoriul Platoului Vașcău a fost pus în evidență numai Aalenianul și anume Aalenianul superior, a cărui roci se prezintă sub formă de „dike neptunian”, lângă comuna Colești. Este vorba de marne calcaroase, verzui sau roșii, enerinitice, cu belemniti printre care *Brachybelus breviformis* (V o l t z) și *Belemnopsis* sp.^{3,4}.

³ Specie inedită reprezentată și în Aalenianul superior (Zona Murchisonae, subzona Bradfordensis) din Pădurea Craiului (dealul Șoimului).

⁴ Forme găsite de autori împreună cu Mihai Ștefănescu.



1, Permian; 2, Triasic superior (Cordévolian) 3, Triasic superior (Norian); 4,5, Jurassic inferior (Toarcian-? Aalenian); 6, cinerite; 7,? Jurassic superior; 8, diabaze; 9, bauxite.
1, Permien; 2, Trias superior (Cordévolien); 3, Trias superior (Norien); 4,5, Jurassique inférieur (Toarcien - ? Aalénien); 6, cinérites; 7,? Jurassique supérieur; 8, diabases; 9, bauxites.

Prezența Jurasicului superior pe teritoriul Platoului Vașcau nu a fost încă dovedită în mod cert, dar ea pare probabilă, dacă se ține seama de poziția calcarelor din vârful dealului Ciurcii, deasupra rocilor Toarcian-? Aalenianului, precum și de corelarea litofacială în cadrul regional. Într-adevăr depozitele toarciene, și eventual aaleniene din dealul Ciurcii suportă calcare cenușii cu accidente silicioase, urmate, la rîndul lor, de calcare masive albe-cenușii sau roz-gălbui cu aspect marmorean. Calcarele masive găzduiesc în mici depresiuni carstice bauxite roșii, foarte dure, în mare parte pelitomorfe, local asociate cu breccii de calcare a căror matrice este constituită din material bauxitic⁵.

Sucesiunea rocilor descrise amintește pe cea a Jurasicului superior din partea centrală a Pădurii Craiului cu paleocarstul său colmatat de bauxite neocomiene. Este de remarcat totuși că bauxitele din dealul Ciurcii se deosebesc notabil de cele ale Neocomianului din Pădurea Craiului prin prezența illitului ca mineral alotigen⁶.

La est de dealul Ciurcii, pe dealul Lung, calcarele albe cu corali, ale Triasicului superior (pînă la Norianul superior sau Rhaetianul inferior

⁵ Pe harta munților Cădru-Moma ridicată de M. Păncă (1941) aceste bauxite sînt figurate ca stînd pe calcare neotriasice; în text nu există însă nici o mențiune cu privire la vîrsta sau compoziția lor mineralogică.

⁶ V. Iosif, comunicare orală.

inclusiv) suportă direct calcare micritice cenușiu-închis pînă la negre, stratificate în bancuri și lespezi, cu accidente silicioase. Anumite nivele ale acestor calcare conțin mici piese de crinoide, dintre care unele sînt comparabile cu ramule de *Saccocoma*.

Într-o altă interpretare posibilă calcarele care ocupă virful dealului Ciurcii și care se extind spre est și pe creasta dealului Lung, ar aparține efectiv Triasicului superior, ele reprezentînd în acest caz un lambou tectonic dintr-o unitate superioară. Această ipoteză a existenței pe teritoriul Platoului Vașcău a unor lambouri provenite dintr-o unitate tectonică superioară este sugerată de prezența, la sud de dealul Ciurcii, a unor klippe izolate de calcare stînd pe depozitele marno-argiloase ale Jurasicului. Nu este exclus chiar, ca și aceste din urmă depozite să fie în poziție alohtonă în raport cu substratul lor de calcare triasice, ipoteză sprijinită de faptul că rocile jurasice din crevassele calcarelor triasice diferă prin faciesul lor de cele care acoperă aceste calcare.

Astfel, în acest stadiu al cunoștințelor noastre cu privire la geologia Platoului Vașcău, sîntem înclinați să presupunem că masa depozitelor jurasice argilo-marnoase, care se așterne pe calcarele triasice, s-a acumulat într-o zonă mai îndepărtată, de unde, mobilizată prin mișcări de ridicare și sub acțiunea unor klippe suprapuse de calcare, s-a deplasat prin alunecare ajungînd să acopere un rîd unde singurele depozite jurasice *in situ* erau cele sedimentate în crevassele calcarelor triasice.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M. (1965) Harta geologică a R.S.R. scara 1:100 000 — Foaia Moneasa. Ed. Inst. Geol. București.
 Paucă M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București.

SUR LA PRÉSENCE DE ROCHES JURASSIQUES DANS LE PLATEAU DE VAȘCĂU (MONTS APUSENI)

(Résumé)

Dans la partie septentrionale du Plateau de Vașcău, aux environs des villages Colcești et Bribeni, les auteurs ont indentifié des dépôts d'âge jurassique, considérés comme néocomiens par des chercheurs antérieurs (M. Paucă, 1941; Bleahu, 1965).



Les dépôts jurassiques du Plateau de Vașcău constituent le remplissage des crevasses ouvertes dans les calcaires triasiques, après le Rhactien, ou bien, recouvrent, en discordance, ces calcaires.

Dans la première catégorie rentrent les calcaires rouges et les marnes vertes et rouges d'un dyke neptunien affleurant aux environs du village Colești. La présence d'*Involutina liassica* (Jones) dans les calcaires rouges plaide pour un âge éojurassique de ces roches, quant aux marnes rouges et vertes, celles-ci contiennent des bélemnites dont l'association est représentative pour l'Aalénien supérieur.

Les dépôts qui forment la couverture des calcaires triasiques comportent, sur le versant nord du plateau (Dealul Ciurcii) des cinérites vertes, des argilites noires à *Chlamis textoris* et *Steinmannia* sp. (Toarcien) et des marnes à intercalations de calcaires bioclastiques-crinoidaux.

Plus au sud des dépôts argilleux et marneux simlaltés avec intercalation de calcaires noirs micritiques ou bioclastiques, localement avec quelques intercalations sporadiques de grès calcaires, comportent, à leur partie inférieure, un niveau marneux à bélemnites et ammonites déformées et usées, dont une espèce à partie ventrale bisulquée n'est comparable qu'aux formes largement évoluées du Sinémurien.

Quant à la présence du Jurassique supérieur, elle est fort probable si l'on considère la position des calcaires qui occupent le sommet de Dealul Ciurcii et qui reposent sur les dépôts du Toarcien-? Aalénien. Il s'agit des calcaires noirs à accidents siliceux surmontés à leur tout par des calcaires blanc grisâtre ou roses. Ces derniers hébergent, dans de petites dépressions karstiques, des bauxites rouges.

La succession des calcaires supérieurs de Dealul Ciurcii est similaire à celle du Jurassique supérieur de Pădurea Craiului, mais il faut noter toutefois que les bauxites du Plateau de Vașcău se distinguent notablement de celles du Néocomien de Pădurea Craiului par leur teneur en illite.



EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1-4. — *Belemnopsis* sp. Marnes cenușii și roșii aaleniene în dike neptunian, Colești-Platoul Vașcău.

1, exemplar văzut lateral ($\times 1$); 2, același exemplar, vedere ventrală ($\times 1$); 3, alt exemplar, vedere laterală ($\times 1$); 4, același exemplar, vedere ventrală ($\times 1$).

Belemnopsis sp. Marnes sombres et rouges aaléniennes dans le dyke neptunien. Colești-Plateau de Vașcău. 1, exemplaire vu latéralement ($\times 1$); 2, même exemplaire vue ventrale ($\times 1$); 3, autre exemplaire vue latérale ($\times 1$); 4, même exemplaire, vue ventrale ($\times 1$).

Fig. 5, 6. — *Brachybelus breviformis* Volz. Marnes cenușii și roșii aaleniene în dike neptunian. Colești — Platoul Vașcău. 5, exemplar văzut ventral ($\times 1$); 6, exemplar vedere laterală ($\times 1$).

Brachybelus breviformis Volz. Marnes sombres et rouges aaléniennes dans le dyke neptunien. Colești Plateau de Vașcău.

5, exemplaire vue ventrale ($\times 1$); 6, exemplaire vu latéralement ($\times 1$).

Fig. 7, 8. — *Nannobelus*? sp. Marnes calcareose gălbui. Izvoarele văii Colești — Platoul Vașcău.

7, *Nannobelus*? sp. exemplar văzut ventral ($\times 1$); 8, același exemplar, vedere laterală ($\times 1$).

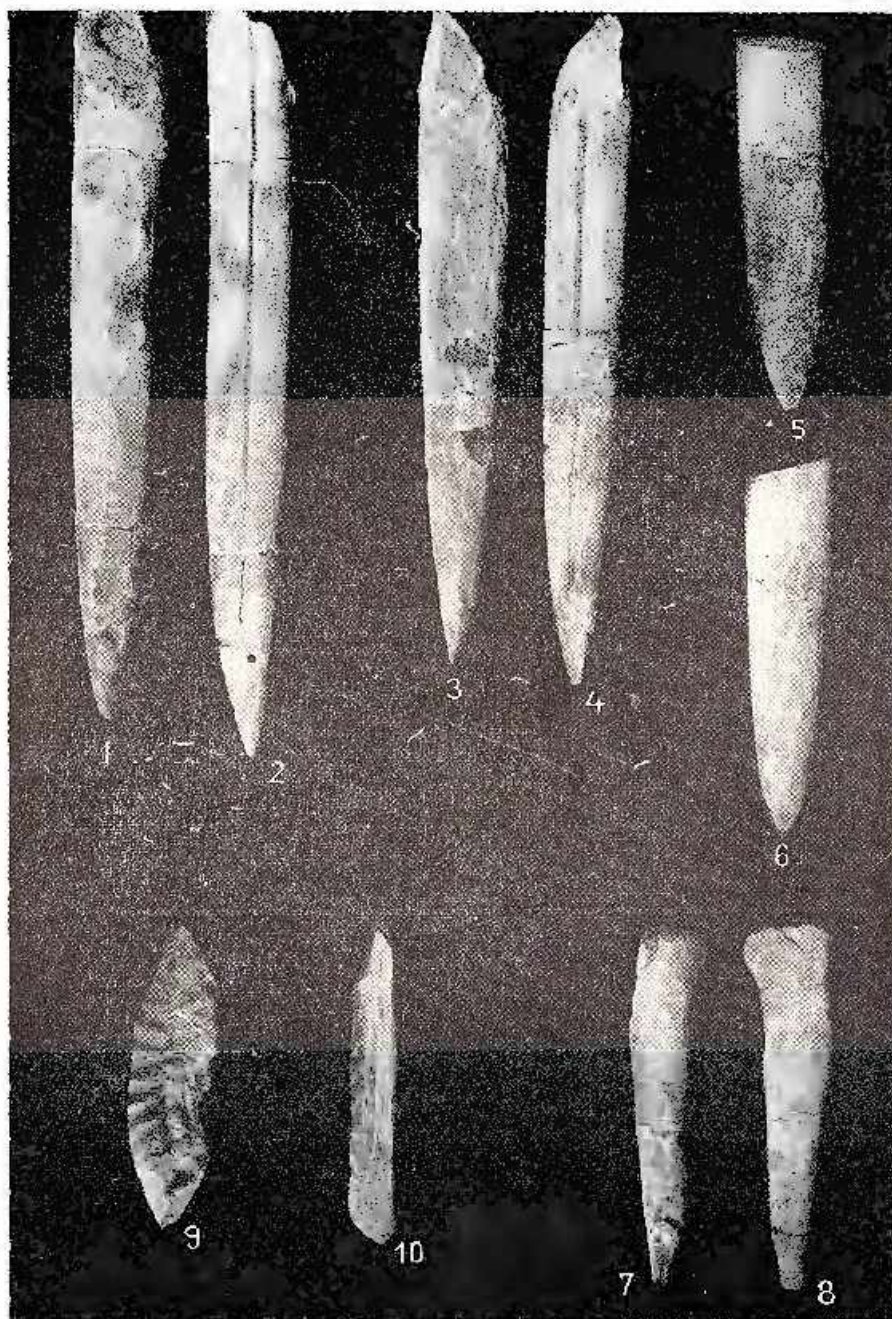
Nannobelus? sp. Marnes calcaires jaunâtres. Origine de la vallée Colești — Plateau de Vașcău. 7, *Nannobelus*? sp. exemplaire vue ventrale ($\times 1$); 8, même exemplaire, vue latérale ($\times 1$).

Fig. 9, 10. — Fragment de amonit serpenticone ex Arietitidae sau ex Echioceratidae. Marnes calcareose, izvorul văii Colești — Platoul Vașcău.

9, vedere laterală ($\times 1$); 10, vedere ventrală ($\times 1$).

Fragment d'amonite serpenticone ex Arietitidae ou ex Echioceratidae. Marnes calcaires. Origine de la vallée Colești-Plateau de Vașcău.

9, vue latérale ($\times 1$); 10, vue ventrale ($\times 1$).



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

FACIESURILE ȘI POSIBILITĂȚILE DE CORELARE ALE PONȚIANULUI SUPERIOR (BOSPHORIAN) DINTRE VALEA CRICOVUL SĂRAT ȘI VALEA TOHĂNEASA (JUD. PRAHOVA)¹

DE

IOAN PAPAIANOPOL²

Abstract

Facies and Correlation Possibilities of the Upper Pontian (Bosphorion) between the Crișovul Sărat Valley and the Tohăneasa Valley (Prahova District). The author accepted the Pontian in the sense it was reconsidered by Andrusov (1917, 1923) as representing the stratigraphic interval of the Euxinic Basin located between the Meotian and Kimmerian stages. There are described the profiles of the Upper Pontian (Bosphorion) between the Crișovul Sărat Valley and the Tohăneasa Valley (Prahova district), specifying for each of them the facies and the paleontological content. The presence of some common species pertaining to genera and subgenera *Phyllocardium*, *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Pseudocatillus*, *Paradaena*, *Plagiodaena*, *Didacnomya*, *Didacna*, *Dreissenomya*, *Congeria*, *Dreissena* is indicative of the possibility to draw a parallel between the Upper Pontian of the described profiles and the Upper Pontian (Bosphorion) from the Euxinic Basin.

Pentru a avea o bază de discuție, ținem să precizăm că acceptăm Pontianul, în modul în care acesta a fost redefinit de Andrusov (1917, 1923), ca reprezentând intervalul stratigrafic din Bazinul Euxinic situat între etajele Meotian și Kimmerian.

În Bazinul Dacic considerăm ca fiind pontiene depozitele situate între Meotianul superior (stratele cu *Congeria* ex gr. *panticapaea*, stratele cu *Leptanodonta*, stratele cu *Congeria* ex gr. *novorossica*) și Dacianul inferior (Gețian = stratele cu *Pachydaena* și fauna asociată lor).

¹ Comunicare în ședința din 23 februarie 1973.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.



Descrierea profilelor

Depozitele Pontianului superior (Bosphorian) formează în regiunea de care ne ocupăm o fișie continuă, care se poate urmări de la valea Cricovul Sărat în vest, pînă la valea Tobăneasa în est.

În cadrul Pontianului din această zonă au fost separate trei subetaje : Odessianul, Portaferrianul și Bosphorianul (Motaș, Papaianopol, 1972). Primele două subdiviziuni sînt paralelizabile cu Novorossianul lui Andrusov (1923), iar ultima pe baza unor argumente ce vor fi prezentate mai jos, poate fi considerată ca un echivalent al Bosphorianului aceluiași autor.

Vor fi descrise (de la vest către est) profilele Pontianului superior (Bosphorian) deschise pe văile Ceptura, Budureasca, Micudu, Sălciei, Scheii și Tobăneasa (pl.).

Observațiile efectuate asupra acestui interval stratigrafic au pus în evidență, schimbări esențiale ale faciesului acestuia, care atrag după sine, modificări la fel de importante ale asociațiilor paleontologice.

Pe valea Ceptura, Pontianul superior îmbracă un facies pelitic. Deasupra Portaferrianului superior, cu *Parvadacna planicostata* Stev., *Phyllocardium* cfr. *planum stevanovici* Mar., *Paradacna abichi* (R. Hoern.), *Valenciennius* sp., care apare în axul anticlinalului Ceptura—Urtați, se dispun depozitele bosporiene, constituite la partea inferioară din argile și marne cenușii nestratificate, cu spărtura concoidală, care conțin : *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch.* cfr. *bayerni* (R. Hoern.), *Ch. rumana* (Wenz), *Paradacna abichi* (R. Hoern.), *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Limnocardium* cfr. *riegeli* M. Hörn. Profilul continuă cu argile cenușii sau negricioase nestratificate, roșietice pe suprafețele de alterație, cu spărtura neregulată sau concoidală și marne cenușii cu tente ușor verzui. Această serie se urmărește pînă la circa 150 m aval de confluența cu Valea cu Mărăcini. Fauna este localizată îndeosebi la partea superioară a succesiunii descrise și este constituită din : *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch. rumana* (Wenz), *Ch. gigantea* (Wenz), *Lunadacna lunae* (Voitești), *Pseudocatillus* sp., *Didacna* (*Pnotolmyra*) ex gr. *suberenulata* Andrus., *Pisidium amnicum* (O. F. Müll.), *Dreissena* ex gr. *rostriformis* (Desh.), *Viviparus neumayri neumayri* Brus. Deasupra Bosphorianului, se dispun pe ambele flancuri ale anticlinalului Ceptura—Urtați, argile nisipoase și marne cenușii-negricioase (cu intercalații subțiri de lignit pe flancul sudic) și nisipuri cu o faună a Dacia-nului superior (Parseovian) : *Prosodacna* (*Psitodon*) *haveri haveri* Cob.,



P. (Ps.) haueri porumbari Cob., *P. (Ps.) haueri vitzui* Cob., *P. (Ps.) neumayri neumayri* (Fuchs), *Unio (Unio) rumanus* Tourn., *Congerina* cfr. *subcarinata botenica* Andrus., etc.

Același facies predominant pelitic îl are Bosphorianul și pe valea Budureasca. Peste Ponțianul mediu (Portaferrian) cu *Congerina rhomboidea* (M. Hörn.) către partea inferioară și *Prosodacna (Prosodacna) sturi Sabbanon* Cob., *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörn., *Parvidacna planicostata* Stev., *Phyllocardium planum stevanovici* Mar., *Chartoconcha* sp., *Dreissena* ex gr. *anisoconcha* Andrus., la partea superioară, se dispun marne nisipoase gălbui și nisipuri limonitice cimentate cu *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Lunadacna lunae* (Voitești), *Chartoconcha rumana* (Wenz), *Ch. gigantea* (Wenz), *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Didacna (Pontalmyra) subcarinata luxuriosa* (Wenz), *D. (P.)* ex gr. *sulcatina* (Desh.), *Dreissena rostriformis gibba* Andrus., *Valenciennius* egr. *reussi* Neum., sub care am trasat limita inferioară a Ponțianului superior. De la acest nivel și pînă la partea superioară a Bosphorianului, se urmărește pe o grosime stratigrafică de aproximativ 300 m o succesiune constituită din argile cenușii sau negricioase, masive, cu spărtura neregulată sau concoidală, marne cenușii dure, stratificate în bancuri decimetrice și argile ușor nisipoase de culoare cenușie, roșietic pe suprafețele de alterație. În acest pachet se localizează mai multe nivele fosilifere care au o asociație paleontologică relativ constantă. Remarcăm aici, frecvența deosebită a chartoconcelor, care formează uneori adevărate lumășele pe suprafețele de strat. Cităm din acest complex: *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch.* cfr. *bayerni* (R. Hoern.), *Ch. rumana* (Wenz), *Paradacna abichi* (R. Hoern.), *Pseudocatillus* ex gr. *pseudocatillus* (Barb.), *Dreissena* ex gr. *rostriformis* (Desh.), *Congerina* cfr. *markovici* Brus., *Viviparus neumayri neumayri* Brus. Peste ultimele nivele ale Ponțianului superior, din care semnalăm *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch. gigantea* (Wenz), *Prosodacna (Psilodon)* ex gr. *munieri* Sabban, *Pseudocatillus* sp., *Dreissena rostriformis distincta* Andrus., *Viviparus neumayri neumayri* Brus., se așază depozitele Dacianului superior cu *Prosodacna (Psilodon) haueri haueri* Cob., *P. (Prosodacna) orientalis* Sabban, *P. (P.)* ex gr. *zamphiri* (Cob.), *Pseudocatillus dacianus* Ebers., *Zagrabica reticulata* Sabban etc.

Pe valea Micudu, Ponțianul superior (Bosphorian) urmează în continuitate de sedimentare peste Portaferrian. Deasupra acestuia din urmă, se dispun marne cenușii ușor nisipoase, nisipuri gălbui slab cimen-

tate, argile negricioase dure și marne cenușii cu spărtura neregulată. Limita inferioară a Bosphorianului se plasează sub marnele cenușii și nisipurile gălbui care conțin: *Lunadacna lunae* Voitești, *Chartoconcha rumana* (Wenz), *Ch. gigantea* (Wenz), *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Didacna* (*Pontalmyra*) ex gr. *sulcatina* (Desh.), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebers., *Dreissenomya aperta* (Desh.), *Dreissena* ex gr. *rostriformis* (Desh.). Profilul continuă cu argile de culoare cenușie-deschisă, masive, tari, cu spărtura neregulată, din care au fost determinate *Chartoconcha bayerni* (R. Ch. *Ch. gigantea* (Wenz), *Congerina* cfr. *markovici* Brus., *Pseudocatillus* sp., *Dreissena rostriformis vulgaris* Andrus., urmate de argile cenușii sau negricioase, masive sau stratificate în bancouri decimetrice, în alternanță cu marne cenușii. În pelitele stratificate din care semnalăm asociația *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch.* cfr. *bayerni* (R. Hoern.), *Ch. rumana* (Wenz), *Pseudocatillus* ex gr. *pseudocatillus* (Barb.), *Dreissena* sp., se remarcă abundența deosebită a exemplarelor de *Chartoconcha*. Până la confluența cu valea Locea, aflorează cu întreruperi aceleași depozite pelitice ale Bosphorianului, reprezentate prin argile cenușii-negricioase, dure, nestratificate și argile cenușii cu tendință de stratificare care conțin: *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch. rumana* (Wenz), *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Pseudocatillus* sp., *Dreissena* ex gr. *rostriformis* (Desh.), *Viviparus neumayri neumayri* Brus.

O bună parte din Pontianul superior este deschis pe valea Sălciei. Profilul începe cu argile masive, de culoare cenușie-deschisă, dure, cu spărtura neregulată, care conțin o asociație fosilă destul de bogată și variată, alcătuită din: *Didacna* (*Pontalmyra*) *subearinata luxuriosa* Wenz, *D.(P.)* ex gr. *multistriata* (Rouss.), *Lunadacna lunae* (Voitești), *Chartoconcha gigantea* (Wenz), *Ch. rumana* (Wenz), *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebers., *Congerina markovici* Brus., *Valenciennius* cfr. *krambergeri* R. Hoern. Deasupra acestora stau argile cenușii, fin stratificate, în plăci cu *Chartoconcha rumana* (Wenz), *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Pseudocatillus* sp., *Pisidium amnicum* (O. F. Müll.), *Dreissena* sp., care suportă la rîndul lor argile ușoare siltlice în alternanță cu marno-argile cenușii, dure, cu spărtura neregulată. Asociația faunistică a nivelelor superioare din acest profil este reprezentată de: *Didacna* (*Pontalmyra*) *subearinata luxuriosa* Wenz, *D.(P.)* cfr. *suberenulata* Andrus., *D.(P.) constantiae* Sappa, *D.(P.)* ex gr. *sulcatina* (Desh.), *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch. gigantea*

(Wenz), *Pseudocatillus* cfr. *subzlatarskii* Ebers., *Congeria* cfr. *markovici* Brus., *C.* cfr. *subcarinata* (Desh.), *Valenciennius* sp.

De la valea Sălciei (situată în extremitatea vestică a comunei Călugăreni) către est, se remarcă la nivelul Ponțianului superior schimbarea faciesului acestuia, evidențiată prin înlocuirea seriilor pelitice care se dezvoltă între valea Cricovul Sărat și valea Sălciei, prin depozitele predominant psamitice care apar pe văile Scheii și Tohăneasa.

La est de comuna Călugăreni, depozitele bosporiene sînt deschise pe valea Scheii, profilul urmărindu-se în continuare pe versantul vestic al dealului Budei. Relațiile dintre Ponțianul superior și depozitele subjacente nu sînt clare pe valea Scheii, deoarece o mare lacună de observație se localizează între acesta și primele depozite care pot fi atestate ca vîrstă (gresii cu congerii carenate, *Theodoxus* și rare unioneide ale Mecotianului inferior). În schimb, pe Valea lui Cernal (afluent dreapta al văii Scheii) sînt deschise depozitele pelitice ale Ponțianului inferior (Odessian) cu *Congeria rumana* Sabbba, *C. zagrabiensis* Brus., *Limnocardium zagrabiense* Brus., *Valenciennius ellipticus* Hanganu etc. precum și Ponțianul mediu (Portaferrian) cu *Congeria subrhomboidea* Andrusov, *C. rhomboidea* (M. Hörn), *C. rumana* Sabbba, *C.* cfr. *zagrabiensis* Brusina. În sectorul de care ne ocupăm, existența stratelor cu *Congeria rhomboidea* (M. Hörn) nu mai poate fi probată paleontologic de la meridianul comunei Călugăreni către est. Ponțianul superior de pe valea Scheii începe cu marea nisipoasă de culoare cenușie-deschisă, din care prezentăm următoarea asociație: *Didacna* (*Pontalmyra*) *subcarinata luxuriosa* Wenz, *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Dreissena* ex gr. *rostriformis* (Desh.), *Congeria markovici* Brus., *Chartoconcha* sp., *Valenciennius* sp. Deasupra acestora, pe versantul vestic al dealului Budei, se dispun nisipuri marnoase cenușii și nisipuri fine sau ceva mai grosiere, gălbui-roșietice cu *Dreissenomya aperta* (Desh.), *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Dreissena rostri formis gibba* Andrus., *D. rostriformis planior* Andrus., *Vivipurus neumayri neumayri* Brus. La partea superioară a profilului sînt deschise nisipuri fine, cenușii sau albicioase, uneori ușor marnoase și nisipuri gălbui-roșietice. Aceste depozite sînt foarte fosilifere. Avem aici de-a face cu un adevărat falun, fauna fiind nu numai bogată dar și foarte variată: *Congeria subcarinata subcarinata* (Desh.), *Didacna* (*Pontalmyra*) *constantiae* Sabbba, *D.(P.)* cfr. *sulcatina ovata* (Desh.), *D.(P.)* cfr. *subcrenulata* Andrus., *Paradacna andrussowi* Ebers., *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebers., *P. subdentatus* (Desh.), *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Plagiodacn*

carinata (Desh.) *Plagiodaena* sp., *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörn., *L.(T.) petersi nasyrica* Ebers., *Stylodaena heberti* (Cob.), *Dreissenomya aperta* (Desh.), *Dr. arcuata* (Fuchs), *Dreissena rimestiensis* Font., *D. rostriformis minor* Andrus., *D. rostriformis akmanaica* Andrus., *D. rostriformis distincta* Andrus., *D. rostriformis gibba* Andrus., *D. rostriformis curtirostris* Andrus., *D. rostriformis planior* Andrus., *D. rostriformis corniculata* Sabba, *Viviparus neumayri neumayri* Brus. Deasupra Bosphorianului stau nisipuri marnoase cenușii, cu tente ușor verzui, care conțin o faună dacian-superioară: *Prosodaena* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *Plagiodaena multicosata* Păpaian., *Pseudocatillus dacianus* Ebers., *Limnodacna rumana* Păpaian. et I. Moțaș.

Pe valea Tohâneasa, Pontianul superior se dispune peste Mecotian. Partea superioară a acestuia din urmă nu este deschisă, dar apar în schimb atît nivelele cu congerii carenate cit și stratele cu *Dosinia*. La partea inferioară a Bosphorianului din acest profil, apare un banc de 1,5 m grosime, constituit din nisipuri fine, gălbui sau roșietice, slab cimentate, cu foarte mult detritus cochilifer care conțin: *Limnocardium* (*Tauricardium*) cfr. *petersi* M. Hörn., *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Pseudocatillus* sp., *Dreissenomya aperta* (Desh.), *Dreissena rostriformis gibba* Andrus., *D. rostriformis vulgaris* Andrus. Peste acesta se așază nisipuri gălbui sau roșietice, mai slab sau mai puternic cimentate, bogat fosilifere. Asociația determinată este următoarea: *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörn., *L. (Bosphoricardium) emarginatum* (Desh.), *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Didacna* (*Pontalmyra*) cfr. *incerta fragilis* Andrus., *D.(P.) subincerta* Andrus., *D.(P.) constantiae* Sabba, *D. (P.) subcarinata* (Desh.). *Pseudocatillus subdentatus* (Desh.), *P.* cfr. *subzlatarskii* Ebers. *Didacnomya*, *corbuloides* (Desh.), *Plagiodaena carinata* (Desh.), *Stylodaena heberti* (Cob.), *Dreissenomya aperta* (Desh.) *Dr. aperta acuta* Rolgiu, *Dreissena rostriformis akmanaica* Andrus., *D. rostriformis gibba* Andrus., *D. rostriformis planior* Andrus., *D. rimestiensis* Font., *Viviparus neumayri neumayri* Brus. Peste depozitele bosporiene stau nisipuri gălbui-roșietice, ușor grezoase cu *Prosodaena* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *P.(Ps.) haueri vitzui* Cob., *P.(Ps.) haueri porumbari* Cob., *P. (Prosodaena) zamphiri* (Cob.); *Congeria* cfr. *subcarinata botenica* Andrus., care aparțin Dacianului superior (Parsecovian).

Profilele prezentate pun în evidență schimbările esențiale ale asociației Pontianului superior (Bosphorian), în funcție de faciesul în care se

dezvoltă acesta. Astfel fauna Pontianului superior în facies pelitic este constituită în principal din specii ale genurilor: *Charitoconcha*, *Caladocna*, *Lunadocna*, *Pseudocatillus*, *Paradocna*, *Didacna*, *Dreissena*, *Valenciennius*. În faciesul nisipos ansamblul faunistic este caracterizat prin speciile genurilor: *Phyllocardium*, *Limnocardium* (subgenurile *Tauricardium* și *Bosphoricardium*), *Didacna*, *Plagiococna*, *Pseudocatillus*, *Congeria*, *Dreissenomya*, *Dreissena* și *Viviparus*. Modificarea faciesului Bosphorianului, nu poate fi explicată în regiunea la care ne referim prin schimbarea adâncimii bazinului de sedimentare, deoarece acest lucru se petrece pe laterală, în lungul acestuia și nu de la zona de țârn a bazinului către cea de larg. Se constată însă, că acolo unde depozitele bosporiene se situează peste cele meotiene și în imediata apropiere a calcarelor kersoniene, apar la nivelul Pontianului superior faciesuri predominant nisipoase, bogat fosilifere. Nu este însă exclus, că în modificarea faciesului Bosphorianului, atât relieful fundului bazinului de acumulare cât și condițiile de sedimentare să fi jucat un rol important.

La multe dintre speciile de bivalve participante la asociația faunistică a Pontianului superior în facies nisipos, se remarcă o mare variabilitate a conturului valvelor, o îngroșare considerabilă a cochiliilor și o creștere, uneori exagerată, a dimensiunilor acestora. Cel mai elocvent este cazul genului *Phyllocardium*. Întâlnim aici, atât exemplare aproape identice cu formele tipice figurate de *Deshayes* (Eberzin 1951, pl. XI, fig. 2) cât și valve cu contur oval-alungit sau trapezoidal. Cel mai mare exemplar colectat are o lungime de 39,6 mm și o înălțime de 34,8 mm. Același lucru se remarcă și la genurile *Dreissenomya* și *Dreissena*.

Precizăm că în cadrul asociațiilor prezentate în planșă este indicat pentru diferite specii, acolo unde este cazul, numai subgenul. Genul, subgenul și autorul speciilor citate pot fi găsite în text.

Posibilități de paralelizare și observații generale

În profilele prezentate depozitele Pontianului superior (Bosphorian) se dispun fie între Pontianul mediu (Portaferrian) și Dacianul superior (Parseovian), ca pe văile Ceptura, Budureasca, fie între Meotian și Dacianul superior, ca pe valea Tohăneasa. În sectorul la care ne referim, Dacianul inferior (Gețian) nu a putut fi probat paleontologic, așa încât considerăm că acestuia îi corespunde o lacună stratigrafică. Pontianul superior (Bosphorian) este termenul ingresiv al Pontianului din zona cercetată, depășind ceilalți termeni ai acestuia (Odessianul și Portaferrianul), așezându-se în extremitatea estică a arcului studiat peste Meotian (valea Tohăneasa).



Privit la scara bazinelor Dacic și Euxinic, se constată că în timpul Pontianului superior (Bosphorian) are loc o dezvoltare pe un plan superior și diversificare accentuată a faunei depozitelor subjacente. Într-adevăr, în Bazinul Euxinic, multe dintre speciile prezente în stratele cu *Congeria subrhomboidea* cum sint „*Phyllocardium planum* (Desh.), *Plagiodacna carinata* Desh.), *Limnocardium subsquamulosum* Andrus., *Didacna planicostata* (Desh.), *D. subincerta* Andrus., *D. subcarinata* (Desh.), *Caladaena steindachneri* (Brus.), *Dreissena rostriformis* (Desh.), etc.” (Andrusov 1903, Taklakisvili 1967) se perpetuează în Pontianul superior (unde în special didacnele prin diversificare dau subspecii caracteritice), în cadrul căruiă împreună cu diferitele specii și subspecii ale altor genuri și subgenuri (*Paradaena*, *Dreissenomya*, *Oraphocardium*, *Chartoconcha*, *Prosodaena*, *Congeria*, *Didacnomya*, *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Fuxinicardium*, *Crassadaena*), participă la alcătuirea asociațiilor paleontologice extrem de variate ale Bosphorianului.

Un lucru asemănător se remarcă și pentru Bazinul Dacic, unde multe dintre genurile și subgenurile participante la alcătuirea complexului faunistic al Pontianului superior, cum sint *Chartoconcha*, *Phyllocardium*, *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, apar încă din Pontianul inferior sau mediu (Marinescu, 1966; Eberzin et al., 1966).

În Bazinul Euxinic, subgenul *Tauricardium*, apărut probabil de la nivelul calcarnului de Odessa, atinge o dezvoltare maximă în Pontianul superior (sint descrise de aici numeroase subspecii ale grupului *petersi*), de unde se perpetuează în Kimmerian, îndeosebi prin forme de tip *squamulosum* (Eberzin, 1947). Același subgen trece din Pontianul superior în Dacianul inferior (Gețian) din Bazinul Dacic (Eberzin et al., 1966), fiind prezent prin exemplare în general de talie mică și în Dacianul superior (Parseovian).

Subgenul *Bosphoricardium*, semnalat atât în Portaferrianul din Bazinul Dacic (Marinescu, 1966), cit și în stratele cu *Congeria rhomboidea* (stratele de Bia) din Gruzia vestică (Celidze, 1970), participă și la alcătuirea asociațiilor paleontologice proprii Pontianului superior (Bosphorian), după care probabil că se stinge în ambele bazine.

Genul *Phyllocardium* apare în Bazinul Dacic din Pontianul mediu (Marinescu, 1964b), iar în cel Euxinic este citat atât din stratele cu *Congeria subrhomboidea* (Andrusov, 1903) cit și din cele cu *Congeria rhomboidea* (Celidze, 1970). Este deosebit de frecvent în faciesurile psamitice ale Pontianului superior din Bazinul Dacic, unde formează „lumașelele cu *planum planum*”, continuându-și existența pînă în Dacianul



superior (Parsecovian). În Bazinul Euxinic se perpetuează pînă în Kimmerianul superior (Panticapean) inclusiv (Eberzin, 1951).

Genul *Plagiodacna*, prezent în Pontianul inferior (stratele cu *Congeria rumana*) din Bazinul Dacic (Pănă, 1966), este foarte frecvent în asociațiile Pontianului superior, fiind întîlnit și în depozitele Dacianului superior (Papaianopol, 1972). În Bazinul Euxinic, plagiodacnele, apărute probabil de la partea superioară a calcarului de Odessa (Eberzin, 1951), participă la alcătuirea asociațiilor pontiene, kimmeriene și cuialni-kiene (Ahvlediani, 1966).

Formele evoluate de *Dreissenomya* (tip apertă) au fost identificate în Bazinul Dacic la partea superioară a Pontianului inferior (Marinescu, 1966). Același gen participă la alcătuirea asociațiilor Pontianului mediu și superior, fiind foarte frecvent în faciesurile nisipoase ale Bosphorianului. Nu sînt încă semnalate în depozitele etajului Dacian, dar se regăsește în Kimmerianul Bazinului Euxinic (Eberzin, 1967).

Didacnele (subgenul *Pontalmyra*) semnalate în Bazinul Euxinic la nivelul calcarului de Odessa (Andrusov, 1917), ating o dezvoltare și o diversificare maximă în Pontianul superior (Bosphorian), fiind prezente, dar cu o frecvență mai redusă și în depozitele suprajacente.

Genul *Chartoconcha* apare în Bazinul Dacic de la partea superioară a Pontianului inferior (Eberzin et al., 1966), participă la alcătuirea asociațiilor Pontianului mediu (Marinescu, 1966) și este deosebit de frecvent în faciesurile pelitice ale Pontianului superior. În Bazinul Dacic se întîlnește și în depozitele Dacianului inferior și superior (Gețian respectiv Parsecovian), iar în cel Euxinic se perpetuează pînă în Cuialnikian inclusiv (Eberzin, 1967).

Primele apariții ale congeriilor din grupul *subcarinata* au fost emarcate în calcarul de Odessa (Andrusov, 1917), dar se dezvoltă prin formele tipice în Pontianul superior (Bosphorian). În Bazinul Dacic subspecia *botenica* apare din Portaferrian (Marinescu, 1966), întîlnindu-se însă atît în Pontianul superior cît și în Dacianul inferior. În Dacianul superior (Parsecovian), am găsit atît congerii de talie mare, apropiate de subspecia *botenica*, cît și forme de dimensiuni mai reduse, asemănătoare cu *Congeria subcarinata alata* Andrus. și *C. subcarinata* var. *alfa* Andrus. Acestea din urmă se asociază cu congerii apropiate de unele dintre speciile panonice (*turgida*, *slanonica*, *simulans*), formînd un nivel lumașelic situat în strate cu o faună dacian-superioară tipică.

Genul *Stylodaena* (identificat pînă în prezent numai în Bazinul Dacic), se întîlnește din Pontianul superior (Bosphorian) și pînă în Dacianul superior inclusiv.

Pontianul superior (Bosphorian) nu reprezintă doar intervalul stratigrafic în care se remarcă o dezvoltare și o diversificare a faunei pontiene (*sens* Andrusov, 1917, 1923) ci și perioada de timp în care apar o serie de elemente noi, care vor cunoaște o mare înflorire în depozitele supra-jacente.

Astfel în Bazinul Euxinic, apar în Pontianul superior pachydaene cu caractere primitive ca *Pachydaena marasiniica* Vekil. (Eberzin, 1959b). Formele tipice ale genului *Pachydaena*, vor avea o mare dezvoltare în depozitele kimmeriene și se vor perpetua pînă în Onialnikian, unde se întîlnesc atît forme tipice cît și forme cu caractere arhaice (Eberzin, 1959b).

Formele primitive ale subgenului *Psilodon* (din grupul *munieri*) apar în Bazinul Dacic la partea superioară a Bosphorianului. Din acestea vor rezulta formele tipice de *Prosodaena* (*Psilodon*) *munieri* Saba, din Dacianul inferior (Gețian), care la rîndul lor se vor diversifica ulterior conducînd către psilodonții din grupurile *haueri* și *neumayri*, proprii Dacianului superior (Parscovian).

În ceea ce privește rangul stratigrafic al Bosphorianului, îl menținem în continuare ca subetaj superior al Pontianului (*sens* Andrusov, 1917). Considerăm că problema ridicării Bosphorianului la rang de etaj, posibilitate enunțată chiar de Andrusov (1923), va putea fi pusă în discuție numai atunci cînd se vor acumula suficiente informații, care să demonstreze existența unui prag paleontologic pregnant între acesta și depozitele subjacente. Datele pe care le posedăm pînă în momentul de față arată existența unei continuități faunistice între Pontianul mediu și cel superior. În Bazinul Dacic, pragul paleontologic este mult mai clar exprimat la limita dintre Pontianul superior (Bosphorian) și Dacianul inferior (Gețian) decît la limita dintre Pontianul mediu (Portaferrian) și cel superior. Faptul că în multe regiuni grosimea stratigrafică a Bosphorianului este egală sau depășește grosimile Pontianului inferior și mediu, luate la un loc (cum e cazul și pe valea Budureasca) nu poate constitui un argument hotărîtor pentru ridicarea Bosphorianului la rang de etaj.

Profilele prezentate arată posibilitatea separării în sectorul studiat a unui Pontian superior (Bosphorian), paralelizabil cu Bosphorianul din Bazinul Euxinic. Complexul faunistic al Pontianului superior în facies nisipos (valea Scheii, valea Tohăneasa), conține o serie de elemente care se

găsesc și în Bosphorianul de la Kamışburun (orizonturile I—IV ale lui N. I. Andrusov) cum sînt: *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörn., *L. (T.) petersi nasyrica* Ebers., *L. (Bosphoricardium) emarginatum* (Desh.). *Paradaena andrussowi* Ebers., *Plagiodaena carinata* (Desh.) *Didacnomya corbuloides* (Desh.), *Pseudocatillus subdentatus* (Desh.), didacne de tip *subcrenulata*, *sulcatina*, *incerta*, *subcarinata*, *Dreissenomya aperta* (Desh.), *Congerina subcarinata subcarinata* (Desh.), *Dreissena rostriformis ukmanica* Andrus., *D. rostriformis minor* Andrus.

De asemenea, unele specii din faciesul pelitic al Ponțianului superior (văile Ceptura, Budureasca, Micudu, Sălciei) ca: *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Caladaena steindachneri* (Brus.), *Paradaena abiechi* (R. Hoern.), *Dreissena rostriformis gibba* Andrus., *Valenciennius* cfr. *krambergeri* R. Hoern., participă la alcătuirea asociațiilor bosphoriene din diferitele sectoare ale Bazinului Euxinic.

Pe baza celor arătate mai sus considerăm că depozitele Ponțianului superior din profilele descrise pot fi privite ca echivalente ale Ponțianului superior (Bosphorian) din Bazinul Euxinic.

Bineînțeles că nu putem în momentul de față să stabilim echivalentele fiecăruia dintre cele patru orizonturi ale Bosphorianului de la Kamışburun în profilele din zona cercetată. Scopul pe care ni l-am propus, a fost numai cel de a preciza faciesurile Ponțianului superior din sectorul studiat și de a arăta posibilitatea de corelare a acestuia cu Ponțianul superior (Bosphorian) din Bazinul Euxinic.

În încheiere vom prezenta asociațiile fosile index pentru cele două faciesuri ale Ponțianului superior (Bosphorian) dintre valea Cricovul Sărăt și valea Tohăncasa.

Asociația fosilă index pentru faciesul pelitic: *Lunadaena lunae* (Voitești), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoern.), *Ch. rumana* (Wenz), *Ch. gigantea* (Wenz), *Caladaena steindachneri* (Brus.), *Paradaena abiechi* (R. Hoern.), *Didacna (Pontalmyra) subcarinata luxuriosa* Wenz, *D. (P.) ex gr. sulcatina* (Desh.), *Pseudocatillus sublatarskii* Ebers., *Dreissena ex gr. rostriformis* (Desh.), *Valenciennius* cfr. *reussi* Neum., *V. cfr. krambergeri* R. Hoern. În acest facies *Phyllocardium* și *Dreissenomya* apar cu totul izolat.

Asociația fosilă index pentru faciesul psamitic: *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörn., *L. (T.) petersi nasyrica* Ebers., *L. (Bosphoricardium) emarginatum* (Desh.), *Plagiodaena carinata* (Desh.) *Didacnomya corbuloides*



(Desh.), *Paradacna andrussowi* Ebers., *Pseudocatillus subdentatus* (Desh.), *P. subzlatarskii* Ebers., *Didacna* (*Pontalmyra*) *constantiae* Sabb., *D. (P.) subcarinata* (Desh.), *D. (P.)* cfr. *sulcatina ovala* (Desh.), *D. (P.) subincerta* Andrus., *D. (P.)* cfr. *subcrenulata* Andrus., *Congerina subcarinata subcarinata* (Desh.), *Dreissenomya aperta* (Desh.) *Dr. aperta acuta* Bolgiu, *Dreissena* ex gr. *rostriformis* (Desh.), *D. rimestiensis* Font., *Viviparus neumayri neumayri* Brus.

BIBLIOGRAFIE

- Ahvlediani E. G. (1966) K. izucenia roda *Plagiodacna* Andrussow. *Soob. Akad. Nauk Gruzinskoi S.S.R.*, XLII, 2, Tbilisi.
- Andrusov N. I. (1903) Gheologhiceskie issledovania na Tamanskom poluostrove. *Izbranie trudi*, t. I, Moskva, 1961.
- (1909) Kriticeskie zametki o russkom neogene. Statia II. *Congerina subrhomboidea* v Kamisburumskom razreze. *Izbranie trudi*, t. II, Moskva, 1963.
- (1917) Ponticeskii iarus. *Izbranie trudi*, t. II, Moskva, 1963.
- (1923) Apseronskii iarus. *Izbranie trudi*, t. II, Moskva, 1963.
- Celidze G. P. (1970) Portaferrikskie otlojenia zapadnoi Gruzii. *Soob. Akad. Nauk Gruzinskoi S.S.R.*, 58, 3, Tbilisi.
- Eberzin A. G. (1917) Rod *Limnocardium* Stoliczka v plojtene Ponto-Kaspijskogo basseina. *Tr. Paleont. Inst.*, XIII, 4, Moskva-Leningrad.
- (1951) Solonovatovodnye kardiidi plojtene S.S.S.R., *Ciasti II*, *Tr. Paleont. Inst.*, XXXI, Moskva-Leningrad.
- (1959a) Shema stratigrafii neoghenovih otlojenii luga S.S.S.R. *Tr. sov. razr. univ. stral. skali tret. otl. Krimsko-Kavkazskoi oblasti*, Baku.
- (1959b) Solonovatovodnye kardiidi plojtene S.S.S.R., *Ciasti III*, *Tr. Paleont. Inst.*, LXXIV, Moskva.
- (1967) Solonovatovodnye kardiidi plojtene S.S.S.R., *Ciasti V*, *Tr. Paleont. Inst.*, 112, Moskva.
- Motaş I. C., Macaravici N., Marinescu F. I. (1966) Afinităţi panonice şi euzinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic. *St. cerc. geol. geof. geogr. (geologie)*, 11, 2, Bucureşti.
- Marinescu F. I. (1964a) Propuneri cu privire la orizontarea Pontianului din partea occidentală a Bazinului Getic. *St. cerc. geol. geof. geogr. (geologie)*, 9, 1, Bucureşti.
- (1964b) *Phyllocardium planum stevanovici* n.ssp. în Pontianul din vestul Olteniei. *St. cerc. geol. geof. geogr. (geologie)*, 9, 1, Bucureşti.
- (1966) Precizări asupra stratigrafiei Portaferriianului din vestul Bazinului Dacic. *D. S. Inst. Geol.*, LII, partea 2-a, Bucureşti.
- Motaş I. C., Papalanopol I. (1972) Biostratigrafia succesunii Meotian-Pleistocen dintre Călugăreni şi Vadu Săpat (jud. Prahova). *D. S. Inst. geol.*, LVIII, 4, Bucureşti.
- Pană Ioana (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Bălăneasa. *St. tehn. econ.*, J. I, Bucureşti.



- (1972) Rolul biostratigrafic al congeriilor în depozitele pliocene din Bazinul Dacic. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, București.
- Papajanoș I. (1972) *Plagiodaena multicosata* nov. sp. în Dacianul superior dintre valea Budureasca și valea Scheii. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. (geologie)*, 17, 2, București.
- Taktakișvili I. G. (1967) *Istoriceskoe razvitie semeistva Valensienlid. Izd. "Mefneroba"*, Tbilisi.

LES FACIÈS ET LES POSSIBILITÉS DE CORRÉLATION DU PONTIEN SUPÉRIEUR (BOSPHORIEN) ENTRE LES VALLÉES DU CRICOVUL SĂRAT ET DE TOHĂNEASA (DISTRICT DE PRAHOVA)

(Résumé)

L'auteur accepte le Pontien dans le sens précisé par Andrusov (1917, 1923) c'est-à-dire l'intervalle stratigraphique du Lassin euxinique situé entre le Méotien et le Cimmérien.

Dans le bassin dacique on estime pontiens les dépôts situés entre le Méotien supérieur couches à *Congeria* ex. gr. *punicapaea*, couches à *Lestonodonta* (couches à *Congeria* ex gr. *nocorossica*, et le Dacien inférieur (Gétien-couches à *Pachydaena* et la faune dont elles s'associent).

De la région investiguée, située entre les vallées du Cricovul Sărat et de Tohăneasa (district de Prahova) sont décrites, de l'W à l'E, six coupes du Pontien supérieur (Bosphorien).

Dans les vallées: Ceplura, Budureasca, Mierdu et Sălcii situées à la partie occidentale de la zone investiguée, le Pontien supérieur revêt un faciès prédominant pélitique, étant représenté par une alternance de marnes et d'argiles dépourvues de stratification ou ne montrant qu'une tendance de stratification, dures, à cassure irrégulière ou conchoïdale. L'association paléontologique du Pontien supérieur sous faciès pélitique est constituée par des espèces des genres: *Coladaena*, *Charicoanacha*, *Lunadaena*, *Paradaena*, *Pseudocatlilus*, *Didacna*, *Dreissena*, *Congeria*, *Valensienius*. Dans ce faciès les représentants des genres *Phyllocardium* et *Dreissenomya* font rarement leur apparition.

Dans la partie orientale de la zone investiguée (vallée Scheii, vallée Tohăneasa) on constate la substitution du faciès pélitique du Pontien supérieur par des faciès prédominant psammitiques. Le changement de faciès entraîne des modifications notables dans l'association paléontologique, représentées dans le faciès sableux du Pontien supérieur par des espèces des genres: *Phyllocardium*, *Limnocardium* (sous-genres *Tauricardium* et *Bosphoricardium*), *Plagiodaena*, *Didacna*, *Didacnomya*, *Pseudocatlilus*, *Dreissena*, *Dreissenomya*, *Vioiparus*. Dans ce faciès les espèces des genres: *Phyllocardium*, *Plagiodaena*, *Didacna* et *Dreissenomya* apparaissent fréquemment.

Le Pontien supérieur (Bosphorien) constitue le terme ingressif du Pontien de la zone investiguée, débordant (à l'E de Călugăreni) le Pontien inférieur et moyen (Odessien, respectivement Portaferrien), reposant dans l'extrémité occidentale de la zone investiguée (vallée Tohăneasa) directement sur le Méotien.

En ce qui concerne le rang stratigraphique du Bosphorien, l'auteur le considère un sous-étage supérieur du Pontien, étant donné que dans le bassin euxinique autant que dans le bassin dacique on constate l'existence d'une continuité faunique entre le Bosphorien et les dépôts sous-jacents.



L'association paléontologique du Pontien supérieur (Bosphorien) sous faciès sableux (vallées Schei et Tohâneasa) renferme une série d'éléments qui sont associés aussi dans le Pontien supérieur (Bosphorien) du bassin Euxinique (horizon I-IV d'Andrusov dans la coupe de Kamışburan) tels : *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörn., *L. (T.) petersi nasgrica* Ebers., *L. (Bosphoricardium) emarginatum* (Desh.), *Paradaena andrussowi* Ebers., *Plagiodaena carinata* (Desh.), *Pseudocatillus subdentatus* (Desh.), *Didacnomya corbuloides* (Desh.), *Didacna* (*Pontalmyra*) *cf. subrenulata* Andrus., *D. (P.) cf. sulcatina ovata* (Desh.), *D. (P.) cf. incerta fragilis* Andrus., *D. (P.) subcarinata* (Desh.), *Dreissena mya aperta* (Desh.), *Congeria subcarinata subcarinata* (Desh.), *Dreissena rostriformis akmanica* Andrus., *D. rostriformis minor* Andrus.

Compte tenu des données ci-dessus l'auteur considère que le Pontien supérieur du secteur investigué peut être envisagé comme un équivalent du Pontien supérieur (Bosphorien) du bassin euxinique.

Finalement sont présentées les associations de fossiles index pour les deux faciès du Pontien supérieur entre les vallées du Cricov et de Tohâneasa.

L'association fossile index pour le faciès péltique est la suivante : *Lunadaena lunae* (Voitești), *Characoconcha bayerni* (R. Hoern), *Ch. rumana* (Wenz), *Ch. gigantea* (Wenz), *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Paradaena abichi* (R. Hoern), *Didacna* (*Pontalmyra*) *subcarinata luxuriosa* Wenz, *D. (P.) ex gr. sulcatina* (Desh.), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebers., *Dreissena ex gr. rostriformis* (Desh.), *Congeria markovici* Brus., *Valenciennius cf. rensii* Neum., *V. cf. krambergeri* R. Hoern.

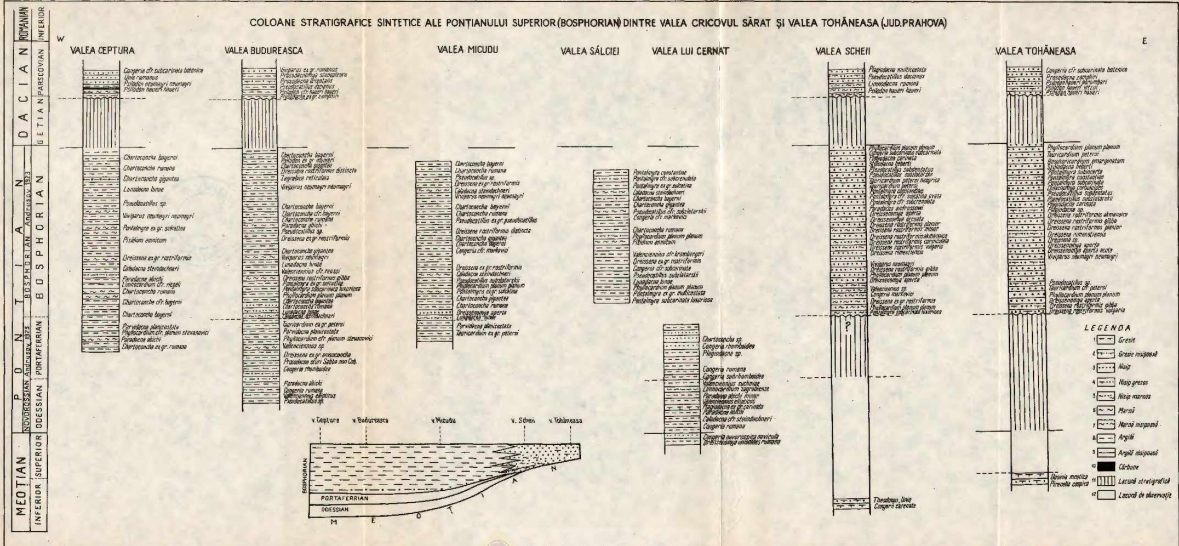
L'association fossile indexe pour le faciès psammitique est la suivante : *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörn., *L. (T.) petersi nasgrica* Ebers., *L. (Bosphoricardium) emarginatum* (Desh.), *Plagiodaena carinata* (Desh.), *Pseudocatillus subdentatus* (Desh.), *P. subzlatarskii* Ebers., *Didacnomya corbuloides* (Desh.), *Didacna* (*Pontalmyra*) *constantiae* Sabbà, *D. (P.) cf. subrenulata* Andrus., *D. (P.) subincerta* Andrus., *D. (P.) cf. sulcatina* (Desh.), *D. (P.) subcarinata* (Desh.), *Paradaena andrussowi* Ebers., *Congeria subcarinata subcarinata* (Desh.), *Dreissena mya aperta* (Desh.), *Dr. aperta acuta* Bolgiu, *Dreissena ex gr. rostriformis* (Desh.), *D. rimestiensis* Foul., *Vivipurus neumayri neumayri* Brus.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonnes stratigraphiques synthétiques du Pontien supérieur (Bosphorien) entre la vallée du Cricovul Sărat et la vallée de Tohâneasa (district de Prahova).

1, grès; 2, grès sableux; 3, sable; 4, sable gréseux; 5, sable marneux; 6, marne; 7, marne sableuse; 8, argile; 9, argile sableuse; 10, charbon; 11, lacune stratigraphique; 12, lacune d'observation.





5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

UNELE REZULTATE ALE FORAJELOR STRUCTURALE
DIN MUNȚII GURGHIU¹

DE
SERGIU PELTZ²

(Résumé)

Quelques résultats des forages structuraux effectués dans les Monts Gurguiu. Dans les cratères de Seaca-Tâtarca et de Șumuleu, situés dans la partie centrale et de SE des Monts Gurguiu, on a exécuté deux forages structuraux de 1200 m. Ces forages nous ont fourni de précieux renseignements sur la structure des édifices volcaniques autant que sur la manière dont se manifestèrent les processus hydrothermaux et métallo-géniques.

Le forage localisé dans la cratère de Seaca-Tâtarca a traversé une zone située au voisinage de la cheminée volcanique (pl. IV). Celui situé dans le cratère de Șumuleu a investigué la cheminée volcanique même. Les roches éruptives interceptées par les deux forages sont représentées par des andésites et des microdiorites à hornblende et quartz, des andésites à hornblende et leurs pyroclastites, des andésites à hornblende et pyroxènes. L'activité hydrothermale et la minéralisation se sont associées à ces andésites sous le contrôle structural de la zone de cheminée, autant que de quelques corps éruptifs cantonnés dans l'infrastructure de l'édifice volcanique.

Les processus du métamorphisme hydrothermal qui ont affectés les volcanites sont : la propylitisation, la silicification, l'argilisation, la séricitisation, la carbonatation et l'anhydritisation.

La minéralisation apparaît sous forme d'imprégnations, de plages et de filonets de sulfures polymétalliques (chalcopyrite, blende, galène, mispikel) d'origine mésoépithermale.

La corrélation des données géologiques structurales, pétrographiques et métallogéniques conduit à estimer que dans l'édifice de Seaca-Tâtarca, d'éventuelles minéralisations seraient localisées à des profondeurs supérieures à 500 m à partir de l'actuel niveau d'érosion.

Dans la cheminée volcanique de Șumuleu les minéralisations cuprifère et plombo-zincifère sont localisées le long des fissures ou dans les zones bréchifiées, à des profondeurs allant de 304 à 458 m et de 590 à 700 m.

¹ Comunicare în ședința din 18 decembrie 1972.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.

Rapportée à l'ensemble de l'activité volcanique et métallogénique de la chaîne Călimani-Gurghiu-Harghita, la minéralisation des édifices volcaniques de Seaca-Tătarca et de Șumuleu revient à la deuxième phase métallogénique.

1. INTRODUCERE

În cadrul programului de lucrări geologice, realizat în ultimii ani pe teritoriul ariei vulcanice Călimani-Gurghiu-Harghita, s-au executat cinci foraje structurale cu adâncimea de 1200 m. Două dintre acestea au fost amplasate în zonele crateriale Seaca-Tătarca și Șumuleu din munții Gurghiu. Celelalte trei foraje au fost amplasate astfel: 1) în partea centrală a calderei Călimani (nordul munților Călimani); 2) în perimetrul zăcămintului de caolin Harghita-Băi (partea centrală a munților Harghita); 3) în perimetrul zăcămintului de mercur Sintimbru Băi (sudul munților Harghita).

Cercetarea cu foraje adânci a edificiilor vulcanice Seaca-Tătarca și Șumuleu a constituit o etapă importantă în activitatea desfășurată în ultimii 15 ani în munții Gurghiu, pentru descifrarea structurii geologice și pentru conturarea unor eventuale mineralizații de interes economic. Particularitățile geologice ale vulcanilor, stadiul puțin avansat în care se află îndepărtarea suprastructurilor acestora, recomandă cercetarea cu foraje drept singura metodă eficientă în urmărirea modului în care se dezvoltă în adâncime indicațiile de mineralizare observate la suprafață.

Forajele care s-au executat în munții Gurghiu au oferit informații prețioase privind structura vulcanilor, modul de manifestare a proceselor hidrotermale și metalogenetice pe o adâncime de 1200 m. Prezentarea rezultatelor constituie obiectivul acestui articol.

În aparatul vulcanic Seaca-Tătarca (partea centrală a munților Gurghiu) forajul structural 35.502 a fost amplasat în partea centrală-sudică a ariei crateriale, pe un afluent al pârului Secuinului, pârul Frățileasa, la cota 1240 m (fig. 1 și 2). Forajul structural 35.501 executat în aria craterului Șumuleu, se situează în partea centrală a acestuia pe pârul Aranyasz, la cota 1185 m. Ambele foraje au fost executate în perioada 1967—1968.

Având drept scop completarea gradului de cunoaștere geologică a edificiilor vulcanice Seaca-Tătarca și Șumuleu, forajele au fost proiectate și executate după o prealabilă coroborare a rezultatelor cercetărilor ante-



rioare : geologice — Rădulescu et al., 1964 ; gravimetrice — Suceavă³ ; geochimice — Buracu⁴.

Primele informații asupra caracterelor mineralogice ale rocilor proaspete și hidrotermalizate străbătute de forajele executate în craterul Seaca-Tătara și Șumuleu, au fost furnizate de Tănăsescu⁵. Ulterior, autorul acestui articol a efectuat studiul petrografic al carotelor forajelor precum și studiul mineralizației⁶ iar Stanciu et al.⁷, au realizat studiul detaliat mineralogic și chimic al coloanelor hidrometasomatice ale forajelor.

2. CARACTERIZARE GENERALĂ A VULCANILOR SEACA-TĂTARCA ȘI ȘUMULEU

Aparatele vulcanice la care ne referim se situează în partea centrală și estică a munților Gurghiu și aparțin compartimentului structural superior al edificii vulcanice.

Compartimentul cuprinde produsele ultimei etape din desfășurarea vulcanismului reprezentate prin andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și piroxeni, andezite piroxenice și piroclastitele lor.

³ M. Suceavă, A. Proca, Angelă Popescu. Raport asupra prospecțiunilor de detaliu conjugate cu măsurători magnetice în munții Gurghiu-Harghita pentru sulfuri complexe. 1963. Arh. I.G.P.S.M.S., București.

M. Suceavă. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu din munții Gurghiuului de nord, pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1964. Arh. I.G.P.S.M.S., București.

⁴ O. Buracu. Raport asupra prospecțiunilor geochimice executate în craterul Șumuleu (munții Gurghiu). 1959. Arh. I.G.P.S.M.S., București.

⁵ Lucia Tănăsescu. Raport privind documentarea petrografică și mineralogică a lucrărilor de explorare executate de I.G.Ex. în șantierul munții Gurghiu. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

Lucia Tănăsescu. Raport informativ privind documentarea petrografică-mineralogică a lucrărilor de explorare în șantierul I.G. Ex.-Ciurani, munții Gurghiu. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

Lucia Tănăsescu. Raport privind documentarea mineralogică și petrografică a lucrărilor de explorare executate de I.G. Ex. în șantierul munții Gurghiu. 1969. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ S. Peltz. Studii petrografice în zonele de perspectivă din partea centrală a munților Gurghiu cu privire specială asupra forajelor executate de I.G.Ex. 1969. Arh. Inst. Geol. București.

S. Peltz. Documentare geologică de sinteză privind rezultatele cercetărilor cu foraje executate în zona craterelor Seaca-Tătara și Șumuleu (munții Gurghiu). 1969. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ Constantina Stanciu, Elena Golios, Constanța Udrescu. Studiul proceselor de transformare hidrotermală și mineralizare în munții Gurghiu cu privire specială asupra forajelor executate de I.G.Ex. 1970. Arh. Inst. Geol., București.



Pentru regiunea la care ne referim, principalele aparate vulcanice care au eliberat aceste produse sînt: Seaca-Tătarea, Șumuleu, Ciurani, Fierăstraie, Borzont (Rădulescu et al., 1964). Activitatea lor s-a desfășurat cu amploare către sfîrșitul Pliocenului, pe amplasamentul unor structuri mai vechi, care se încadrează în compartimentul vulcanic inferior (vulcano-sedimentar). În cadrul acestor aparate s-a desfășurat o activitate vulcanică mixtă, preponderent efuzivă. Succesiunea erupțiilor s-a produs de la andezitele cu hornblendă la andezitele cu piroxeni. Andezitele cu piroxeni ocupă cele mai importante suprafețe din teritoriu, urmează ca frecvență relativă andezitele cu hornblendă și cele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni.

Aparatele vulcanice marchează un aliniament vulcano-tectonic orientat WNW-ESE (fig. 1), care este unul dintre cele mai importante din munții Gurghiu. Acesta se continuă spre nord în caldera Fincel-Lăpușna, iar spre est în craterul Ostorog (munții Harghita).

Aparatul vulcanic Seaca-Tătarea se găsește într-o bună stare de conservare, ceea ce a permis descifrarea structurii sale stratovulcanice. Cercetările efectuate de Rădulescu et al. (1964) au arătat că la alcătuirea suprastructurii aparatului participă produsele a trei momente explozive și ale unui număr egal de momente efuzive. Aceste produse sînt: andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni, andezite cu augit și hipersten, piroclastite inferioare (cu fragmente de andezite cu hornblendă verde) piroclastite intermediare (cu fragmente de andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni și de andezite cu piroxeni).

Cu excepția andezitelor cu piroxeni care acoperă clinca vulcanului, celelalte vulcanite prezintă dezvoltare la interiorul craterului.

Prin cercetările de suprafață nu a putut fi cartat canalul de alimentare, acesta fiind acoperit de materialul de umplură acumulat la interiorul depresiunii crateriale. Cercetările cu foraje de mică adîncime și cele gravimetrice au indicat prezența sa în zona centrală a craterului, în apropierea dyke-ului de andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni (fig. 2a).

Cercetările geologice însoțite de lucrări miniere executate între anii 1938—1940 și 1943—1946, și mai recent cele executate în perioada 1956—1959, au arătat că zona cu transformări secundare se cantonează la sud de confluența râurilor Seaca, Găinușa, Tătarea; cele mai interesante transformări se observă în bazinul văii Găinușa. Caracterele transformări-

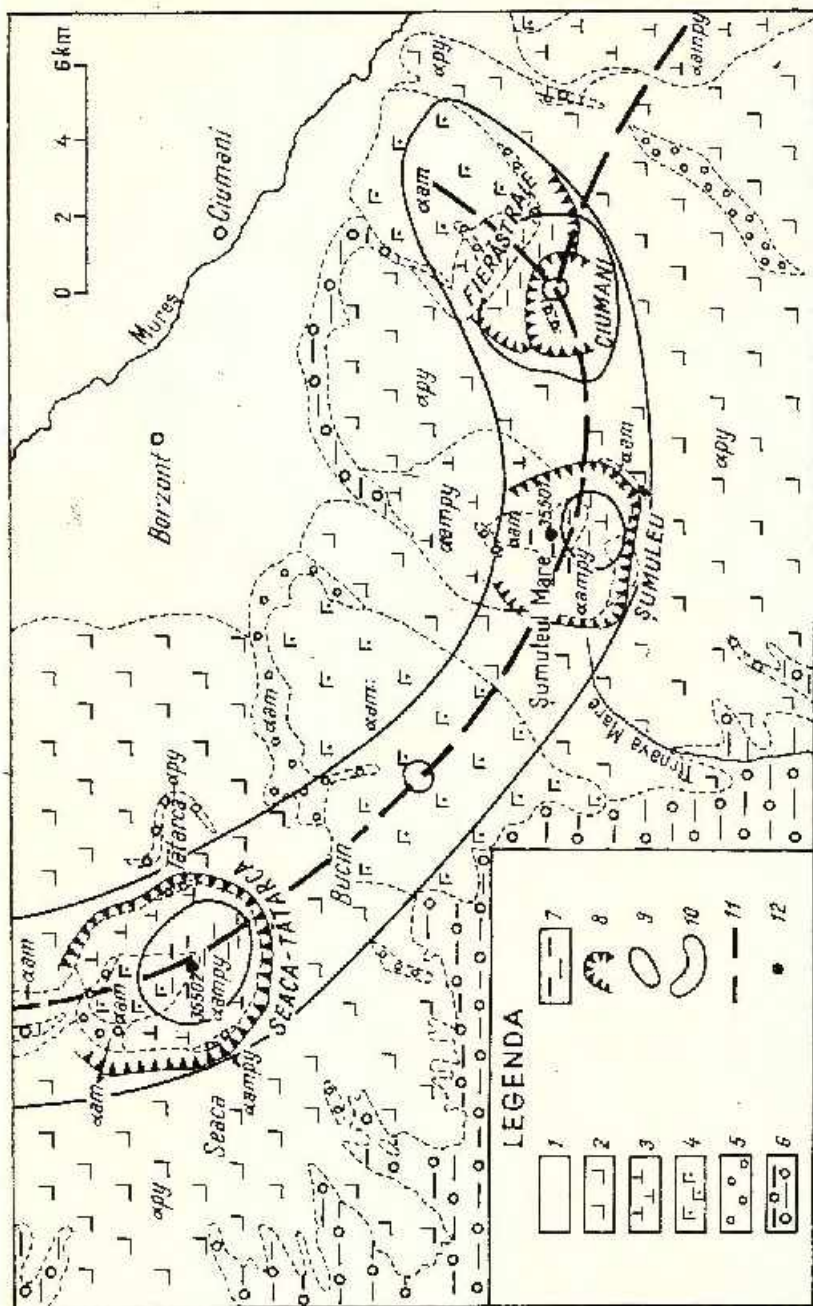


Fig.1. — Poziția forajelor structurale în cadrul zonei vulcanice a munților Gurguii (geologia după Rădulescu et al., 1964; date gravimetrice după Suceavă et al., 1968), scară 1 : 200.000.

1, depozite cuaternare; 2, andezit en piroxeni; 3, andezit en piroxeni și hornblende; 4, andezit cu hornblende; 5, gneis; 6, microclastite; formațiuni andezitice inferioare; 7, alterații de proclastite și ciclastite; 8, alterații hidrotermale hidroclastice; 9, marșarea cratonică; 10, limita distribuției metaigneose Gurguii Pb, Zn, Cu, Au, Ag; 11, aflorișuri melcon-magmatice și anastologice principale; 12, foraj de 1200 m.

Position of structural drillings within the volcanic zone of the Gurguii Mts (geology acc. to Rădulescu et al., 1964, gravimetric data acc. to Suceavă et al., 1968) scale 1 : 200,000.

1, Quaternary deposits; 2, andesite formations of the lower compartment; 3, andesite formations of the lower compartment; 4, hornblende andesite; 5, gneiss; 6, microclastites; 7, alteration of proclastites and cyclastites; 8, hydrothermal alteration; 9, rhyolite; 10, limit of the Gurguii metaigneose district Pb, Zn, Cu, Au, Ag; 11, melcon-magmatic and the main anastologite zone; 12, drilling — 1200 m.

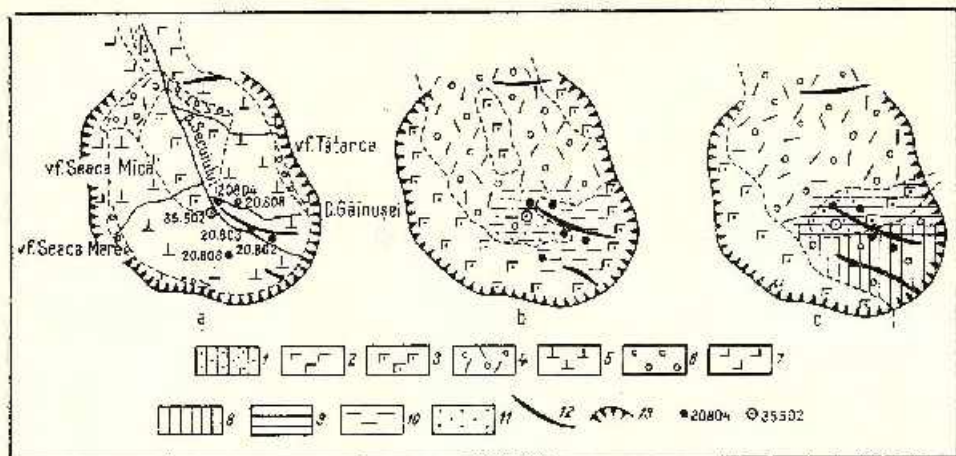


Fig.2. — Schița geologică a craterului Seaca-Tătarca (sc. 1 : 175.000) : a, la nivelul reliefului actual (după Rădulescu et al., 1964); b, la nivelul altitudinii de 1100 m; c, la nivelul altitudinii de 1000 m.

1, formațiune vulcano-sedimentară; 2, andezit cu hornblendă brună; 3, andezit cu hornblendă verde; 4, proclastita inferioară; 5, andezit cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni; 6, proclastite intermediare; 7, andezit cu hipersten și aplită; 8, propilitizare; 9, argilizare; 10, sifilitizare; 11, piricitizare; 12, neck, dyke; 13, marginea craterului la nivelul reliefului actual; 14, foraj executat.

Geological sketch of the Seaca-Tătarca crater : a, at the level of the present relief (acc. to Rădulescu et al., 1964); b, level at the 1100 m altitude; c, level at the 1000 m altitude.

1, volcano-sedimentary formation; 2, brown-hornblende-andesite; 3, green hornblende-andesite; 4, lower pyroclastics; 5, resorbed green hornblende-pyroxene-andesite; 6, intermediate pyroclastics; 7, apatite-hypersthene-andesite; 8, propylitization; 9, argillization; 10, saprofitization; 11, pyritization; 12, neck, dyke; 13, rim of crater at the level of the present-day relief; 14, carried out drilling.

lor și ale mineralizației indică apartenența la zonele cele mai superioare ale circulației și influenței soluțiilor hidrotermale.

Aparatul Șumuleu se găsește de asemenea într-o bună stare de conservare; ca mărime a depresiunii crateriale urmează aparatului Seaca-Tătarca. Produsele sale sînt reprezentate prin: andezite cu hornblendă brună vizibile pe marginea sudică a craterului precum și la exteriorul său, andezite cu hornblendă verde care ocupă zona central-interioară a craterului, andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni care au cea mai largă extindere la interiorul craterului, andezite cu piroxeni ce ocupă clinele vulcanului. În anatomia vulcanului este vizibil singurul nivel de proclastite care aparțin probabil momentului exploziv manifestat între erupțiile de andezit cu hornblendă.

În depresiunea craterială a putut fi cartat centrul de emisiune al andezitului cu hornblendă verde. Coșurile celorlalte erupții sînt acoperite de material recent care umple centrul craterului. Prezența lor este presupusă tot în partea centrală a depresiunii crateriale.

Zonele cu transformări secundare se localizează la sud de confluența pârâielor Aranyasz și Toimaș. Ele sînt reprezentate prin argilizări, limonitizări, piritizări și silicifieri. Prin caracterul lor, transformările aparțin zonelor superioare ale circulației soluțiilor hidrotermale. Această constatare a prospecțiunii geologice a fost confirmată ulterior de rezultatele prospecțiunilor geochimice și cu lucrări miniere.

3. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A VULCANITELOR STRĂBĂTUTE DE FORAJELE EXECUTATE ÎN CRATERUL SEACA-TĂTARCA

Anterior forajului de 1200 m, în craterul Seaca-Tătarca s-au executat alte 8 foraje pînă la 100 m (fig. 2), pentru cercetarea în adîncime a zonelor cu transformări secundare, determinarea poziției coșului și cercetarea sa.

În continuare, vor fi descrise tipurile de andezite interceptate de toate forajele executate în acest sector.

3.1. Andezit cu hornblendă verde (superior)

Acest andezit a fost întîlnit în forajele executate, astfel (pl. I):

Sonda	Intervalul de adîncime
20.802	0 — 350 m
20.806	0 — 180 m
20.808	0 — 250 m
35.502	0 — 330 m

În sonda 35.502 lavelle acestui andezit alternează cu piroclastite (fig. 3). Pe anumite porțiuni ale intervalului cuprins între 60—255 m a fost observată participarea piroxenilor. În sondele 20.806 și 20.808 se trece la andezitul în facies de corp, la adîncimile de 180 m și respectiv 250 m. De asemenea, în forajele 20.803 și 20.804 piroclastitele vin în contact cu andezitul de corp la adîncimile de 192 și 260 m.

Andezitul cu hornblendă verde apare ca o rocă masivă de culoare cenușie, cu aspect puțin omogen, în general este alterat.

La microscop se observă structura porfirică și microstructura pilotaxitică. La faciesul de corp este evidentă structura holocristalină microgranulară (20.802, 20.806, 20.808) și holocristalină granulară (20.804).

Plagioclazul (An 33-48) formează fenocristale tabulare-maclate simplu sau complex și microlite. Apare proaspăt sau în diferite stadii de substituție prin sericit, minerale argiloase, calcit, clorit și epidot. Uneori coexistă cristale parțial transformate cu altele proaspete. În forajele de mică adîncime a fost observat destul de rar adularul (Tănăsescu, 1968)⁵, pe

⁵ *Op. cit.* pct. 5.

fișurile care străbat plagioclazul. Hornblendă verde, opacizată marginal este parțial sau complet transformată (clorit, calcit). Piroxenui complet cloritizat a fost recunoscut ca angit după morfologia secțiunilor bazale. Participarea hiperstenului pare a fi subordonată. Pirita uneori limonizată formează agregate granulare, plașe sau impregnații difuze. Sporadic se disting cristale de apatit (0,05/0,5 mm) și de zircon (0,1/0,05 și 0,3/0,1 mm).

Masa fundamentală apare în diferite stadii de transformare. Este constituită din sticlă, microlite de plagioclaz și hornblendă, clorit, cuarț, minerale argiloase, pirită.

Andezitul cu hornblendă verde mai ales forma holocristalină se prezintă într-un stadiu avansat de proplilitizare. Apar în parageneză neomineralele clorit, calcit, cuarț secundar, minerale argiloase, epidot, zoizit. În cazul lavelor se disting silicificeri și argilizări.

3.2. Piroclastite andezitice

Piroclastitele andezitului cu hornblendă verde au fost întâlnite astfel (fig. 3, pl. III, pl. I fig. 1).

Sonda	Intervalul de adâncime				
20.803	0 — 260 m				
20.804	<table border="0"> <tr> <td rowspan="3" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td>0 — 192 m</td> </tr> <tr> <td>50 — 60 m</td> </tr> <tr> <td>87 — 126 m</td> </tr> </table>	}	0 — 192 m	50 — 60 m	87 — 126 m
}	0 — 192 m				
	50 — 60 m				
	87 — 126 m				
35.502	<table border="0"> <tr> <td rowspan="3" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td>128 — 197 m</td> </tr> <tr> <td>207 — 223 m</td> </tr> <tr> <td>255 — 265 m</td> </tr> </table>	}	128 — 197 m	207 — 223 m	255 — 265 m
}	128 — 197 m				
	207 — 223 m				
	255 — 265 m				

Sînt reprezentate prin aglomerate cu liant microaglomerat și silic dezvoltat, microaglomerate și tufuri. Fragmentele aparțin: andezitului cu hornblendă verde, andezitul cu hornblendă opacizată, andezitul cu hornblendă și piroxeni, uneori în facies de corp, leucoandezitului. Liantul este: tuf litoclastic sau tuf vitrocristalolitoclastic. La alcătuirea lui participă litoclaste de compoziția bombelor, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, hornblendă, piroxeni. Componentul vitros este pelitizat. Fragmentele sînt subangulare și subrotunjite, au diametrul — vizibil în carotă — cuprins între 8-5 cm. Alături de rocile proaspete se observă altele argilizate parțial sau complet.

În special liantul piroclastitelor a fost afectat de procesele de transformare. Pe anumite porțiuni se observă argilizări, silicificeri (destul de avansate la forajele: 30.803 și 20.804), cloritizări, carbonatări, impregnații cu pirită.

3.3. Andezit cu hornblendă verde (inferior)

Andezitele care vor fi descrise în continuare au fost identificate numai în forajul 35.502.

Andezitul cu hornblendă verde apare în foraj între 330—490 m. Între 420—445 m și 480—490 m, lavelle sînt străbătute de două intruziuni apofizale pe care le interpretăm ca aparținînd coșului situat în apropiere (fig. 3).



Spre deosebire de celelalte roci întâlnite în foraj, lăvele apar mai proaspete; rocile apofizelor sînt alterate. Este un andezit cenușu, compact, cu structură porfirică evidentă, datorită fenocristalelor de plagioclaz și hornblendă. Structura masei fundamentale este pilotaxitică, microlitică și holocristalină microgranulară.

Plagioclazul (An 32-42) este în general proaspăt. Se disting fenocristale, cristale cu dimensiuni intermediare și microlite. Prezintă macle de tip albit și albit Karlsbad și zonăii; sporadic se disting incluziuni de epidot. În cazul apofizelor plagioclazul este tulbure, parțial argilizat. Hornblenda verde este proaspătă în majoritatea situațiilor, unele cristale sînt cloritizate parțial. Apar cristale prismatice sau bazale, uneori maclate. Notăm că la rocile apofizelor hornblenda este opacizată.

Masa fundamentală cuprinde pe lângă sticlă, microlite de plagioclaz, hornblendă și magnetit. La rocile alterate se disting fisuri discontinuă umplute cu calcit.

Lăvele andezitului cu hornblendă verde apar în general în stare proaspătă. Uneori, prin spargerea carotei apar plane de fisurare cu plaje de clorit, pe un fond argilos, cenușu; se remarcă marcasita sau pirita. Pe anumite porțiuni roca prezintă cloritizări și argilizări, sporadic epidotizări. Aceste transformări nu prezintă continuitate pe verticală, porțiunile de rocă transformată alterînd cu cele de rocă proaspătă. Această situație indică poziția laterală a sursei și nu pe direcția forajului. Căile de acces ale soluțiilor au fost realizate în mai bune condițiuni pe zonele de pătrundere ale apofizelor. Acest lucru este clar evidențiat de transformarea mult mai intensă în zonă apofizelor.

3.4. Andezit cu hornblendă ± piroxeni

Între 490—680 m forajul a străbătut un andezit cenușiu-albicios, cu pete verzi, hidrotermalizat pe toată coloana. Este un andezit cu hornblendă și piroxeni la care raportul participării lor procentuale variază. Determinarea compoziției mineralogice este dificilă datorită alterării avansate a rocii. Structura porfirică este evidențiată de plagioclaz. Petele verzi se datorează fenocristalelor de hornblendă cloritizată precum și cloritului din masa fundamentală.

La microscop structura porfirică este determinată de plagioclaz și hornblendă. Microstructura este pilotaxitică.

Plagioclazul se prezintă în diferite stadii de argilizare, astfel încît nu poate fi determinată compoziția sa. Un aspect particular, nemăintînit pînă în prezent este opacizarea sa marginală. Hornblenda a fost identificată după morfologia cristalelor; este opacizată și cloritizată. Piroxenii (hipersten?) complet cloritizați au fost identificați de asemenea după contururile cristalografice.

În masa fundamentală se observă microlite de plagioclaz și hornblendă, pirita (plaje și granule), clorit, sulfați, carbonați, cuarț, ilmonit.

Acest andezit este propilitizat și piritizat pe toată coloana. În numeroase porțiuni se observă argilizarea, silicificarea și carbonatarea sa. Roca este reticulată de fisuri milimetrice sau este străbătută, oblic față de direcția sondei, de filonaze cu grosimi de 3—6 mm, rareori



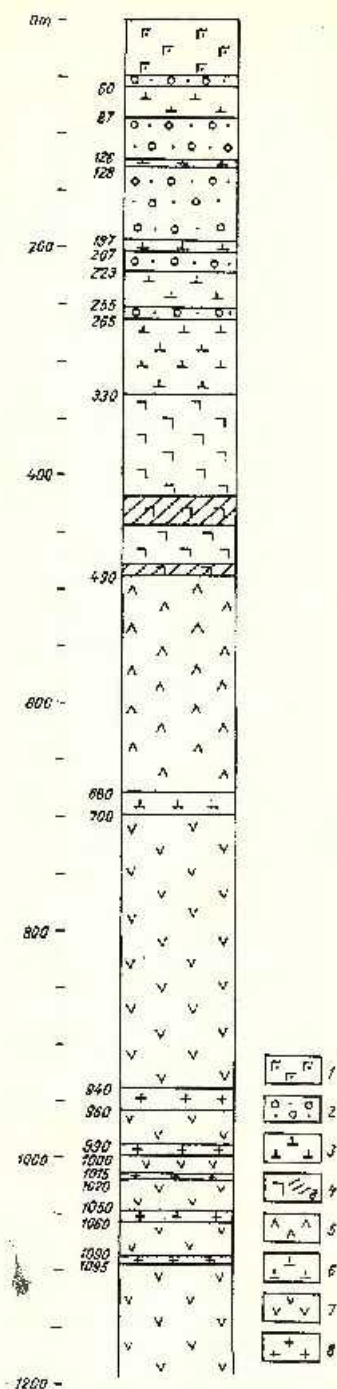


Fig. 3. -- Coloana litologică a sondei 35.502,
sc. 1 : 5.000.

1, andezit cu hornblendă verde (superior); 2, piroclastite andezitice;
3, andezit cu hornblendă - piroxen (superiori); 4, andezit cu hornblendă verde inferior și corp; 5, andezit cu hornblendă ± piroxen inferior; 6, andezit cu hornblendă opacizată și piroxen și Tarsita;
7, andezit cu hornblendă și cuarț; 8, microdiorit cu hornblendă și cuarț.

Lithofacial column — borehole 35.502, sc. 1 : 5.000.

1, upper green hornblende-andesite; 2, andesitic pyroclastics; 3, upper hornblende-pyroxene-andesite; 4, lower green hornblende-andesite a body; 5, lower hornblende ± pyroxene-andesite; 6, opacitized hornblende-pyroxene-andesite; 7, hornblende-quartz-andesite; 8, hornblende-quartz-microdiorite.



de un centimetru. Fisurile și fiteașele sînt umplute cu clorit, minerale argiloase, calcit. Se observă cristale izolate sau asociate de epidot, plaje și impregnații de prită și marcașită.

TABELUL 1

Compoziția mineralogică modală Forajul 35,502

Nr. crt.	Tip petrografic	Fenocristale				Minerale opace și secundare	Masă fundamentală
		Plagioclaz	Hornblendă	Piroxeni	Cuarț		
1	Andezit cu hornblendă verde (superior)	14,5-21,3	7,9-17,9	0,5-3,2	—	6,2-12	52-61
2	Andezit cu hornblendă verde (inferior)	30,4-34,2	13,8-24,6	—	—	2,5-3,9	38,8-52
3	Andezit cu hornblendă ± piroxeni	21,2-30	8,4-15,2	spor.-3,5	—	2,6-6,5	55,3-65,8
4	Andezit cu hornblendă opacitizată și piroxeni	12,8-17,6	1,5-4,3	1,3-2,5	—	2-3,7	74,7-82,9
5	Andezit, microdiorit cu hornblendă și cuarț	19,2-69,1	5,2-6	—	sporadic	5,7-7,3	74,5-84,3

3.5. Andezit cu hornblendă opacitizată și piroxeni tip Tarnița

Între 680—700 m forajul a interceptat un andezit ale cărui particularități petrografice sînt deosebite de ale celorlalte tipuri de andezite cu hornblendă și piroxeni întâlnite în foraj, precum și în zona craterului. În schimb, acesta se aseamănă uneori pînă la identitate cu andezitul de Tarnița separat și descris de noi în partea de sud-est a munților Călimani (Feltz, 1969).

Megascopice apare o rocă proaspătă, fină, compactă, de culoare neagră. La microscop se observă structura porfirică datorată fenocristalelor de plagioclaz și de hornblendă. Microstructura hialopilitică este imprimată de microlite de plagioclaz cu dispoziție fluidală și de hornblendă aciculară.

Plagioclazul (An 32-37) este aproape complet pelitizat. Apare ca fenocristale și microlite. Hornblendă formează cristale prismatice aciculare de dimensiunea cristalelor intermediare și a microlitelor. Apare fie complet opacitizată (pl. I), fig. 1), fie substituită de clorit, calcit și opacit. Magnetitul participă la constituția zonelor de opacit, fie pigmentează toată roca cu o pulbere fină.

Masa fundamentală — ca și cristalele — este slab alterată, deși megascopice roca apare proaspătă. Transformările se datorează prezenței acestui andezit în apropierea canalului de emisie al andezitului cu hornblendă ± piroxeni inferior (pl. IX). La alcătuirea pastei participă sticlă, microlite de plagioclaz și hornblendă cu dispoziție fluidală, magnetit. Aceșora li se adaugă mici separații de microdiorit cu piroxeni și de leucodiorit. Se distinge asemănarea, fiind micrometric umplute cu calcit și cuarț precum și o impregnație difuză cu prită.



3.6. Andezit și microdiorit cu hornblendă și cuarț⁹

În continuare forajul structural a străbătut o stivă groasă de 500 m de roci eruptive reprezentate prin andezite cu hornblendă și cuarț sporadic și corespondentul lor în familia rocilor dioritice. Uneori se observă roci cu structura de trecere între andezit și microdiorit. Sînt roci masive de culoare cenușie-verzuie. Structura porfirică este evidentă datorită fenocristalelor tabulare cu dimensiuni apropiate. În jurul adîncimii de 100 m se trece la o rocă fină, cenușie, cu structura porfirică mai puțin evidentă.

La microscop structura porfirică este marcată de fenocristalele de plagioclaz și hornblendă.

Plagioclazul este complet alterat încît determinarea compoziției sale este dificilă. Pe toată coloana celor 500 m am observat o variație a compoziției între 28-40% An. Hornblendă este complet transformată, se recunoaște după contur. Cuarțul apare sporadic. Se disting cristale de dimensiuni medii dar mai ales microlite (pl. I, fig. 2, 3). Piroxenii au fost observați sporadic la unele adîncimi (749, 814, 949, 998, 1094 m). Ei au fost identificați după morfologie iar în cazul augitului și după macle.

Mașa fundamentală este întotdeauna alterată. În cazul lavelor structura este pilotaxitică pînă în jurul adîncimii de 1000 m și microlitică între 1000-1200 m.

Rocile intruziunilor ce străbat lavle au structura holocristalină granulară caracteristică microdioritelor. Acestea au fost observate la următoarele adîncimi: 940-960; 990-1000; 1015-1020; 1050-1060; 1090-1095 m.

Andezitul cu hornblendă și cuarț a suferit intense și variate procese de transformare hidrotermală. Acestea sînt propilitizarea, argilizarea, silicifierea, carbonatarea. Cea mai mare extindere o au cloritizarea și piritizarea. Pe primii metri (700-706) structura este ștearsă, andezitul căpătînd aspect de tut. Este argilizat, cloritizat și piritizat, iar pe fisuri se observă și calcit.

Pe toată coloana andezitul este străbătut de fisuri cu grosimi milimetrice și de lito-nașe care ajung excepțional la grosimea de 1 dm (m 735). Acestea sînt constituite din clorit, caolin, calcit și cuarț fără sulfuri. Plagioclazii sînt sericitizați, mineralele melanocrate sînt substituie prin clorit, calcit, pirită. Se remarcă abundența cuarțului secundar în cavitați de dizolvare și fisuri, uneori asociat cu clorit.

Parageneza neomineralelor, comună adîncimii 700-1200 m este clorit + minerale argiloase + sericit + calcit + cuarț + pirită ± sulfuri.

În acord cu Stanciu (1973) principala problemă a procesului hidrotermal ce se asociază erupției de andezite cu hornblendă și cuarț, o constituie acumulările de ankerit, dolomit și calcit, precum și prezența anhidritului.

⁹ Aceste roci nu își au corespondentul printre andezitele care aflorăază în aria vulcanică Gurghiu. Deși prezent sporadic, cuarțul indică o varietate de tranziție de la andezitul cu hornblendă la andezitul cuarțifer. Datele mineralogice nu pot fi susținute cu date petrochimice, deoarece datorită gradului avansat de alterare hidrotermală a rocii, analiza chimică nu este concludentă.



4. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A VULCANIELOR STRĂBĂTUTE DE FORAJUL STRUCTURAL EXECUTAT ÎN CRATERUL ȘUMULEU

Coloana litologică a forajului 35.501 (fig. 4) apare mult mai omogenă comparativ cu a forajului 35.502 (fig. 3). Aceasta deoarece forajul din craterul Șumuleu a străbătut zona de coș constituită din andezite cu hornblendă verde care spre partea inferioară trec la microdiorite.

Pe primii 92 m a fost întâlnită curgerea andezitului cu hornblendă verde. De aici tragem concluzia că ne situăm în zona apicală, de evazare a înrădăcinării, foarte probabil la nivelul primelor curgeri. Prin caracterele petrografice-mineralogice acest andezit se corelează cu cel situat la interiorul craterului Seaca-Tâtarca și străbătut pe primii 50 m de sonda 35.502.

Roca este de culoare cenușie-verzucă sau albicioasă. Megascopica structura nu este vizibilă, datorită alterării avansate. La microscop este evidentă structura porfirică, Fenocristalele de plagioclaz și hornblendă (3,6/2,7 mm și 1,12/0,8 mm) asociindu-se uneori, imprimă structura glomeroporfirică. Microstructura este necclară datorită alterației.

Plagioclazul este fisurat și alterat (argilizat și sericitizat). Hornblenda apare ca prisme uneori aciculare, opacizate marginal; este substituită de clorit. La acest andezit participarea plagioclazului și a hornblendei este aproape egală (tab. 2).

În masa fundamentală se disting microlite de plagioclaz, cristale de pirită, clorit și limonit (pl. II, fig. 2).

În general, pe această adâncime andezitul își menține coerența și structura fiind impregnat difuz cu pirită. Este străbătut de fisuri transversale cu grosimi sub 5 mm. Acestea sînt mai numeroase între 50—85 m și sînt umplute cu caolin, cuarț, calcit, pirită, marcasită. La metri 40 și 58 se observă breccifieri.

Între 92—305 m a fost întâlnit același andezit cu hornblendă verde în facies de corp; admitem că în jurul adîncimii de 100 m forajul a intrat în canalul de înrădăcinare. Acest fapt se evidențiază nu numai prin structura holocristalină dar și prin raportul dintre participarea procentuală a cristalelor și a pastei (tab.2).

Pe această adâncime roca este mai intens transformată. Procesul de propilitizare avansează pe verticală, astfel încît în jurul adîncimii de 250 m plagioclazul apare complet sericitizat și argilizat, hornblenda este înlocuită de clorit și calcit. Masa fundamentală este fin silicifiată, argilizată și piritizată, iar în cavitățile de dizolvare și pe fisurile milimetrice se observă: clorit, minerale argiloase, pirită, cuarț, calcit.

La adîncimile de 132 m, 170 m, 200 m, 240 m, 265 m, 278 m, roca prezintă importante breccifieri. Pe planele de fisurare se disting plaje de cuarț, calcit, pirită, marcasită, cristale de pirită și calcopirită.

Între 305—458 m apare andezitul cu hornblendă verde în facies de corp, intens breccifieriat aproape pe toată coloana.

Fisurile milimetrice sau filonașele (20—40 mm) din zonele cu breccifieri sînt alcătuite fie dintr-o alternanță de benzi milimetrice de caolin, silice, calcit, fie din fragmente de material argilos cimentat cu silice și pirită, bordat de calcit și silice. Blenda reprezentată prin cleofan și marmatit sau galena, constituie cristale idiomorfe dispersate în masa de calcit și silice. De asemenea, se observă mici droze tapisate cu cristale idiomorfe de pirită și galenă, sau zone cu pulbere de galenă în gongă de calcit.



TABEL

Compoziția mineralogică

Tip petrografic		Andezit cu hornblendă verde, lavă	Andezit cu hornblendă verde, corp	
Adâncimea		74 m	185 m	215 m
Fencristale și cristale cu dimensiuni intermedii	Plagioclaz	7,69	28,51	32,21
	Hornblendă	7,08	7,34	7,35
	Piroxenii	—	—	—
	Minerale opace și secundare	15,85	7,13	3,60
	Masă fundamentală	69,38	57,02	56,84
Total		100,00	100,00	100,00

Între adâncimile de 458—562 m la alcătuirea mineralogică a andezitului participă și piroxenii (1,35/0,6 — 0,36/0,28 mm) într-un procent cuprins între 1—3,70% (tab. 2). Aceștia au fost recunoscuți după morfologie a fi augit și hipersten. O altă particularitate a acestui andezit constă în prezența alături de hornblendă verde clorităzată a hornblendei complet opacizate.

Andezitul cu hornblendă verde, hornblendă opacizată și piroxenii este puternic brecciat între adâncimile de 535—458 m. Se observă fragmente de andezit argilizat și piritizat prinse de un liant argilos sau silicios. La metrii 478, 495, 529 se observă pirită, calcopirită blendă și galbenă.

La 588 m se trece prin intermediul unei zone de brecciere cu grosimea de 1 metru, la andezitul cu hornblendă verde propiritizat mai granular care se menține — cu unele varietăți ale structurii — pînă la metrul 805. În cadrul acestui andezit la 608,54—610 m și 641,20—643 m se observă filonașe cu grosimea vizibilă în carotă de 40 mm, alcătuite din benzi de silice, calci, pirită, caolin, în asociație cu pirită, blendă și galenă.

Între 731—736 m a fost întâlnită o breccie endogenă alcătuită din fragmente de andezit intens argilizat impregnat cu pirită, prinse de o matrice argilică, silicioasă sau piritosă. La metrul 769 se observă fisuri milimetrice cu plașe de pirită și pulbere de galenă.

Adâncimea de 805 m marchează trecerea la un microdiorit cu hornblendă verde propiritizat. Acest fapt se reflectă și în schimbarea raportului între participarea procentuală a cristalelor și masei fundamentale, la compoziția modală (tab. 2). Plagioclazul (An. 33—45) și hornblendă imprimă o structură porfirică evidentă. Se distinge trecerea de la structura holocristalină—mediu granulară la cea holocristalină porfirică. Aceleași transformări afectează cristalele și masa fundamentală. Ele conduc la apariția următoarei parageneză de neominerale: clorit + calcit + sericit + cuarț + pirită ± hidromice. Începînd cu 1150 m apare epidotul; la 1171 m se observă asociația epidot + pirită + hidromice.

Breccierile au fost observate la următoarele adâncimi: 949—974 m, 1005 m, 1168—1171 m. Pe fețele de fisurare se observă cuarț, calcit, pirită. Asociații de pirită și calcopirită uneori cu blendă apar la 1008, 1011, 1019, 1025, 1032, 1034, 1044, 1094 m.

Între 1185—1200 m roca este mai proaspătă (cu excepția intervalului 1196,90—1197,50 m unde apare puternic silicifiată) fiind parțial afectată de clorităzare, argilizare, sericitizare și piritizare. Notăm apariția constantă a epidotului în cristalele de hornblendă și în masa rocii.



LUL 2

modală. Forajul 35.501

Andezit cu hornblendă verde și piroxeni, corp		Andezit cu hornblendă verde, corp	Microdiorit cu hornblendă verde			
485 m	502 m		584,62 m	805 m	956 m	1195 m
20,84	19,03	25,15	41,54	47,52	42,29	48,19
5,94	5,07	8,04	7,76	6,63	5,02	1,61
3,70	1,06	—	—	—	—	—
8,34	13,53	16,67	11,35	9,24	7,17	7,39
61,18	61,31	49,84	39,35	36,61	45,52	42,81
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

5. OBSERVAȚII PRIVIND MINERALIZAȚIA

Datele ce rezultă din cartările geologice, dar în special din lucrări miniere și de foraj, arată că vulcanismul din regiune a fost însoțit în anumite momente ale desfășurării sale de o importantă activitate hidrotermală. Aceasta este asociată în exclusivitate zonelor crateriale, înrădăcinărilor din infrastructura edificiilor vulcanice.

Zonele de fisurare din interiorul precum și din jurul neck-urilor au constituit căi de acces favorabile drumului ascendent al hidrotermelor care în unele secvențe au fost purtătoare ale mineralizației.

În cadrul edificiilor vulcanice Seaca-Tătarca și Șumuleu activitatea hidrotermală și metalogenetică se asociază erupțiilor de andezite cu hornblendă (uneori cuarțifere), subordonat erupțiilor de andezite cu hornblendă și piroxeni.

În forajele de 1200 m — 35.501 și 35.502 — a fost întâlnită o mineralizație care constă din impregnații, plaje și filonașe de sulfuri polimetalice de origine hidrotermală.

Studiul megascopie și microscopic al carotelor arată că mineralele metalice sînt reprezentate prin: pirită, marcasită, blendă, galenă, calcopirită, mispichel. Ganga este constituită din cuarț, carbonat, anhidrit și gips.

Pirită este mineralul metalic cel mai răspîndit. Apare ca impregnații, plaje, filonașe milimetrice sau submilimetrice. Au fost observate două generații de pirită. Prima generație formează plaje sau agregate străbătute sau umplute cu calcit și anhidrit. A doua generație este reprezentată de cristale hipidiomorfe mai rar idiomorfe ce se asociază cu carbonații (pl. 11, fig. 3).



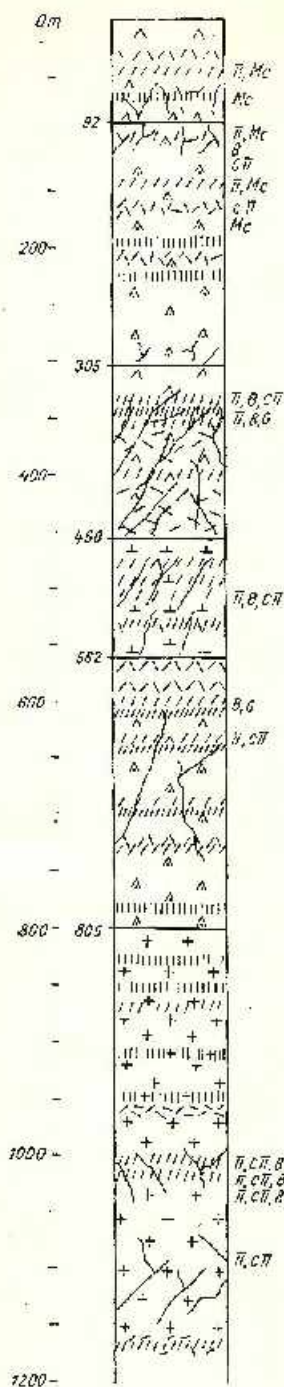


Fig. 4. — Coloana litologică a sondei 35.501, sc. 1 : 5.000.

1. andezit cu hornblendă verde; a, lavă; b, corp; 2. andezit cu hornblendă ± piroxen; 3. microdiorit cu hornblendă; 4. breșiere; 5. argilizare; 6. carbonatare; 7. silicificare; 8. fisuri și filonase; P: pirită; Mc, marcasită; Cp, calcopirită; B, blenă; G, galenă.

Lithologic column — borehole 35.501. sc. 1 : 5.000.

1. green hornblende-andesite; a, lava; b, body; 2. hornblende + pyroxene-andesite; 3. hornblende-microdiorite; 4. brecciation; 5. argillization; 6. carbonatation; 7. silicification; 8. fissures and veins; P: pyrite; Mc, marcasite; Cp, chalcopyrite; B, sphalerite; G, galena.



Marcasita apare în asociație cu pirită pînă la 375 m în forajul 35.501 și pînă aproape de 1000 m adîncime în forajul 35.502. Marcasita prezintă textura colomorfă, rezultată din depunerii succesive.

Blenda a fost identificată în special în forajul 35.501, la diferite adîncimi (310—330 m; 350 m, 310 m, 610 m, 640 m, 1000—1060 m); în forajul 35.502 apare la 1100 și 1177 m. Fiind mai nouă, înconjoară cristalele de pirită, corodîndu-le uneori. Este reprezentată frecvent prin varietatea cleiofan.

Galena apare ca plaje neregulate, întim asociată cu calcopirită; uneori este inclusă în pirită sau în blendă. Galena a fost întilnită numai în forajul 35.501 la adîncimi: 309—458 m, 478 m, 494 m, 509 m, 513 m, 535—545 m, 608 m, 641 m.

Calcopirită apare de asemenea ca plaje cu contururi neregulate (pl. II, fig. 3). Formează concreșteri cu pirită pe care o corodează; cînd se asociază cu blendă este mulată de acest mineral sau formează incluziuni granulare în masa lui. A fost întilnită calcopirită în forajul 35.501 între 127—131 m și sporadic la adîncimi mai mari (fig. 4), iar în forajul 35.502 la adîncimea de 1170 m (fig. 3).

Mispichelul apare în cristale idiomorfe cu contururi rombliche, rar izolate și de cele mai multe ori formînd agregate uneori cu structura penată. Este întim asociat cu blendă care îl însoțește și de asemenea cu galena care-l include, substituindu-l parțial. A fost depistat în forajul 35.501 la 311 m și 356 m.

Sintetizînd datele de observație rezultate în urma cercetării carotelor celor două foraje structurale rezultă că indicațiile de mineralizare sînt mai interesante în sonda din craterul Șumuleu. Ele se asociază zonelor de brecifiere intens hidrotermalizate care apar pe 157 m între 305—458 m. Între 127—132 m este caracteristică asociația pirită + calcopirită iar la adîncimile: 309—458, 478, 494, 509, 513, 535—545, 608, 641—610; 641,20—643 metri a fost observată asociația pirită + blendă + galenă + mispichel sau pirită + blendă ± galenă ± calcopirită. Slabe indicații de mineralizare reprezentate prin paragonoza pirită + calcopirită ± blendă au fost întilnite și la adîncimea cuprinsă între 1000—1100 m.

În forajul 35.502 Seaca-Tătara începînd cu adîncimea de 500 m apare pirită, uneori în asociație cu marcasita. Abia în apropierea adîncimii finale (1175 m) a fost observată asociația pirită + calcopirită + blendă.

Pentru cunoașterea mai completă a mineralizației, studiul calcografic a fost completat cu cel geochemic. În acest scop au fost executate 19 analize spectrale semicantitative¹⁰ pentru Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Ga, As, Ni, Co, Cr, V (tab. 3).

Au fost analizate probe reprezentînd indicațiile de mineralizație frecvent întilnite și anume: plaje cruste sau filonașe de pirită căreia i se asociază subordonat cristale de calcopirită, blendă și galenă.

¹⁰ Analizele au fost executate de Constanța Udrescu căreia îi exprimăm recunoștințe mulțumiri.



TABELUL 3

Elemente majore și minore în atolezite hidrotermalizate cu indizații de mineralizare. Analist: Constanța Udrescu.

Nr. cml.	Proba	Aditiv cimca	p.p.m.							p.p.m.						
			Cu	Pb	Zn	Ag	Cd	Mo	Ga	As	Ni	Cu	Cr	V		
1	13	120	25	26	<300	<1	n.d.	n.d.	24	n.d.	n.d.	8	n.d.	22		
2	16	131	25	34	460	<1	n.d.	n.d.	20	n.d.	n.d.	34	n.d.	21		
3	37	311,86	250	1200	11000	5,5	100	1000-3000	13	1000-3000	n.d.	7	5-10	12		
4	38	"	320	32	950	<1	n.d.	n.d.	<10	n.d.	n.d.	7	n.d.	<10		
5	107	322,40	150	3400	15000	3	30-100	n.d.	13	n.d.	12	15	11	11		
6	109	341	540	32	300	<1	n.d.	n.d.	20	n.d.	21	34	15	34		
7	124	429	300	200	1000	<1	n.d.	n.d.	13	5	20	91	25	33		
8	64	610	50	190	1600	<1	n.d.	n.d.	12	32	10	9	13	15		
9	69	653	120	25	360	<1	n.d.	n.d.	20	n.d.	24	88	42	32		
10	94	877	<10	200	450	1	n.d.	n.d.	19	n.d.	n.d.	42	n.d.	18		
11	114	947	<10	550	1150	1	n.d.	n.d.	12	n.d.	n.d.	60	n.d.	18		
12	155	1054	280	80	<300	1,5	n.d.	300-1000	10	40	n.d.	180	n.d.	12		
13	167	1155	110	<10	<300	<1	n.d.	n.d.	18	n.d.	n.d.	88	n.d.	17		
14	174	1171	<10	28	<300	1	n.d.	n.d.	14	n.d.	n.d.	6	n.d.	16		
15	1197,50	1197,50	360	26	<1	<1	n.d.	n.d.	<10	n.d.	n.d.	5	n.d.	16		
16	637	637	180	25	360	<1	n.d.	n.d.	20	n.d.	n.d.	45	94	65		
17	749	749	110	15	400	<1	n.d.	n.d.	19	n.d.	n.d.	38	180	52		
18	810	810	90	48	500	<1	n.d.	n.d.	15	n.d.	14	12	32	44		
19	827	827	135	16	340	<1	n.d.	n.d.	23	n.d.	10	42	5-10	62		

Observații: n.d. — nedetectat; limite de detecție:

Cd = 30-100; Mo = 5; Cr = 5-10; Ni = 10; As = 300.

Probele cu nr. crt. 1-15 provin de la sonda 35,501; cele cu nr. 16-19 provin de la sonda 35,502.

Am considerat analiza spectrală singură în măsură să indice compoziția chimică a soluțiilor care au generat mineralizația. Pornind de la aceste considerații nu au fost analizate spectrul filonașele cu minereu compact sau agregatele de cristale de blendă și galenă, unde este evidentă compoziția soluțiilor și bogăția lor în mineralizatori.

Probele provin din ambele foraje, de la toate adâncimile unde au fost observate indicații de mineralizare. Datele analitice sînt mult mai numeroase pentru forajul 35.501 Șumuleu deoarece aici au fost sesizate mai multe intervale cu mineralizări, care cuprind aproape întreaga coloană de foraj.

Repartiția elementelor majore Cu, Pb, Zn în cadrul mineralizației.

La forajul 35.501 se remarcă o distribuție capricioasă a elementelor Cu, Pb, Zn. Conținutul de Cu este cuprins între <10—540 p.p.m. Valori mai importante apar la adâncimile de 311,86 m; 341 m; 429 m, 1197,50 m. Pentru Pb se remarcă valori cuprinse între <10—3400 p.p.m. La adâncimile de 311,86 m, 322,40 m, 949 m, apar conținuturile cele mai ridicate. Valorile Zn variază între <300 și 15.000 p.p.m.

Conținuturi de peste 1000 p.p.m. au fost înregistrate la adâncimile 311,86 m, 322,40, 618 m, 947 m. Pe întreaga adâncime investigată se remarcă o corelație între conținuturile ridicate de plumb și cele de zinc. Acestea apar în zonele de intensă transformare hidrotermală. Pe de altă parte, se constată că între conținuturile de cupru și cele de plumb și zinc nu există o corelație. Totuși, cele mai importante conținuturi ale celor trei elemente majore se observă între 311,86 m și 429 m.

Accastă indicație a studiului geochimic este în acord cu datele studiului petrografic care recomandă intervalul 305—458 m ca cel mai interesant din punct de vedere al alterației hidrotermale și al indicațiilor de mineralizare.

La forajul 35.502 Seaca-Tătarca au fost înregistrate conținuturi mult mai mici. Acestea sînt cuprinse între 340—500 p.p.m. la zinc, 15—48 p.p.m. la plumb și 90—180 p.p.m. la cupru. Și în cazul acestui foraj nu se observă corelația conținutului celor trei elemente majore sau variația acestuia cu adâncimea.

Repartiția elementelor minore în sulfuri. Apariția unor conținuturi mai interesante de argint este în general în corelație cu valorile mari ale plumbului (tab. 3) și trădează prezența galenei în parageneză. În același mod conținuturile de cadmiu se corelează cu valorile mari ale zincului, evidențiind participarea blendei.



Conținuturile importante în arsen la adâncimile de 311,86 (1000—3000 p.p.m.) și de 1054 (300—1000 p.p.m.) pot fi considerate un indicator al prezenței mispichelului și tetraedritului în parageneză.

Conținuturile variate de Ni, Co, Cr, V, distribuția lor capricioasă pe verticală, precum și faptul că nu se corelează în cadrul aceleiași probe, reflectă participarea cantitativă diferită a piritei, calcopiritei și blendei.

Urmărind în paralel distribuția Ni și a Co remarcăm faptul că la valori ridicate ale cobaltului corespund valori mult mai mici ale nichelului; la majoritatea probelor Ni este sub limita de detecție.

Galiul este prezent în toate probele analizate fiind un substituent al aluminiului din silicații care participă la gangă.

Unele conținuturi de Mo depistate la 429 m, 610 m, 1054 m ar putea fi puse pe seama calcopiritei.

Din studiul geochimic rezultă că mineralizația de sulfuri polimetalice din edificiile vulcanice Seaca-Tătarca și Șumulcu este asemănătoare celei identificate până în prezent în munții Călimani (Colibița, Dornișoara, Stinceni).

În toate sectoarele este caracteristică paragenza pirită, blendă, calcopirită, galenă, marcasită. Atrage atenția faptul că în cadrul mineralizației din munții Călimani, spre deosebire de munții Gurghiu, apar în mod frecvent pirotina și mispichelul. Aceasta se explică prin faptul că mineralizația din munții Călimani este asociată unor corpuri subvulcanice.

De altfel, trebuie remarcat faptul că mineralizația din munții Gurghiu se asociază primelor erupții ale etapei a II-a din desfășurarea vulcanismului și se încadrează la o altă fază de mineralizare. Totodată, această mineralizație se deosebește de aceea asociată erupțiilor ulterioare și ultime de andezite piroxenice sau de andezite cu hornblendă biotit ± cuarț (tab. 4).

Indicațiile studiului calcografic și geochimic privind compoziția soluțiilor metalizante permit a se face și unele aprecieri asupra temperaturii acestora. Astfel, lipsa pirotinei, apariția sporadică a mispichelului, prezența marcasitei, conținuturile mici de nichel și cobalt, par să indice caracterul mezo-epitermal al mineralizației. Această observație este în acord cu poziția mineralizației în infrastructura edificiului la o adâncime de cel puțin 1500 m în raport cu apexul conului vulcanic.

6. STRUCTURA EDIFICIILOR VULCANICE ȘI EVOLUȚIA VULCANISMULUI

Prin executarea programului de foraje de 1200 m, au fost obținute informații valoroase privind cunoașterea structurii de adâncime a edificiilor vulcanice Seaca-Tătarca și Șumulcu. Corelarea acestor informații cu cele



geologice de suprafață precum și cu datele gravimetrice vinc în sprijinul încercărilor ce se impun cu necesitate de a descifra structura vulcanilor și modul în care a evoluat desfășurarea proceselor eruptive, cu scopul de a obține informații cât mai riguroase privind procesele metalogenetice asociate (localizarea căilor de acces, caracterul soluțiilor, zona optimă de mineralizare).

Deși amplasate în zona presupusă de stîlp a aparatelor vulcanice forajele au furnizat date sensibil diferite, așa cum se va arăta în continuare.

În craterul Seaca-Tătarca forajul a străbătut zona din apropierea coșului, constituită dintr-o alternanță de andezite și piroclastite andezitice. Interpretarea datelor obținute prin studiul petrografic al carotelor și corelarea lor cu cele cunoscute din cercetări anterioare (Rădulescu et al., 1964), ne-a condus la elaborarea imaginii structurii de ansamblu a edificiului vulcanic, pe care o prezentăm în planșa IV.

Considerațiile asupra structurii aparatului se extind pe o adîncime de 1737 m. Aceasta rezultă din însumarea datelor de suprafață (357 m între cota cea mai ridicată a buzei craterului — 1777 m — și cea a amplasamentului forajului — 1240 m) și din foraj (1200 m).

Avînd în vedere cotele cele mai ridicate la care apar azi produsele, înclinarea curgerilor superioare, dinamica eroziunii și perioada de timp în care s-a desfășurat — în Cuaternar — apreciem înălțimea conului între 2000—2400 m.

Suprastructura edificiului are o grosime de circa 1000 m. Este alcătuită dintr-o alternanță de lave și piroclastite. La baza ei se află lavele andezitului cu hornblendă verde (inferioare), care au fost străbătute de foraj pe 160 m. Aceleași andezite se află în baza suprastructurii altor aparate vulcanice din munții Gurghiu. Ele au fost considerate de Rădulescu et al. (1964) primele manifestări efuzive din seria erupțiilor care au generat suprastructura masivului Gurghiu.

Peste andezitele cu hornblendă verde se dispune un complex strato-vulcanic predominant efuziv la partea sa inferioară (107 m grosime) și predominant exploziv la partea sa superioară (197 m grosime). Este alcătuit dintr-o alternanță de lave și piroclastite avînd compoziția andezitului cu hornblendă verde + piroxeni. Notăm că grosimea piroclastitelor în foraj este apropiată de cea apreciată prin cartarea geologică (200 m).

Totodată, este asemănătoare grosimilor determinate în forajele de mică adîncime săpate în pîrul Găinușa (192—260 m). Urmează lavele și piroclastitele vizibile în pereții craterului. Acestea sînt în ordinea erupției: andezite cu hornblendă verde (superior), andezite cu hornblendă verde



rezorbită și piroxeni, piroclastitele lor, andezite cu piroxeni și piroclastitele lor.

În ceea ce privește produsele situate sub andezitele cu hornblendă verde (inferioare), așa cum am arătat în capitolul anterior ele prezintă caractere petrografice-mineralogice diferite, deosebindu-se și sub aspectul transformărilor hidrotermale.

Pornind de la considerente de ordin regional care situează andezitul cu hornblendă verde (inferior) la baza compartimentului superior strato-vulcanic, al masivului Gurghiu, atribuim produsele situate sub acesta unor erupții mai vechi. În limitele informațiilor furnizate de foraj ultimele manifestări din seria acestor erupții vechi au avut compoziția unui andezit cu hornblendă \pm piroxeni. Acesta formează un pachet de lave a cărui grosime în foraje este de 180 m.

Mai vechi sînt andezitele cu hornblendă opacitizată și piroxeni tip Tarnița. Prezintă caractere petrografice cu totul deosebite, sîntem obligați să ne imaginăm proveniența lor dintr-un alt centru de erupție. Acesta ar aparține de asemenea infrastructurii edificiului Seaca-Tătarea. Ne imaginăm amplasamentul său în apropierea canalelor de emisie ale celorlalte produse și admitem proveniența materialului andezitic din aceeași vatră.

Investigațiile noastre se opresc într-o stivă groasă de andezite amfibolice cuarțifere. Numeroasele apariții de roci microdioritice și roci andezitice cu structura apropiată de cea microdioritică, întilnite pe intervalul cuprins între 277—1090 m, le interpretăm ca apofize ale coșului.

Natura și intensitatea transformărilor hidrotermale vizibile pe toată coloana între 490—1200 m, permit a se aprecia că ne situăm cu forajul în apropierea canalului de alimentare și a zonei cu eventuale mineralizații.

Poziția canalului de emisiune a produselor infrastructurii edificiului — așa cum este figurată în planșa IV — este controlată în primul rînd de datele forajului. Canalul de alimentare al produselor mai noi (care au edificat suprastructura aparatului), se situează probabil pe amplasamentul celui vechi. Aceasta, admitînd că erupțiile s-au manifestat pe fracturile vechi reactivale. Poziția sa este controlată de datele cartării geologice și de cele oferite de forajele 20.804 și 20.806, care au pus în evidență o înrădăcinare a andezitului cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni pe culmea dintre pîriul Găinușa și pîriul Tătarea (fig. 2a).

Luînd în considerare datele cartării geologice și gravimetrice, admitem că pentru erupțiile de andezit cu piroxeni canalul de alimentare se situează în partea central-internă a depresiunii crateriale, probabil mai la

nord de amplasamentul sondei 35.502; el nu a putut fi depistat prin cartarea geologică, fiind acoperit de materialul de umplură recent.

Imaginea structurală prezentată, explică extinderea și amploarea anomaliilor gravimetrice cartată în interiorul craterului (fig. 1). Poziția apexului maximum-ului în partea centrală a anomaliilor, corespunde zonei în care se situează înrădăcinările. Efectul conjugat al acestora și al structurii mascate care se situează la 500 m sub depresiunea craterială, comandă efectul major al anomaliilor.

Apreciem că mineralizația s-ar putea localiza la o adâncime de peste 500 m, probabil chiar la o adâncime de peste 1000 m în raport cu nivelul actual de eroziune atins în zona craterială. Ea este asociată unei structuri mascate din infrastructura edificiului vulcanic, probabil zonei de înrădăcinare a andezitului cu hornblendă ± piroxeni și a andezitului cu hornblendă și cuarț.

Eventuale mineralizări legate de erupții mai noi, în primul rând de andezitul cu hornblendă verde superior (pentru care există unele indicații la suprafață) ar putea fi asociate de asemenea zonei sale de înrădăcinare. Aceasta nu a fost pusă în evidență prin lucrările executate pînă în prezent.

Forajul structural executat în craterul Șumuleu a străbătut — foarte probabil — încă de la început canalul de emisie al andezitului cu hornblendă verde.

Din corelarea datelor cartării geologice cu cele oferite de sonda 35.501, luînd în considerație și rezultatele prospecțiunii gravimetrice am reprezentat schematic imaginea structurii edificiului vulcanic (pl. V). Ne putem imagina structura pe o adâncime de aproape 1600 m care rezultă din însumarea datelor de suprafață (390 m între cota cea mai ridicată a buzei craterului — 1575 m vîrfurile Șumuleu Mare — și cea a amplasamentului forajului, 1185 m) și din foraj (1200 m); spre deosebire de aparatul Seaca-Tătarea acestea din urmă privește numai coșul vulcanului. În reprezentare ne referim în mod deosebit la suprastructură, deoarece aceasta este accesibilă cercetărilor. Pe baza considerațiilor de ordin regional precum și a rezultatelor forajului, presupunem prezența în infrastructura vulcanului a produselor aparținînd unei activități mai vechi. Probabil, aceasta s-a desfășurat în prima etapă vulcanică, în Pannonian-Pliocen inferior, cînd s-a edificat formațiunea vulcano-sedimentară.

Ca și în cazul vulcanului Seaca-Tătarea, problema majoră a cercetărilor o constituie localizarea canalului, eventuala canalelor de alimentare deoarece acestora li se pot asocia în primul rând mineralizări interesante din punct de vedere economic. Poziția și extinderea canalului de emisie

al andezitului de hornblendă verde este controlată de datele sondei 35.501 precum și de cele gravimetrice și geochimice. Deoarece această rădăcină s-a dovedit a fi interesantă din punct de vedere metalogenetic, obiectivul cercetărilor viitoare ar fi conturarea ei, cercetarea nivelului optim de mineralizare, în vederea depistării unor acumulări de interes economic.

Din interpretarea rezultatelor conjugate ale prospecțiunii geologice și gravimetrice, admitem prezența canalului de emisie al andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni la sud — sud-est de amplasamentul sondei 35.501 (fig. 1).

Existența acestor rădăcini — care spre deosebire de situația vulcanului Seaca-Tătarca nu se suprapun decât parțial (pl. V b) — explică efectul anomal, pus în evidență în partea sudică a depresiunii crateriale.

Considerăm că imaginea structurală pe care o prezentăm pentru edificiul Șumuleu (ca și pentru edificiul Seaca-Tătarca), fundamentează datele gravimetrice în ceea ce privește poziția și amploarea anomaliilor de maximum în general, a apexului acesteia în special.

În ceea ce privește canalul de emisiune al andezitelor cu piroxeni, existența sa este presupusă la nord de amplasamentul sondei 35.501, tot în zona central-internă a craterului, sub materialul de umplură recent.

7. CONCLUZII

Activitatea geologică complexă desfășurată în perioada 1956—1968 în partea centrală și de sud-est a munților Gurghiu a condus la descifrarea structurii geologice și a evoluției vulcanismului din regiune, la obținerea unor indicații certe privind existența unei activități metalogenetice. Un aport deosebit la elucidarea problemelor privind structura de adâncime a edificiilor vulcanice, caracterul activității hidrotermale și metalogenetice, l-au adus forajele executate în craterele Seaca-Tătarca și Șumuleu. Din corelarea rezultatelor cercetărilor geologice și geofizice cu cele obținute prin foraje se desprind următoarele concluzii privind vulcanismul și metalogeneza asociată acestuia.

1. La alcătuirea geologică a părții centrale și de sud-est a munților Gurghiu participă în exclusivitate roci vulcanice reprezentate prin: andezite și microdiorite cu hornblendă și cuarț, andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă brună, andezite cu hornblendă și piroxenia, andezite cu piroxeni, roci piroclastice și epiclastice având compoziții vulcanitelor andezitice masive.



2. Rocile vulcanice aparțin celor două compartimente structurale ale masivului Gurghiu: compartimentul vulcanic inferior (vulcano-sedimentar) și compartimentul vulcanic superior (stratovulcanic).

Compartimentul structural superior este foarte bine reprezentat în regiune și cuprinde produsele vulcanice ale unor importante aparate din munții Gurghiu și anume: Seaca-Tătarca, Șumuleu, Fierăstraie, Ciurmani (fig. 1). În cadrul acestor aparate s-a desfășurat o activitate vulcanică mixtă preponderent efuzivă. Succesiunea erupțiilor s-a produs de la andezite cu hornblendă la andezite cu piroxenii.

3. Structurile vulcanice marchează un aliniament vulcano-tectonic orientat WNW-ESE, care este unul dintre cele mai importante din munții Gurghiu. Acesta se continuă spre nord în caldera Fintel-Lăpușna, iar spre est în craterul Ostorog (munții Harghita).

4. Vulcanismul din regiune a fost însoțit — în anumite momente ale desfășurării sale — de o activitate hidrotermală și metalogenetică. Aceasta este asociată în exclusivitate zonelor crateriale, foarte probabil înrădăcinărilor din infrastructura edificiilor vulcanice. Zonele de fisurare din interiorul precum și din jurul neck-urilor au constituit căi de acces favorabile drumului ascendent al hidrotermelor.

Activitatea hidrotermală este asociată erupțiilor de andezite cu hornblendă și subordonat erupțiilor de andezite cu hornblendă și piroxenii și de andezite cu piroxenii. Pentru vulcanii Seaca-Tătarca și Șumuleu această activitate a însoțit înaintea erupției andezitului cu piroxenii.

Procese de metamorfism hidrotermal din teritoriu sînt: propilitizarea, silicifierea, argilizarea, sericitizarea, carbonatarea, uneori anhidritizarea.

5. Mineralizația din edificiile vulcanice Seaca-Tătarca și Șumuleu constă din impregnații, plaje și filonase de sulfuri polimetalice de origine mezoepitermală. Ea este asemănătoare celei identificată pînă în prezent în alte regiuni ale lanțului eruptiv (Colibița, Dornîșoara, Stănceni — munții Călimani), dar aparține unei alte faze metalogenetice (tab. 4).

6. Datorită faptului că forajul 35.502 Seaca-Tătarca a străbătut edificiul stratovulcanic în apropierea canalului de alimentare, a putut fi descifrată structura sa de ansamblu. De asemenea, au putut fi sesizate hidrotermalizări mai intense și indicații de mineralizare începînd cu adîncimea de 488 m.

Din corelarea datelor geologice-structurale, petrografice și metalogenetice, se poate aprecia că în edificiul Seaca-Tătarca eventuale mineralizări se localizează la adîncimi de peste 500 m, probabil chiar de peste

1000 m, în raport cu nivelul actual de eroziune atins în zona craterială. Mineralizația este asociată unei structuri mascate din infrastructura edificiului vulcanic, probabil zonei de înrădăcinare a andezitului cu hornblendă ± piroxenii și andezitului amfibolic cuarțiter. Eventuale mineralizații legate de erupțiile mai noi, ar putea fi asociate zonei de înrădăcinare a andezitului cu hornblendă verde și andezitului cu hornblendă verde rezorbită și piroxenii. Punerea în evidență a acestor mineralizații și aprecierea importanței lor economice va trebui să se afle în atenția cercetărilor viitoare.

7. Cu sonda 35.501 Șumuleu a fost cercetată o porțiune din canalul de alimentare la nivelul erupției andezitului cu hornblendă verde. Activitatea hidrotermală a fost generală dar de intensitate variată. Zonele de intensă brecciere care apar pe intervalele cuprinse între 305—458 m și 590—700 m reprezintă singurele care din punct de vedere termodinamic s-au comportat ca sisteme deschise pînă la sfîrșitul procesului hidrotermal. Pe aceste intervale au fost observate cele mai interesante indicații de mineralizare. Este caracteristică parageneza pirită + blendă + galenă ± calcopirită ± mispichel.

Pentru aparatul vulcanic Șumuleu intervalul 305—458 m, pare a corespunde zonei optime de mineralizare care va trebui să se afle în atenția cercetărilor viitoare.

BIBLIOGRAFIE

- Green J., Short N. M. (1971) Volcanic landforms and surface features — A photographic atlas and glossary. *Springer-Verlag*, 519 p. Berlin Heidelberg, New York.
- Grigore I. (1957) Studiu geologic și petrografic asupra munților Gurghiu. București.
- Jaggard T. A. (1947) Origin and development for craters. *Mem. geol. Soc. Amer.* 21, 508 pp. Baltimore.
- Jucički I. V. (1971) Osnovi paleovulkanologii. *Izd. Nauka* Vol. I, 479 p, vol. II 382 p. Moskva.
- Nichita O., Botz Cornelia. (1959) Sur la géologie et la minéralisation de „Izvorul Colbului” région Colibița Monts Călimani. *Bul. Inst. politehnic Iași*, V, 12, Iași.
- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *St. tehn. econ.* I, 4 București.
- Peltz Margareta (1970) Contribuții petrografice și paleovulkanologice la cunoașterea părții de sud-vest a munților Gurghiu. *D. S. Com. Stat Geol.* LVI (1968—1969). București.
- Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în munții Gurghiu-lui de SE. *D. S. Com. Stat Geol.* XLV (1957—1958) București.
- Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Stat Geol.* XXXIII, București.

- Peltz S., Stanciu Constantina. (1973) Neogene Volcanism in the East Carpathians (Călimani — Gurghiu — Harghita Mts.) *Guide to Exc. 2AB, Symposium Volcanism and Metallogenesis. București.*
- Stanciu Constantina (1973) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale vulcanitelor neogene din munții Gurghiu. *An. Univ. București XXII.*
- Suceavă M., Proca A., Fotopoles S. (1968) Anomalia gravitației în munții vulcanici Călimani Gurghiu — Harghita. *St. cerc. geol., geof. geogr., seria Geofizică T.6 tr. 2 București.*
- Tănăsescu Lucia (1971) Date asupra prezenței anhidritului în depozitele hidrotermale din munții Gurghiu. *St. cerc. geol., 16. București.*
- * * * Metodika kartirovania vulkaniceskih formații. Culegere de articole (1969) *Izd. Nauka, 152 p. Moskva.*

SOME RESULTS OF STRUCTURAL DRILLING IN THE GURGHIU MOUNTAINS

Summary

Within the Seaca-Tătarea and Șumuleu craterial areas in the Gurghiu Mts. two drillings of 1200 m were carried out (Fig. 1). These drillings yielded valuable information as to the structure of volcanic edifices, and the manifestation mode of hydrothermal and metallogenic processes.

Aiming at the supplementation of geological knowledge on Seaca-Tătarea and Șumuleu volcanoes, these drillings have been carried out subsequently to a previous correlation of data resulted from geological, geophysical and geochemical researches.

The volcanic apparatus we are referring to are located in the central and eastern part of the Gurghiu Mts, and pertain to the upper structural compartment of the volcanic edifice. The latter includes the products of the last stage (Upper Pliocene-Pleistocene?) of the volcanic activity unfolded in the Călimani-Harghita area. During this time interval, hornblende-andesites, hornblende-pyroxene-andesites, pyroxene-andesites, andesitic pyroclastics have erupted. Pyroxene-andesites cover the most important areas of the territory, being followed by hornblende-andesites and hornblende-pyroxene-andesites. Seaca-Tătarea and Șumuleu volcanic apparatus together with Ciurani and Fierăstraie volcanoes from the same region, are marking a major volcano-tectonic alignment trending WNW-ESE (Fig. 1). This alignment is continuing northwards in the Fierci-Lăpușna Caldera (Gurghiu Mts), and eastwards in the Ostoros volcano (Harghita Mts).

The structural drilling emplaced in the Seaca-Tătarea crater crossed following andesitic volcanics (Fig. 3, Plates IV, V), upper green hornblende-andesite and its pyroclastics (0—330 m); lower hornblende-andesite (330—490 m); hornblende ± pyroxene-andesite (490—680 m); opacitized hornblende-pyroxene-andesite (680—700 m); hornblende-quartz-andesite (700—1200 m) which is pierced by hornblende-quartz-microdiorite (940—960; 990—1000—1015—1020; 1050—1060; 1090—1095 m).

The structural drilling from the Șumuleu crater crossed the neck-zone consisting of green hornblende-andesite (0—800 m) and green hornblende-microdiorite (800—1200 m) (Fig. 4, Plate V).



Plates IV and V present in the whole the structure of Seaca-Tâtarca and Șumaleu volcanic edifices. This image was worked out by correlating geological and gravimetric data with those obtained by studying the structural drillings.

Owing to a drilling of 1200 m in the Seaca-Tâtarca crater, valuable information could be obtained as regards the depth structure of this volcano. The data obtained are the more interesting since the drilling did not cross the neck but its neighbouring zone, consisting of a variety of andesites and andesitic pyroclastics.

The investigations on the structure could be extended along a depth of 1737 m. The latter results from the totalizing of surface data (537 m between the most elevated height of the basement of the crater — 1777 m — and that of the location of the drilling — 1240 m) and those from drilling (1200 m). Taking into account the most elevated heights where the products occur today, the inclination of upper lava flows, dynamics of erosion and the time interval of its unfolding (the Quaternary) we evaluate the height of the cone between 2000 — 2400 m.

The thickness of the superstructure is of about 1000 m. It is built up of an alternation of lavas and pyroclastics. At the basement of the superstructure there are found green hornblende-andesites (160 m in thickness). The green hornblende-andesites are overlain by a predominantly effusive stratovolcanic complex in its lower part (107 m thick) and predominantly explosive in its upper part (197 m thick). It is built of an alternation of lavas and pyroclastics consisting of green hornblende \perp pyroxene-andesites.

There follow lavas and pyroclastics visible in the walls of the crater: green hornblende-andesites, resorbed green hornblende pyroxene-andesites, their pyroclastics, pyroxene-andesite and its pyroclastics.

Starting from grounds of regional order due to which the green hornblende andesite in the Gurghiu Mts is situated at the basement of the stratovolcanic compartment, we assign the products underlying this andesite to older eruptions. According to informational data furnished by drillings the last manifestations of the sequence of these old eruptions had the composition of a hornblende \pm pyroxene-andesite (180 m). Opacitized hornblende-pyroxene-andesites are older. As they present wholly peculiar petrographic features, we are obliged to presume that they have proceeded from an other eruption centre (Plate III).

Our investigations came to an end with a thick pile of hornblende-quartz-andesite. Numerous occurrences of microdiorites encountered in the interval comprised between 877—1090 m may be interpreted by us as apophyses of the neck.

Both the nature and the intensity of the hydrothermal alterations, conspicuous along the whole column between 420—1200 m, allow to state that the drilling is situated near the neck and also a zone with eventual mineralizations.

The position of the neck as figured on Plate IV is controlled first by the drilling data. The neck of younger products (which built up the superstructure of the apparatus) is probably situated on the emplacement of the old one. This in case we admit that the eruptions have displayed along old reactivated fractures. Its position is controlled by boreholes 20,804 and 20,806, which intercepted the neck (Fig. 2a) of the resorbed green hornblende-pyroxene-andesite.

Taking into account the data of the geological and gravimetric mapping we admit that for eruptions of pyroxene-andesite the neck is also located in the central inner part of the craterial depression, being covered by material of recent filling.



When correlating the geological mapping data with those yielded by the borehole 35,501, we can imagine the structure of the Şumuleu volcanic edifice at a depth of approximately 1000 m, which resulted from totalizing the surface data (390 m between the most elevated heights of the rim of the crater — 1575 Şumuleu Mare — and that of the location of the drilling — 1185 m), as well as the drilling ones. In contrast with the Seaca-Tătarca apparatus these data are relating only to the vent of the volcano.

In Plate IV we are in particular referring to the superstructure as it may be easily investigated. Relying on considerations of regional order as well as on results yielded by drillings we assume the presence of products pertaining to the volcano-sedimentary compartment in the infrastructure of the edifice.

The position and the extension of the emission channel of hornblende-andesites is controlled by borehole 35,501 and gravimetrical data (Plate Va).

When interpreting the correlated results of the geological and gravimetrical data, we admit the presence of the vent of the resorbed green hornblende-pyroxene-andesites south-south-east of the borehole 35,501 emplacement (Fig. 1).

The neck of the pyroxene-andesites is probably located north of the borehole 35,501 in the central inner zone of the crater, below the recent filling material too.

The volcanism is accompanied by an important hydrothermal activity in some moments of its unfolding. The latter is exclusively associated with craterial zones, necks and some eruptive bodies from the infrastructure of volcanic edifices.

Hydrothermal alterations affect the hornblende-andesites, the hornblende-quartz-andesites and the hornblende-pyroxene-andesites. Following types of hydrothermalized andesites may be distinguished: propylitized andesite — chloritized andesite — silicified andesite — carbonate andesite \pm sulphates (Tănăsescu, 1970; Sclănciu, 1973). No successive mineralogical modifications, which would allow to disclose a zonality of processes, were identified; the most developed are the propylitization and the silicification.

The mineralization consists of impregnations, aggregates and veinlets of base metals of a mesoepithermal origin. The metallic minerals are represented by pyrite, marcasite, sphalerite, galena, chalcopyrite, mispickel. The gangue is composed of quartz, anhydrite carbonate and gypsum.

The indications for mineralizations are of more interest in the Şumuleu drilling. The former are associated with brecciation and intensely hydrothermalized zones which occur between 305—450 m and 590—700 m.

In the Seaca-Tătarca volcanic edifice the eventual base metal mineralizations are located at depths exceeding 500 m, in relation to the present-day erosion level reached in the craterial zone.

The chalcographical and geochemical study (Table 3) offers indications as to the composition of the solutions and permits to estimate their temperature. Lack of pyrrhotine, sporadic occurrence of mispickel, presence of marcasite, small contents of nickel and cobalt seem to reveal the meso-epithermal character of the mineralization. This observation is in agreement with the position of the mineralization in the infrastructure of the edifice at a depth at least, 1500 m in relation to the apex of the volcanic cone.

The base metal mineralization in the Gurghiu Mts resembles the one so far identified in other regions of the Călimani-Harghita Area, at Collbița, Dornişoara and Sftănceni (Călimani Mts) which pertains to the first metallogenic phase. The mineralization in the Gurghiu Mts is associated with the first eruptions of the II stage of the volcanic activity, and falls into



TABLE

Evolution scheme of volcanic and metallogenetic activity in the Călimani-Gurghiu-Harghita Mts

Structural compartment, volcanic stage	Structural control in metallogenesis	Eruption phase, petrographic type	Metallogenetic phase, mineralization type
Strato-volcanic II	Neck-zone and volcanic bodies from: caldera, craterial and extra-craterial areas Neck-zone, volcanic bodies	Basaltic andesite Pyroxene/andesite Hornblende biotite \pm quartz andesite Hornblende-pyroxene andesite Hornblende-andesite Hornblende-quartz-andesite	3. Native sulphur, mercury, kaolin 2. Base metal \pm gold
Volcano-sedimentary I	Intrusive bodies	Basaltic andesite Pyroxene-andesite Hornblende-pyroxene-andesite Hornblende-andesite Dacite	1. Gold-silver, base metal

the second mineralization phase. Concomitantly the mineralization differs from the one referable to the third phase, and which is associated with subsequent and last eruptions of pyroxene-andesites or biotite \pm quartz-andesites.

In the annexed Table there is presented the position of eruptive phases and of the second phase (2) in the Gurghiu Mts. in the frame-work of the volcanic and metallogenetic activity within the Călimani-Gurghiu-Harghita Area.

PLANȘA I

Fig.1. -- Tuf litoclastic. Forajul 35.502. Nic. + ; $\times 14$.

a. fragment de andesit cu hornblende.

Lithoclastic tuff. Borehole 35,502. Nic. + ; $\times 14$.

a, hornblende-andesite fragment.

Fig.2. -- Andezit cu hornblende și cuarț. Forajul 35.502. Nic. + ; $\times 14$.

1, cuarț; 2, hornblendă clorilizată.

Hornblende-quartz-andesite. Borehole 35,502. Nic. + ; $\times 14$.

1, quartz; 2, chloritized hornblende.

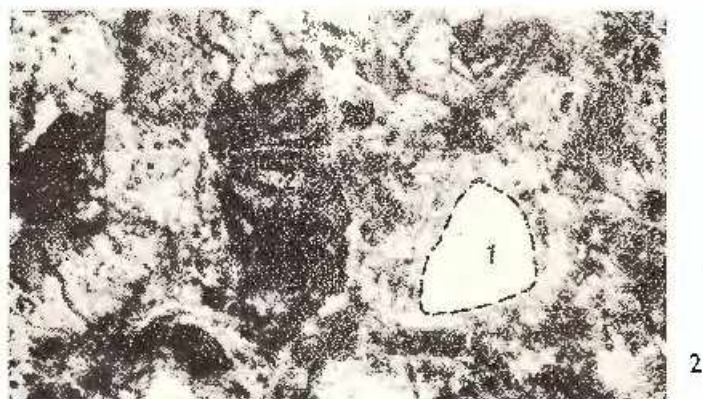
Fig.3. -- Andezit cu hornblendă și cuarț. Forajul 35.502. Nic. + ; $\times 40$.

a. Detalii privind morfologia cuarțului și relațiile sale cu masa fundamentală.

Hornblende-quartz-andesite. Borehole 35,502. Nic. + ; $\times 40$.

Details regarding the morphology of quartz and its relationships with the ground-mass.

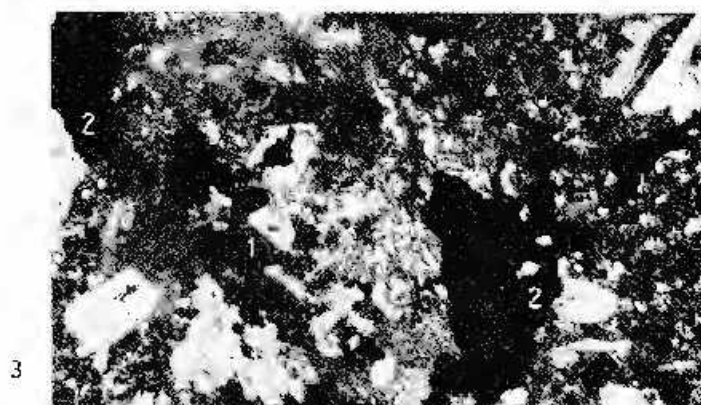
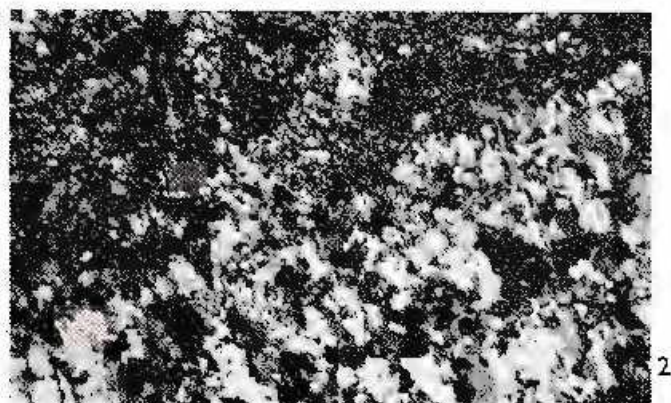
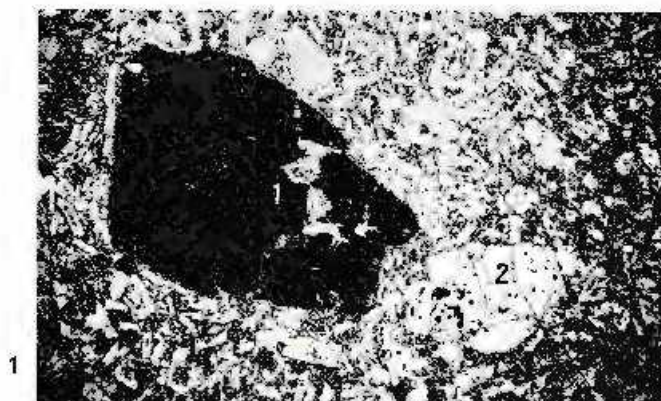




PLANȘA II

- Fig.1. – Andezit cu hornblendă opacizată și piroxen. Foaia 35,502. Nic. 1; $\times 14$.
 1. hornblendă opacizată; 2. rugă.
- Opacitized hornblende pyroxene andesite. Borehole 35,502. Nic. 4; $\times 14$.
 1. opacitized hornblende; 2. augite.
- Fig.2. – Microstructura masei fundamentale la andezitul cu hornblendă verde. Foaia 35,501.
 Nic. 1; $\times 14$.
 Microstructure of the groundmass of the green hornblende-andesite. Borehole 35,501.
 Nic. 1; $\times 14$.
- Fig.3. – Andezit cu hornblendă verde mineralizat. Foaia 35,501. Nic. 1; $\times 14$.
 1. pirită; 2. calcoprită.
 Mineralized green hornblende-andesite. Borehole 35,501. Nic. 1; $\times 14$.
 1. pyrite; 2. chalcopyrite.





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



EXPLANATION OF PLATES

Plate III

Lithological column of drillings carried out in the Seneu-Tătarea crater.

1, augite-hypersthene-andesite; 2, upper green hornblende-andesite; 3, andesitic pyroclastics; 4, lower green hornblende-andesite; 5, hornblende + pyroxene-andesite; 6, spactitized hornblende-pyroxene-andesite; 7, hornblende-quartz-andesite; 8, hornblende-quartz-microdiarite; 9, bed; 10, propylitization; 11, silicification; 12, argillization; 13, carbonatation; 14, mineralization.

Plate IV

Structure of the Seneu-Tătarea volcanic edifice (scale of lengths 1:25,000; scale of heights 1:20,000).

1, hypersthene augite andesite; 2, intermediary pyroclastics; 3, resorbed green hornblende-pyroxene-andesite; 4, upper green hornblende andesite; 5, lower pyroclastics; 6, upper green hornblende; 7, pyroxene andesite; 8, lower green hornblende-andesite; 9, lower green hornblende + pyroxene-andesite; 10, spactitized hornblende pyroxene-andesite; 11, hornblende-quartz-andesite; 12, neck, apophyse; 13, hydrothermal aureole; 14, mineralization; 15, fracture; 16, drilling — 1,200 m.

Plate V

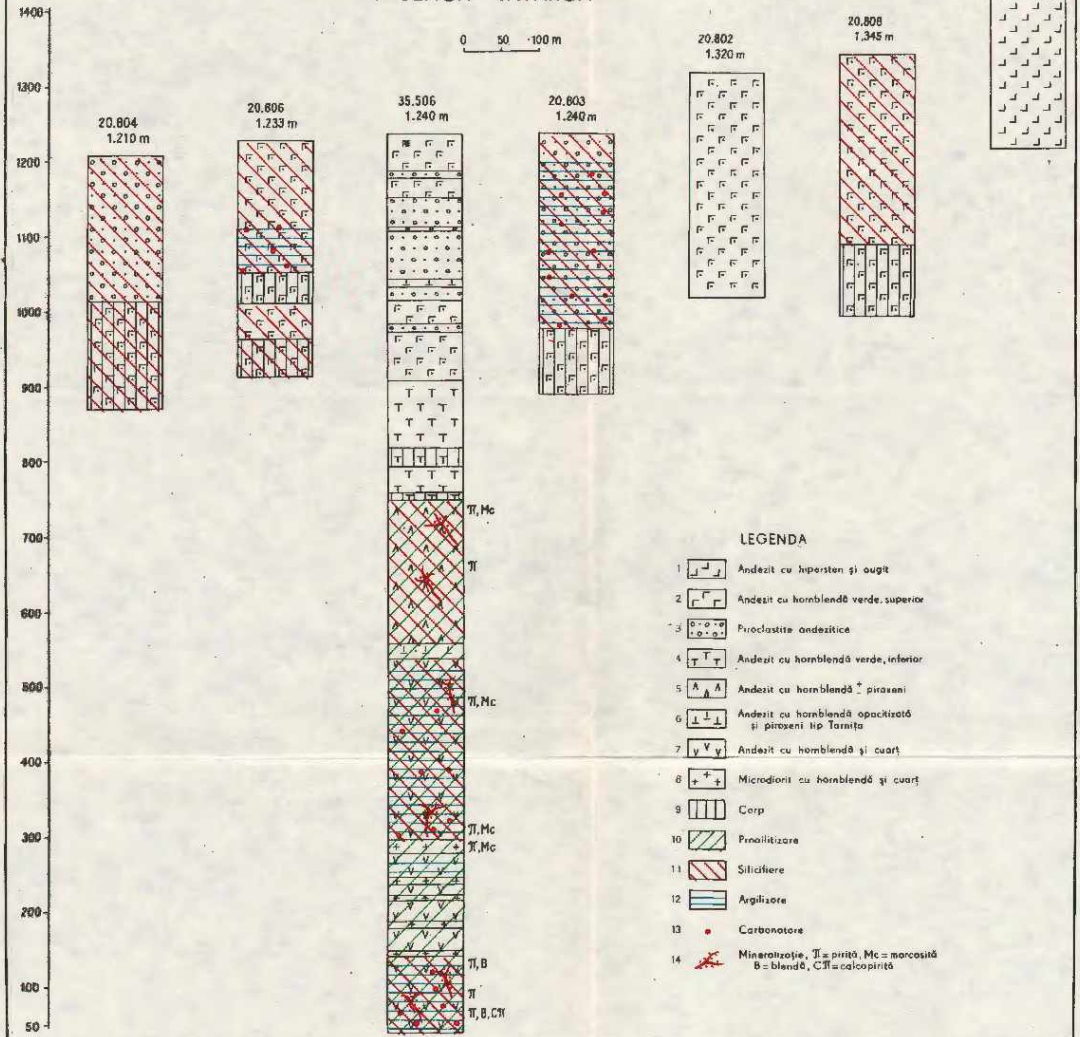
Structure of the Șumuleu volcanic edifice (scale of lengths 1:25,000; scale of heights 1:20,000).

1, augite hypersthene-andesite; 2, resorbed green hornblende-pyroxene-andesite; 3, green hornblende-andesite; 4, green hornblende-microdiarite; 5, brown hornblende-andesite; 6, other products of the volcanic apparatus; 7, formations of lower volcanic compartments and of pre-volcanic basement; 8, brecciation; 9, hydrothermal aureole; 10, mineralization; 11, fracture; 12, drilling — 1,200 m.



SERGIU PELTZ

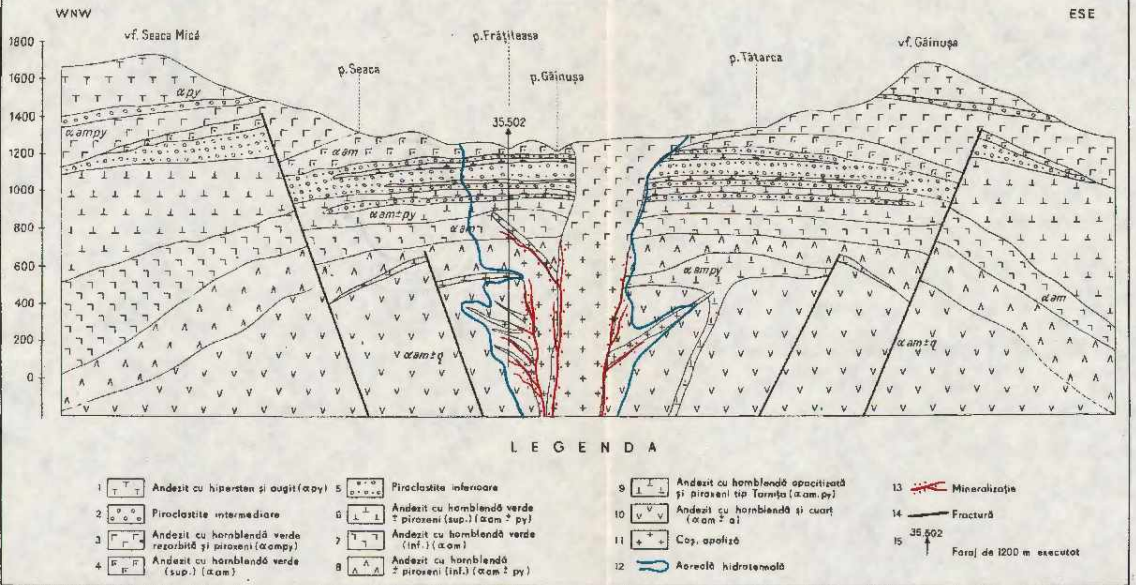
COLOANE LITOLOGICE ALE FORAJELOR EXECUTATE ÎN CRATERUL SEACA - TĂTARCA

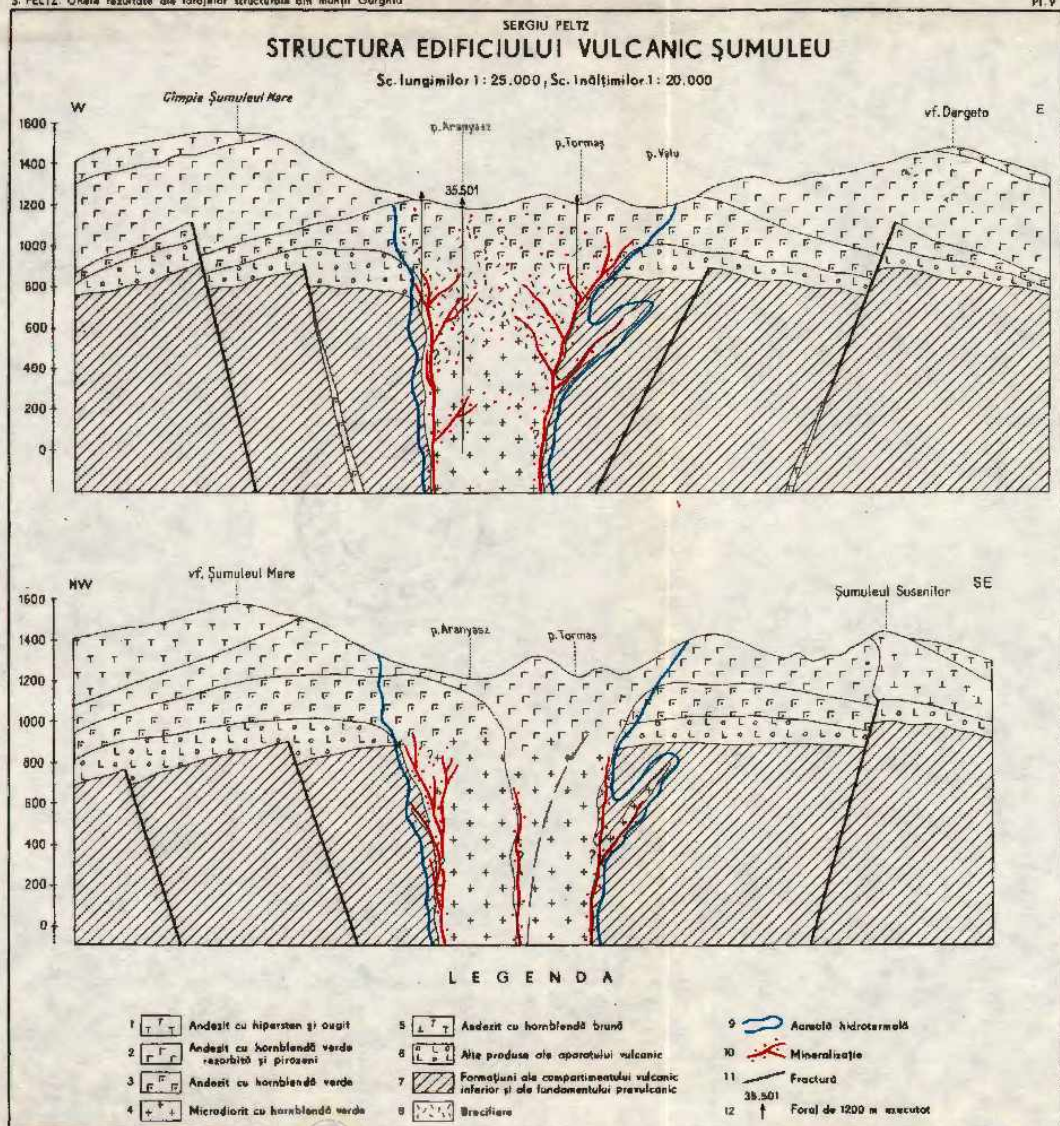


SERGIU PELTZ

STRUCTURA EDIFICIULUI VULCANIC SEACA - TĂTARCA

Sc. lungimilor 1: 25.000 ; Sc. înălțimilor 1: 20.000





**SUCCESIUNEA FAZELOR ERUPTIVE ȘI METALOGENETICE ÎN ARIA VULCANICĂ
CĂLIMANI - GURGHIU - HARGHITA**

S. PELTZ: Unele rezultate ale forajelor structurale din munții Gurghiu

Tabel 4

Compartiment structural, etapă din desfășurarea vulcanismului	Control structural al metalogenezei	Fază eruptivă, tip petrografic	Fază metalogenetică, tip de mineralizare
Stratovulcanic II	<p>Aparate vulcanice și corpuri eruptive din sistemul calderelor din arii crateriale și extracrateriale</p> <p>Zona de coș și corpuri eruptive asociate</p>	<p>Andezit bazaltic</p> <p>Andezit cu piroxeni / Andezit cu hornblendă, biotit ± cuarț</p> <p>Andezit cu hornblendă și piroxeni</p> <p>Andezit cu hornblendă</p> <p>Andezit cu hornblendă și cuarț</p>	<p>3 sulf nativ, mercur, caolin</p> <p>2 sulfuri polimetalice ± aur</p>
Vulcano-sedimentar I	Corpuri subvulcanice	<p>Andezit bazaltic</p> <p>Andezit cu piroxeni</p> <p>Andezit cu hornblendă și piroxeni</p> <p>Andezit cu hornblendă</p> <p>Dacit</p>	<p>1 aur-argint sulfuri polimetalice</p>

INSTITUTUL GEOLOGIC. Dări de seamă vol. IX/5

Imprim. Atel. Inst. Geologic



Institutul Geologic al României

UNELE OBSERVAȚII ASUPRA MAGMATISMULUI ALPIN DIN
TERITORIUL CARPATIC¹

DE

DAN P. RĂDULESCU²

Abstract

Some Observations on the Alpine Igneous Activity in the Carpathian Area. The chemical features and relationships of the alpine subsequent rocks in Romania support the idea that they were proceeding from two sources: the westward subducted crusts of two separate basins with oceanic type crusts, which were active during the Mesozoic and Tertiary time in the East Carpathians and, respectively, in the Apuseni Mountains areas.

Unul dintre rezultatele cele mai interesante ale analizei făcute de curînd împreună cu M. Săndulescu asupra posibilităților de interpretare a structurii ariei carpatice prin prisma ipotezei existenței plăcilor crustale (Rădulescu, Săndulescu, 1973) a constat în conturarea unei noi imagini a magmatismului alpin în ceea ce privește sursele magmelor, relațiile dintre etapele proceselor subsecvente și relațiile dintre procesele desfășurate în diversele porțiuni ale ariei. Acceptarea a două bazine cu crustă de tip oceanic, din a căror comprimare au rezultat două zone independente de subducție a crustei de acest tip, a condus la acceptarea a două surse distincte de magne pentru procesele magmatice alpine. Stabilirea apartenenței produselor magmatice la una sau alta dintre cele două cruste subduse, deși pare „de la sine înțeles”, a procurat și unele surprize.

În articolul citat se ajunge la următoarele concluzii asupra magmatismului alpin:

¹ Comunicare în ședința din 29 decembrie 1972.

² Facultatea de Geologie-Geografie, b-dul Bălcescu nr. 1, București.



cele două zone de roci bazice mezozoice, din Carpații Orientali și din Munții Apuseni, derivă din crustele de tip oceanic a două bazine distincte ;

rocile banatitice din nord-vestul Munților Apuseni reprezintă produse ale subducției crustei de tip oceanic din bazinul vestic, în timp ce rocile banatitice din partea nord-vestică a Carpaților Meridionali și partea sudică a Munților Apuseni derivă din crusta subdusă a bazinului estic, deoarece ele se găsesc la sud și est de sutura bazinului vestic sau străbat rocile care o constituie ; o poziție aparte ocupă banatitele din extremitatea sudică a Carpaților Meridionali, ele trebuind, probabil, să fie derivate din subducția către nord-est a unei plăci sud-vestice din teritoriul dinaric ;

produsele magmatismului subsecvent tardiv au, de asemenea, două surse, ele fiind produse prin subducția aceluiași două cruste de tip oceanic ; produsele magmatice din Carpații Orientali derivă din crusta bazinului estic iar cele din Munții Apuseni din crusta bazinului vestic.

Aceste concluzii erau rezultatul unei analize a condițiilor tectostrutturale din teritoriul carpatic. Examenul informațiilor de ordin chimic fusese făcut numai pentru a demonstra că în cazul produselor fiecărei zone de subducție există raporturile normale între conținutul de K, pe de o parte, și vârsta și depărtarea față de fosta fosă, pe de altă parte. În articolul de față ne propunem să verificăm, prin examinarea amplă a datelor chimice, afirmațiile făcute asupra magmatismului alpin. Deoarece zona estică de roci bazice este, comparativ, prea puțin cunoscută din punct de vedere chimic și pentru că realitatea a două zone de roci bazice — în Carpații Orientali și în Munții Apuseni — este prea evidentă prin distribuția geografică și a fost în mod suficient demonstrată de alți autori (S a v u, 1968), nu ne oprim acum decât asupra etapelor magmatismului subsecvent propunându-ne trei obiective, și anume să demonstrăm că :

a) în cadrul rocilor banatitice se pot distinge două grupe cu caractere chimice distincte : munții Vlădeasa și Bihor, pe de-o parte, și munții Drocea și Poiana Ruscă, pe de alta ;

b) produsele magmatismului subsecvent tardiv constituie două grupe de roci cu caractere chimice deosebite : Carpații Orientali, pe de o parte, și Munții Apuseni, pe de alta ;

c) magmatismul derivând din fiecare din cele două cruste subduse prezintă global (banatite + magmatism subsecvent tardiv) caractere distincte.

Pentru această analiză am folosit datele chimice publicate ca și numeroasele informații conținute în lucrări manuscrise din arhiva Institu-



tului Geologic³; ele reprezintă cca 650 roci cunoscute din punct de vedere al componentelor chimice majore. În cursul analizei am constatat că demonstrația se obține, practic, pe orice cale de prelucrare și interpretare a datelor chimice; din acest motiv ne-am oprit numai la puține metode de prelucrare: câteva dintre cele foarte frecvent utilizate (relațiile dintre parametrii *al* și *fm*, *al* și *alk*, *Q*, *M* și *L*) și una specifică pentru caracterele care prezintă o accentuată variație în aceste condiții (relațiile dintre SiO_2 și K_2O).

a) În examinarea chimismului rocilor banatitice au fost menționate și pînă acum unele trăsături care păreau să caracterizeze o regiune sau alta; ele nu au fost însă considerate a putea delimita grupe de roci care să se distingă net între ele, unitatea provinciei banatitice nefiind pusă niciodată la îndoială.

Chimismul rocilor banatitice se dovedește a fi, cel puțin față de cel al vulcanitelor neogene, mai slab conturat; în toate diagramele punctele reprezentative prezintă o accentuată dispersare nepermițînd individualizarea unor zone clare de maximum de frecvență, atît în cazul considerării chimismului global (*Q M L*) cît, mai ales, în cazul considerării parțiale a componentelor (*al-alk*, *al-fm* etc.). În toate situațiile însă, între cele două grupe de roci pe care le-am separat se pot sesiza deosebiri semnificative⁴.

Relațiile dintre aluminiu și alcalii (*al*, *alk*) sînt în ambele grupe de directă proporționalitate. În grupul vestic acest caracter este marcat prin mai multe maximumuri distincte dispuse de-a lungul unei drepte; în grupul estic maximumurile se grupează mai strîns în două zone descemnînd fiecare un segment de dreaptă cu o altă înclinare. Distribuția punctelor pare a corespunde în primul caz unei funcții de tip $y = ax + b$, în timp ce în al doilea caz ea trebuie reprezentată prin două funcții, $y_1 = a_1x + b_1$ și $y_2 = a_2x + b_2$. În plus, în grupul estic individualizarea zonelor de maximum din aria generală de proiecție a punctelor este mai pronunțată față

³ S. Peltz, M. Burcoș, Constantina Stanciu. Corelarea eruptivului neogen din Carpații Orientali. Partea I-a, 1971; partea II-a 1972. Manuscris, Arh. Inst. Geol. București.

S. Peltz, Al. Vasilescu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Corelarea formațiunilor eruptive masive din lanțul Călimani - Gurghiu-Harghita. Manuscris, Arh. Inst. Geol. București.

B. Lang. Studiul geochemic al andezitelor piroxenice pliocene din partea de Nord a m-ților Gutli. Manuscris, Arh. Inst. Geol. București.

⁴ În continuare, vom denumi „grup estic” și „grup vestic” rocile generate prin subducția crustei din bazinul estic și, respectiv, bazinul vestic.

de grupul vestic, unde frecvența punctelor este foarte asemănătoare pe întreaga arie.

Și în cadrul raporturilor dintre aluminiu și elementele feromagneziene ($al-fm$) sînt sugerate două tipuri de relații în grupul estic, materializate în distribuția punctelor de proiecție în lungul a două segmente de dreaptă cu înclinări deosebite. Pentru grupul estic pare, de asemenea, caracteristică existența valorilor $fm > 40$ și frecvența ridicată a valorilor fm mari.

În considerarea globală a compoziției chimice (QML) sînt reflectate principalele caractere menționate anterior: existența unei concentrări mai puternice a frecvențelor ridicate în grupul estic, deși aria totală de distribuție a punctelor este mai largă decît în grupul vestic, și tendința de extindere a acestei arii spre colțul M al triunghiului de proiecție.

În variația raportului K_2O/SiO_2 față de SiO_2 se constată, în mod asemănător, dispersarea zonelor de maximum de frecvență în grupul vestic și sugerarea a două tipuri de relații în grupul estic.

În concluzie, cele două grupuri de roci banatitice se diferențiază atît prin compoziția chimică globală cît și prin conținuturile și modul de variație a conținuturilor unora dintre principalii constituenți; aceste diferențe pot fi interpretate în sensul provenienței rocilor din două surse distincte.

b) Caracterele chimice ale vulcanitelor neogene au fost în repetate rînduri examinate și, astăzi, sînt destul de bine cunoscute. Existența a trei arii distincte în care apar rocile a făcut ca principala întrebare să fie, totdeauna, în ce măsură acestea seamănă ori se deosebesc între ele; în acest fel s-au examinat numai două alternative posibile: unitatea deplină a rocilor din cele 3 arii și existența a 3 unități distincte. Deosebirile constatate au fost puse, în majoritatea cazurilor, în legătură cu nivelele de structură evidențiate prin eroziune și cu etapele de vulcanism desfășurate în fiecare regiune (Rădulescu, 1963; Rădulescu, Boroș, 1968) fără însă ca unitatea provinciei petrologice, indicată de numeroasele asemănări, să fie pusă la îndoială.

Considerarea vulcanitelor neogene ca provenind din două surse conduce la delimitarea a două grupuri de roci: pe de o parte, cele din Munții Apuseni iar pe de alta, cele din Carpații Orientali (munții Oaș și Gutâi + corpurile subvulcanice + munții Călimani, Gurghiu și Harghita). În ce măsură caracterele chimice ale acestora verifică o asemenea grupare?

Relațiile dintre aluminiu și alcalii ($al-alk$) sînt foarte deosebite în cele două grupuri de roci; deosebirea se manifestă atît ca grad de acoperire a ariei maxime de proiecție cu puncte reprezentative cît, mai ales, ca aspect



al zonelor de frecvență ridicată. În grupul vestic, distribuția părții principale a punctelor indică, practic, independența celor doi parametri; dacă eliminăm din discuție suprafețele mici și dispersate cu $n < 2\%$, care sînt ne semnificative, atunci, la nivelul general la care se poartă discuția de față, distribuția punctelor sugerează o funcție de tip $y = a$.

Dimpotrivă, în grupul estic totalitatea punctelor este distribuită conform unei relații de tip $y = ax + b$; toate zonele de frecvență sînt compacte, bine conturate, fără dispersări. Creșterea proporțională a valorilor parametrilor al și alk este foarte caracteristică pentru vulcanitele grupului estic.

În comportarea parametrilor al și fm nu par, la prima vedere să existe diferențe. În realitate, un examen mai atent arată unele deosebiri de amănunt care, în cazul pe care îl examinăm, nu sînt lipsite de semnificație. Grupul estic de roci prezintă o distribuție lineară foarte bine marcată; panta dreptei reprezentative este accentuată iar maximumul de frecvență se plasează în jumătatea nord-estică a cîmpului isotal. Grupul vestic se remarcă, în primul rînd, prin tendința de dispunere a punctelor reprezentative de-a lungul a două segmente de dreaptă: un segment foarte bine conturat în partea superioară a diagramei, cu o pantă de 45° , și un al doilea segment în partea inferioară, indicat numai de cîmpuri cu frecvență mai scăzută și avînd o pantă mai accentuată. Față de grupul estic, zona de maximă frecvență este deplasată în mod sensibil spre sud-est.

Participarea mai importantă a elementelor feromagneziene în rocile din grupul estic se reflectă și în considerarea compoziției chimice totale ($Q M L$); maximumul de frecvență a punctelor reprezentative este sensibil deplasat spre colțul M, în comparație cu grupul vestic, iar limita ariei de proiecție a punctelor se extinde și ea în această direcție.

Cele două grupuri de roci se deosebesc și prin distribuția potasiului. În grupul vestic variația valorilor raportului K_2O/SiO_2 se produce într-un cadru mai redus al valorilor SiO_2 față de grupul estic; la acesta din urmă se sesizează și o frecvență mai ridicată a valorilor mari ale raportului K_2O/SiO_2 față de grupul vestic unde, dimpotrivă, există numeroase valori scăzute ale acestui raport.

După cum se constată, cele două grupuri de vulcanite neogene se diferențiază suficient de net între ele; foarte semnificativ este însă faptul că natura trăsăturilor specifice pentru fiecare grup pare să fie aceeași ca în grupul corespunzător de roci banatitice, ceea ce reprezintă un argument puternic pentru acceptarea înrudirii rocilor în cadrul fiecărui grup, cel estic și cel vestic.

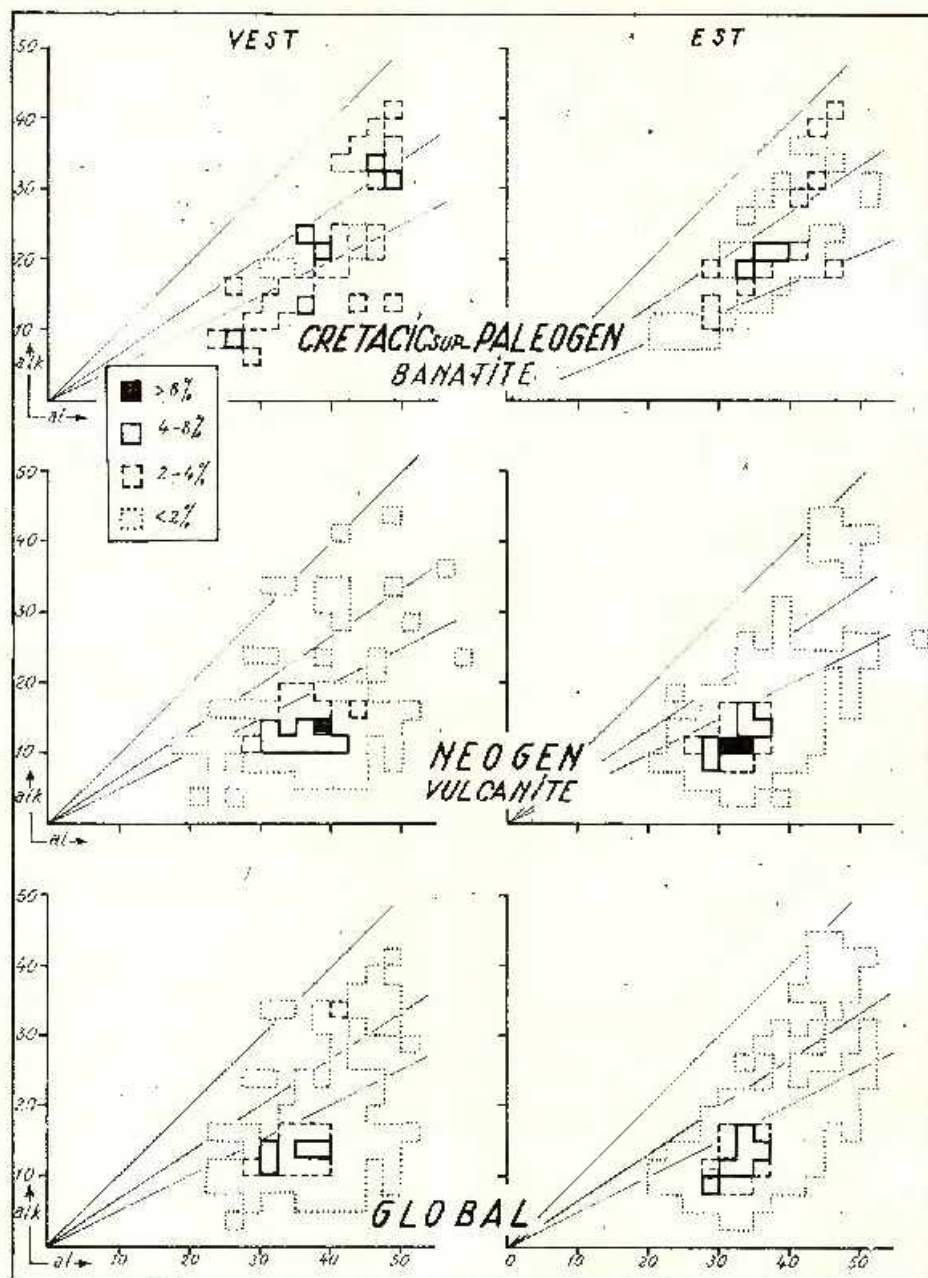


Fig.1. — Diagrame al — alk.

Diagrammes al — alk.



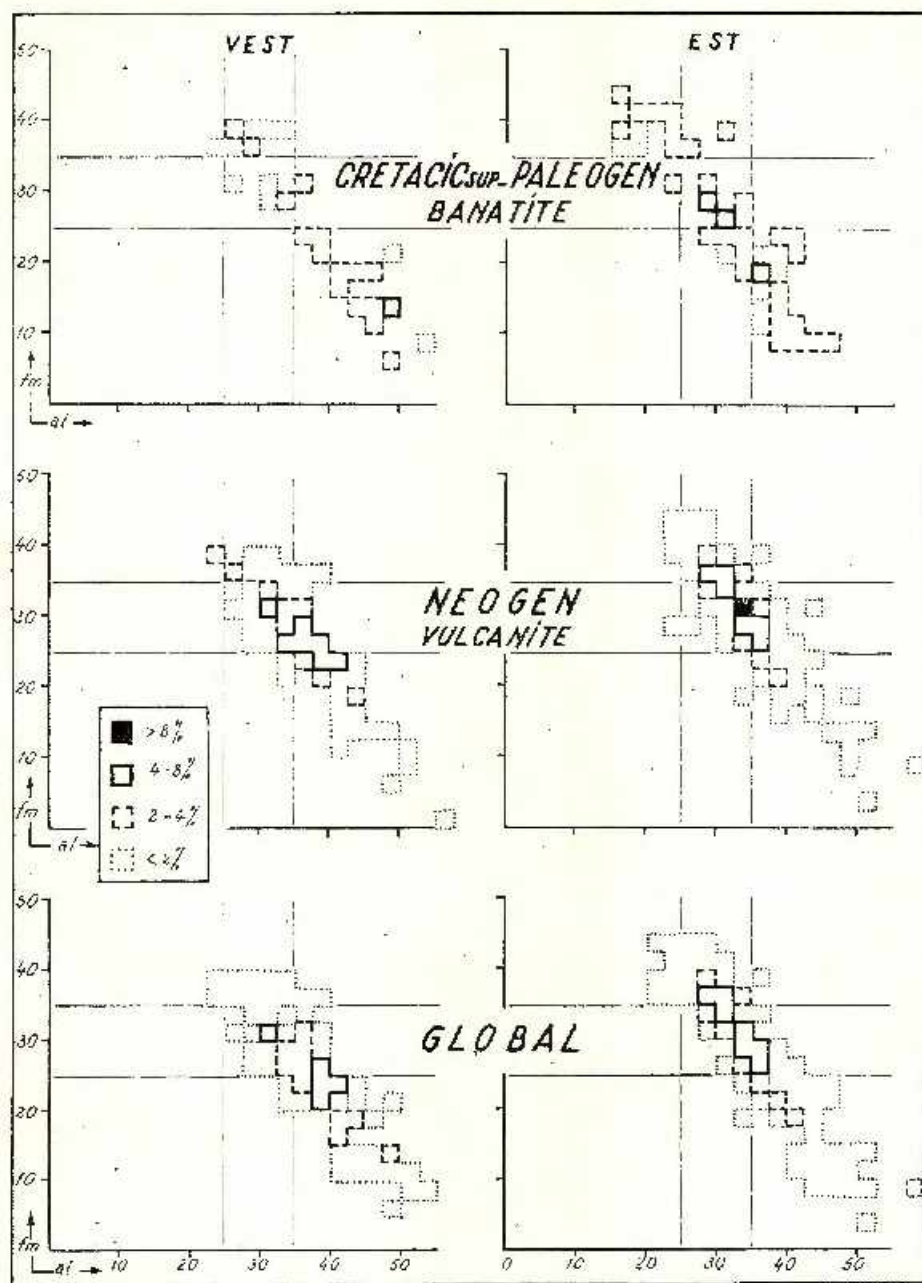


Fig.2. — Diagramele al — fm.

Diagrammes al — fm.

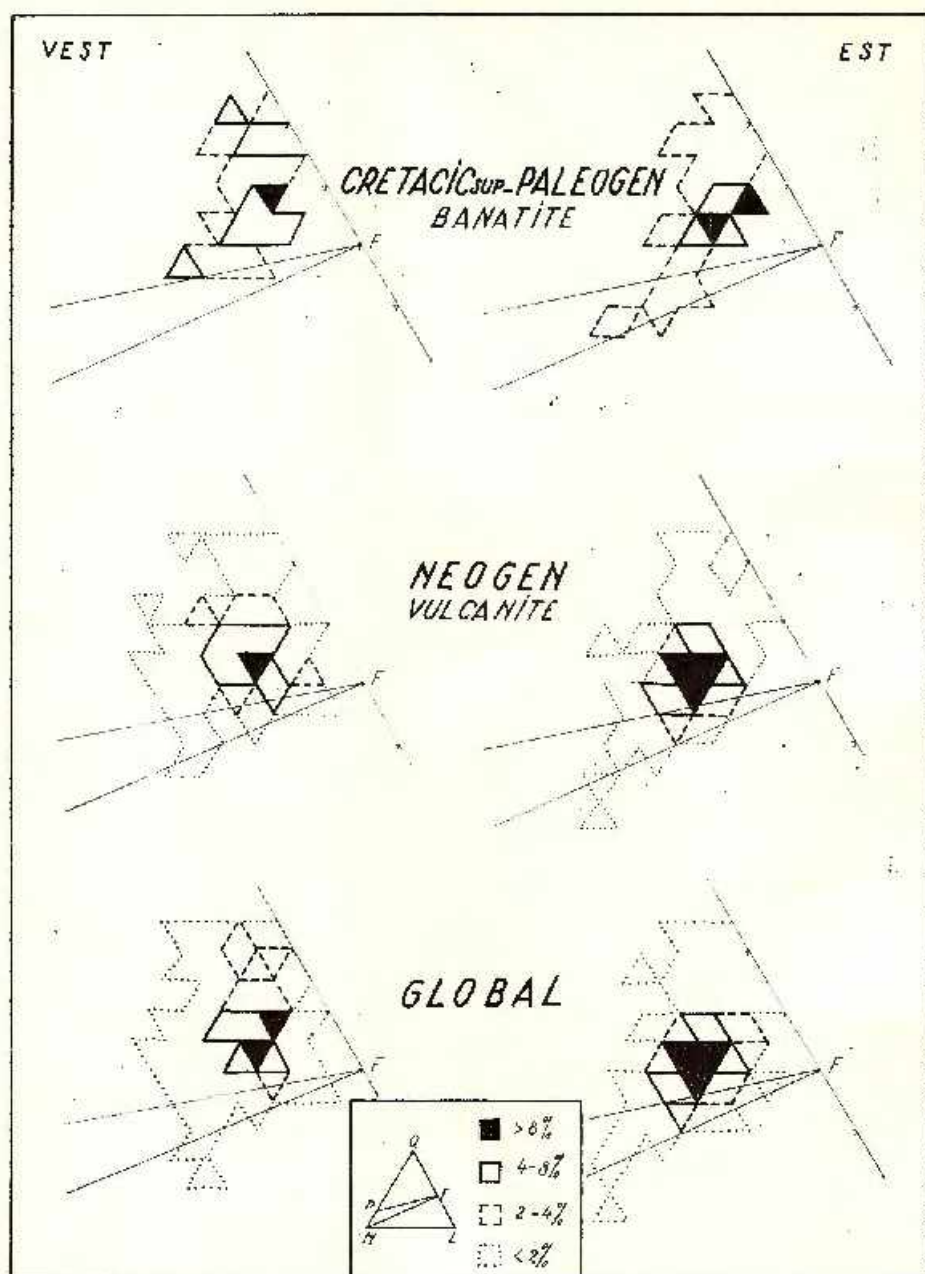


Fig.3. - Diagramele QML.

Diagrammes QML.

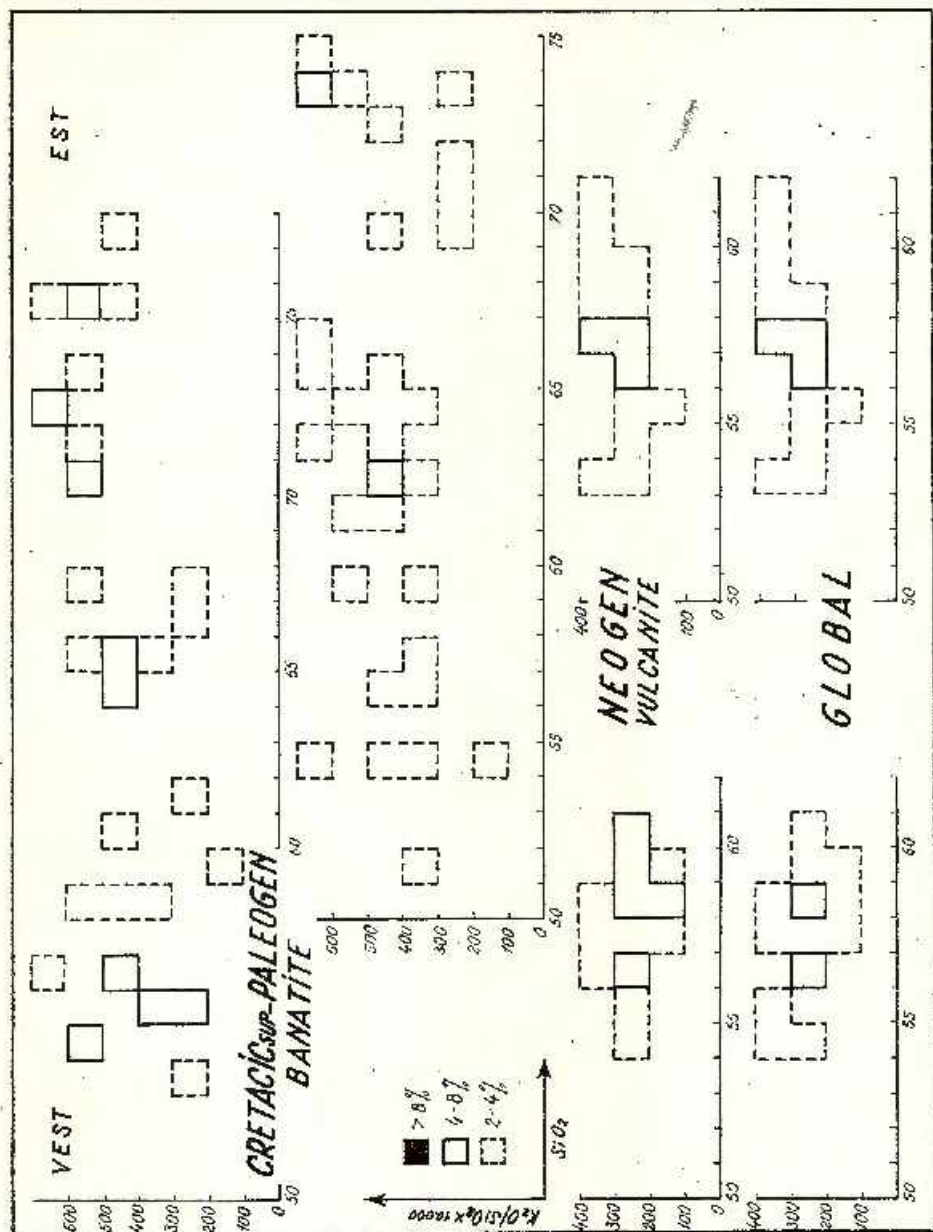


Fig.4. - Diagramele $SiO_2 - K_2O/SiO_2$
Diagrames $SiO_2 - K_2O/SiO_2$.



c) Considerarea globală a produselor magmatice subsecvente din fiecare crustă subdusă trădează diferențe de același tip și aceeași amploare cu cele sesizate în cadrul examinării separate a rocilor din cele două etape de magmatism subsecvent. În ciuda faptului că se alătură roci destul de deosebite între ele, pentru care posibilitatea unei comunități de proveniență n-a fost niciodată examinată, se constată că atât în grupul estic cât și în cel vestic se conturează caractere foarte nete și specifice. Punctele de proiecție sînt cuprinse în arii compacte, fără dispersări, cu zone de maximum unitare și semnificative; în toate diagramele aspectul general este acela corespunzînd unor activități omogene.

Proportionalitatea directă între aluminiuși alcalii (*al-alk*) se dovedește, pe ansamblu, caracteristică provenienței estice în opoziție cu proveniența vestică, pentru care independența valorilor celor doi parametri se recunoaște în marea majoritate a cazurilor. Dată fiind apariția evidentă a acestui din urmă caracter pentru ansamblul grupului vestic, ne întrebăm dacă proportionalitatea de valori din diagrama *al-alk* pentru banatitele corespunzătoare, nu este, cum va, numai aparentă și este vorba, în realitate de o independență a valorilor manifestată în mod repetat, la mai multe nivele; dispuse orizontal la mai multe nivele de valori *alk*, zonele de maximă frecvență ar trebui, poate, interpretate ca situații independente între ele, în ciuda impresiei generale de variație continuă pe care o lasă. Dacă acceptăm acest mod de a vedea lucrurile, atunci aceleași diferențe între cele două grupuri de roci, privind aluminiul și alcaliile, se recunosc în mod consecvent la banatite, la vulcanitele neogene și global.

Relațiile dintre parametri *al* și *fm* în cele două ansambluri de roci se dovedesc asemănătoare, de inversă proportionalitate bine marcată. O frecvență mai mare a valorilor ridicate pentru parametrul *fm* în grupul estic este însă evidentă, așa ca și la banatite și vulcanite neogene considerate separat. De asemenea, panta dreptelor în lungul cărora gravitează punctele de proiecție este ușor deosebită în cele două grupuri.

Chimismul total al celor două grupuri de roci se dovedește sensibil deosebit; aspectul diagramelor *QML* este semnificativ prin poziția diferită pe care o ocupă zonele de maximum de frecvență, compacte, omogene, bine delimitate. Caracterele sesizate atât pentru banatite cât și pentru vulcanitele neogene se regăsesc foarte bine în aceste diagrame.

Mai puțin semnificative sînt diagramele $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$; ele par să reflecte, pentru ansamblul rocilor din fiecare sursă, caracterele sesizate pentru vulcanitele neogene: diferențe în ceea ce privește domeniul SiO_2 în care se plasează majoritatea punctelor de proiecție și ușoare diferențe

în ceea ce privește valorile raportului K_2O/SiO_2 în zonele de frecvență ridicată.

Trecerea în revistă a caracterelor chimice fundamentale ale rocilor banatitice și vulcanitelor neogene pare să confirme existența a două surse majore de material în magmatismul alpin. Rocile examinate se dovedesc a alcătui, în gruparea enunțată, două colectivități omogene ce se conturează în mod satisfăcător prin caractere distincte dintre care (a) măsura participării elementelor feromagneziene și (b) modul de variație a elementelor alcaline par a fi cele mai evidente. Ne dăm, bineînțeles, seama că raționamentul nostru pornește de la două premise nedemonstrate: (a) existența unor deosebiri chimice între cele două surse magmatice primare și (b) conservarea deosebirilor în cursul evoluției magmelor; găsindu-ne însă în fața unor diferențe evidente în cadrul materialului petrografic rezultat din aceste magme, nu avem altă posibilitate de a le explica decât acceptând că au existat surse deosebite cu caractere chimice distincte și că acestea sînt încă sesizabile, cel puțin parțial, în rocile derivate din ele.

Existența a două surse de magme pentru magmatismul alpin subsecvent, adăugîndu-se evidențelor privind existența a două zone corespunzătoare de manifestări bazice inițiale, poate fi considerată a fi o confirmare a aceluși model de evoluție a teritoriului carpatic în care se separă două bazine de sedimentare ale căror cruste de tip oceanic au fost subduse spre vest și au generat magmele etapei subsecvente (Rădulescu, Săndulescu, 1973).

BIBLIOGRAFIE

- Giuşcă D., Cioflică G., Săvu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei Banatului. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, București.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Săvu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. R. S. România, București.
- Peltz S., Vasiliu Cecilia, Bralosiu Irina. (1972) Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din România. *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. (1972) Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali. *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- Rădulescu D. P. (1961) Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul areului carpatic. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* 6,2, București.
- (1963) Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. *Asoc. Geol. Carp. Baic., V-lea — Congr. 1961*, vol. II, Secț. I, București.



- Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurgău. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
 - Borcos M. (1968) Vedere de ansamblu asupra desfășurării vulcanismului neogen din România. *An. Com. Geol.* XXXVI, București.
 - Săndulescu M. (1973) The Plate-tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16.
- Savv H. (1968) Considerații asupra relațiilor stratigrafice și petrologiei ofiolitelor mesozoice din România. *An. Com. Geol.* XXXVI, București.

QUELQUES OBSERVATIONS CONCERNANT LE MAGMATISME ALPIN DU TERRITOIRE DES CARPATES

(Résumé)

L'interprétation d'environ 650 analyses chimiques de roches magmatiques subséquentes du cycle alpin a permis de démontrer qu'elles proviennent de deux sources majeures : les croûtes de type océanique de deux bassins de sédimentation séparés et actifs au cours du cycle alpin sur l'actuel territoire des Carpates. De cette manière sont confirmées les hypothèses suivantes : a) l'existence de deux bassins à croûte de type océanique ; b) la subduction vers l'W des croûtes des deux bassins durant leur compression ; c) l'évolution similaire des phénomènes magmatiques associés aux deux régions de subduction et tout spécialement l'existence, dans les deux cas, de deux étapes du magmatisme subséquent.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

N. Anastasiu : 1. Care sînt cauzele care pot explica variația conținutului în potasiu în zonele de față față de zonele interne ?

2. Apariția unor roci banatitice în cristalinul seriei de Neamțu poate fi explicată mai ușor prin prisma existenței a două surse de magne.

D. P. Rădulescu : 1. Această chestiune implică o discuție prea amplă, care depășește limitele comunicării de astăzi. Variația conținutului de potasiu în rocile magmatice născute în urma subducției crustelor de tip oceanic este un fapt obiectiv constatat în toate cazurile cunoscute pînă astăzi.

2. Așa cum am menționat, pentru explicarea formării rocilor banatitice din extremitatea sud-vestică a Carpaților Meridionali nu trebuie pierdută din vedere posibilitatea intervenției unei microplăci din actualul teritoriu dinamic.

S. Marele : Unde se plasează pe teritoriul țării noastre cele două zone de subducție ?

D. P. Rădulescu : Subducția celor două cruste de tip oceanic este materializată în existența a) celor două zone de roci bazice, b) celor două zone de roci vulcanice neogene, c) celor două grupe de roci banatitice.



I. Intorsureanu: 1. Dacă analizele chimice intrate în calcul sînt proporționale cantitativ cu tipurile de roci din provinciile petrografice respective?

2. Ce poziție are vulcanismul subhercinic, în noua concepție ținînd seama că produse ale vulcanismului subhercinic apar și în Carpații Orientali?

D. P. Rădulescu: 1. Numărul mare de analize utilizate asigură, în mod statistic, o reprezentare satisfăcătoare a tipurilor petrografice.

2. Nu este exclus ca existența magmatismului subhercinic și a celui latanic să fie, într-o oarecare măsură, o reflectare a subducerii crustelor din cele două bazine, deoarece acestea din urmă au fost active în perioade de timp deosebite.





5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CORELAREA SERIILOR MEZOZOICE DIN SINCLINALELE
RARĂU ȘI HĂGHIMAȘ (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

MIRCEA SĂNDULESCU²

Abstract

Correlation of Mesozoic Series of the Rarău and Hăghimaș Synclines (East Carpathians). This paper is analyzing the correlation possibilities of sedimentary series from the Bucovinian Nappe, the Sub-Bucovinian Nappe and the Transylvanian Nappes. The conclusion is reached that these series are almost identical at all the stratigraphic levels within both synclines.

Cercetările efectuate în ultimii ani în sinclinalul marginal al Carpaților Orientali ne-au permis să cunoaștem îndeaproape atât sectorul nordic al acestuia (sinclinalul Rarău) cât și pe cel sudic (sinclinalul Hăghimaș). În lucrarea de față vom încerca să sintetizăm cunoștințele dobândite asupra acestor două sectoare și să analizăm posibilitățile de corelare a succesiunilor stratigrafice separate în cadrul lor.

Structura în pînze, de vîrstă mezocretacică, a masivului maramureșan, pe marginea externă a căruia se plasează cele două sinclinale, impune ca analiza seriilor antevraconiene să fie făcută pe unități tectonice, acestora corespunzându-le serii litostratigrafice diferite și caracteristice și anume: seria bucovinică, seria sub-bucovinică și seriile transilvane.

Nu este în intenția noastră să facem o trecere în revistă detaliată a lucrărilor care tratează despre structura geologică a celor două sinclinale. Asemenea analize istorice se găsesc tratate pe larg în ultimele lucrări de sinteză scrise asupra acestor regiuni: M. Săndulescu (1972) pentru sinclinalul Hăghimaș, Mutihac (1968), Turculeț (1971) asupra

¹ Comunicare în ședința din 18 decembrie 1972.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.



sinclinalului Rarău și Patrulius et al. (1969)³ pentru zona cristalino-mezozoică în general.

Seria sub-bucovinică

Formațiunile mezozoice care, în ambele sinclinale, ocupă volumul și suprafața cea mai mare aparțin scriei bucovinice. Ele acoperă transgresiv formațiunile mezo- și epimetamorfice care, împreună cu formațiunile sedimentare pre-vraconiene, alcătuiesc pinza bucovinică.

Triasic

În ambele sinclinale seria bucovinică debutează cu gresii și conglomerate mărunte, cuarțitice, albe sau roșii, atribuite, pe considerente geometrice, de marea majoritate a cercetătorilor, Seisianului. Prezența Permianului în partea inferioară a acestor gresii și conglomerate este greu de susținut avînd în vedere că (1) în alte unități aceleași depozite sînt superioare celor permiene de tip verrucano, de care le desparte și o lacună și (2) litofaciesul cuarțitic, oligomictic, este tipic Seisianului în întreg spațiul carpatic, Permianul fiind polimictic.

În sinclinalul Hăghimaș partea superioară a Seisianului prezintă câteva particularități în sensul că gresile cuarțitice trec uneori lașisturi nisipoase roșii, sau sînt acoperite de argilite negricioase cu intercalații subțiri de dolomite (Săndulescu, 1969). Tot în sinclinalul Hăghimaș s-a separat un facies particular al Seisianului în care între cuarțite se intercalează radiolarite roșii și verzi (Săndulescu în Patrulius et al., 1969⁴; Săndulescu, 1972).

Sedimentarea carbonatică începe, în ambele sinclinale odată cu Campilianul. În sinclinalul Rarău depozitele de această vîrstă formează orizontul calcarelor de Azodu Mare (Mutihaș, 1968) alcătuit din calcare sublitografice cenușii în plăci. El are o dezvoltare limitată fiind îndepărtat în bună parte de eroziunea care a precedat depunerea dolomitelor din acoperișul său (Săndulescu, 1973). Căutînd echivalentul orizontului de Azodu Mare în sinclinalul Hăghimaș putem preciza că roci similare (calcare sublitografice în plăci) am întîlnit numai în puține puncte (muntele Azodu

³ D. Patrulius, M. Săndulescu, Ileana Popescu, M. Elcahu, Jana Săndulescu, I. Stănoiu, Elena Popa. Monografia seriilor sedimentare din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (Permian, Triasic, Jurassic și Cretacic inferior) 1969. An. Inst. Geol., București.

⁴ Op. cit. pct. 3.



Mare, valea Muntele Calului, muntele Chicera), dar în succesiune identică cu cea din Rarău.

Tot Campilianului aparțin, după fauna pe care o conțin (Băncilă, 1941; Preda, Pelin, 1966; Grasu, 1969) și dolomite în plăci, legate de baza dolomitelor masive. Ele sînt superioare calcarelor de Azodu Mare, situație pe care am putut-o observa pe cîteva profile din sinclinalul Rarău. Din observațiile făcute pare foarte probabil că dolomitele în plăci sînt în continuitate de sedimentare cu dolomitele masive de deasupra, caz în care trebuie admis că acestea din urmă coboară cu extrema lor bază și în Campilian. Dezvoltarea sporadică a dolomitelor în plăci trebuie interpretată ca fiind datorită faptului că nu sînt decît un facies local, mai bine stratificat, al bazei celor masive.

Anisianului îi aparțin dolomitele masive, atît în seria bucovinică din sinclinalul Rarău cît și în Hăghimaș. Corelarea lor nu prezintă nici un fel de probleme. În schimb corelarea termenilor din acoperișul lor întîmpină oarecare greutăți.

În sinclinalul Rarău, deasupra dolomitelor anisiene urmează, transgresiv (Săndulescu, 1973), jaspuri roșii și verzi care au fost atribuite în decursul timpului, succesiv, fie Triasicului fie Juristicului. Ele sînt de fapt ladiniene, vîrsta a devenit evidentă prin analiza raporturilor ce există între jaspuri și calcarele ladiniene din seria bucovinică. Aceste calcare (Săndulescu, 1973) repauzează în mai multe puncte deasupra jaspurilor, sau se intercalează între acestea. În sinclinalul Hăghimaș se cunosc de asemenea jaspuri triasice, diferite de cele intercalate în Seisian (Săndulescu în Patrușiu et al., 1969⁵; Săndulescu, 1972). Ele sînt fie intercalate în partea terminală a dolomitelor fie le acoperă în continuitate de sedimentare. Această situație ne-a făcut să le atribuim aceeași vîrstă ca și dolomitelor, adică anisiană. Pentru a discuta corelarea celor două nivele de jaspuri mai este nevoie să precizăm că și în sinclinalul Hăghimaș se cunosc calcare Ladiniene, în ele fiind identificate resturi fosile (dasycladacee - Săndulescu, 1972) care corespund Ladinianului inferior, eventual și Anisianului terminal. În acest context ni se pare logic să considerăm cele două nivele de jaspuri sincrone și să le plasăm la limita între Anisian și Ladinian. Deosebirea care subsistă constă în caracterul raporturilor între jaspuri și dolomite, în sensul că în timp ce jaspurile din sinclinalul Hăghimaș sînt foarte posibil în continuitate de sedimentare cu dolomitele, cele din Rarău au un caracter transgresiv. S-ar mai putea

⁵ *Op. cit.* pct. 3.



avea în vedere și ipoteza că jaspurile au un caracter heterocron, deși aceste roci constituie de obicei nivele reper pe distanțe mari.

Ladinianul este, așa cum am amintit mai sus, calcaros, avînd în ambele sectoare aceleași caractere litofaciale și fiind deci ușor de corelat. Remarcăm doar că în sinclinalul Hăghimaș calcarele ladiniene ating grosimi mult mai mari decît în Rarău.

Triasicul superior bucovinic a fost recunoscut atît în sinclinalul Rarău cît și în sinclinalul Hăghimaș. În Hăghimaș depozitele neotriasice sînt reprezentate de calcare și dolomite roșii și roz, bogate în resturi de halobii juvenile (Săndulescu, 1969, 1972). Ele s-ar încadra în Carnianul inferior. În Rarău Triasicul superior este restrîns la o suprafață mică în partea de sud a sinclinalului (Patrulius, Stănoiu în Patrulius et al., 1969⁶) unde este reprezentat de calcare masive alburii care conțin alge dasycladacee de vîrstă noriană. Sub aceste calcare și deasupra jaspurilor sînt citate calcare cu accidente silicioase și resturi de halobii, de vîrstă Carnian superior-Norian inferior (Patrulius, Stănoiu în Patrulius et al., 1969⁷).

Rezumînd constituția Triasicului superior bucovinic reținem următoarea succesiune : dolomite și calcare roșii și roz (Carnian inferior) — calcare cu accidente silicioase (Carnian superior-Norian inferior) — calcare masive cu dasycladacee (Norian superior); precizăm că partea inferioară a succesiunii este cunoscută doar în sinclinalul Hăghimaș, pe cînd cea superioară numai în sinclinalul Rarău. Această situație ridică problema existenței unor variații longitudinale de facies care ar pune în paralel cele două succesiuni litologice din cele două sinclinale. Fără a exclude această a doua posibilitate noi opinăm deocamdată pentru prima. Și într-o situație și în cealaltă remarcăm caracterul specific al Triasicului superior bucovinic.

Încercînd să sintetizăm caracterele specifice ale Triasicului bucovinic în ansamblul său reținem printre altele : (1) caracterul carbonatic al celei mai mari părți a acestuia și lipsa, cu excepția Seisianului, a formațiunilor detritice ; (2) existența a cel puțin două nivele de jaspuri triasice (Seisian și Anisian terminal-Ladinian bazal) element care imprimă un caracter cu totul particular Triasicului bucovinic în contextul general al Triasicului carpatic ; (3) dezvoltarea tuturor etapelor Triasicului, dar separate de discordanțe simple în majoritatea cazurilor.

⁶ *Op. cit.* pct. 3.

⁷ *Op. cit.* pct. 3.

Jurasic și Cretacic

Jurasicul bucovinic este bine dezvoltat în sinclinalul Hăghimaș, în Rarău întâlnindu-se doar în câteva puncte izolate.

Cele mai vechi depozite jurasice din seria bucovinică sînt calcarele oolitice hematitice de vîrstă Sinemurian-Carixian cunoscute în sinclinalul Hăghimaș. Ele își găsesc corespondentul în bauxitele ooidice citate în acoperișul calcarelor noriene din sudul sinclinalului Rarău (Patrulus, Stănoiu în Patrulus et al., 1969⁸). În schimb depozitele domeriene calcaro-conglomeratice din sinclinalul Hăghimaș (Pelin, 1967; Săndulescu, 1969, 1972) nu au fost regăsite pînă acum în sinclinalul Rarău.

Doggerul este foarte bine dezvoltat tot în sinclinalul Hăghimaș unde este reprezentat de calcare grezoase cu silicifieri în acoperișul cărora se dispun, în continuitate de sedimentare jaspuri de vîrstă Callovian-Oxfordian. În sinclinalul Rarău am găsit într-un singur punct, pe valea Pîrîul Cailor, calcare grezoase mediojurasice. În schimb în sinclinalul Rarău erau atribuite Doggerului brechiile de Tătarca (Mutihac, 1965; Stănoiu, 1967; Turculeț, 1971) iar Callovian-Oxfordianului jaspurile din acoperișul lor. Am arătat de curînd (Săndulescu, 1973) care sînt motivele pentru care trebuie să considerăm brechiile de Tătarca mai noi decît Jurasicul superior și le-am încadrat, ca și jaspurile din acoperișul lor, în Barremian.

Tot Doggerului îi aparține și „orizontul siltitelor brune și gresiilor cărbunoase” din patul stratelor de Lunca din sinclinalul Hăghimaș. Ele reprezintă un facies al părții superioare a calcarelor grezoase cu silix, de vîrstă bathoniană (Săndulescu, 1972).

Kimmeridgianul este foarte slab dezvoltat în seria bucovinică. Pînă acum a fost citat doar în sinclinalul Hăghimaș, unde este reprezentat de marnocalcare roșii cu intercalații de brechi (Săndulescu în Patrulus et al., 1969⁸; Săndulescu, 1972). Am arătat de curînd Săndulescu, 1972, 1973) care sînt criteriile pe baza cărora nu putem fi de acord cu autorii care consideră că acest etaj este prezent în baza stratelor de Lunca sau a „stratelor cu *Aptychus*”. Aceste două subdiviziuni litostratigrafice ale seriei bucovinice, ca și stratele de Pojorîta din digitația Sadova, nu coboară mai jos decît Tithonicul.

Intervalul Tithonic-Valanginian este reprezentat în seria bucovinică de stratele de Lunca, în sinclinalul Hăghimaș și de „stratele cu *Aptychus*”

⁸ Op. cit. pct. 3.



(*sensu* Săndulescu, 1973), în sinclinalul Rarău. Litofaciesul acestor două subdiviziuni litostratigrafice este întrucîtva diferit în sensul că rocile detritice lipsesc aproape cu totul în „stratele cu *Aptychus*”, în timp ce în stratele de Jianca există secvențe care amintesc flișul calcaros. În acest context este de remarcat că în seria bucovinică limita Jurasic-Cretacic nu corespunde nici unei discontinuități litologice, nici uneia de sedimentare, și nici unei schimbări a biofaciesului.

Hauterivian-Barremianul inferior este reprezentat de o altă diviziune litostratigrafică. În partea de sud a sinclinalului Hăghimaș acestui interval îi corespunde „flișul grezo-calcaros și calcarenitic” (Patrulinș et al., 1969; Baltreș, 1973), iar în partea de nord conglomeratele de Chicera, (Săndulescu, 1973). Acestea din urmă sînt de același tip cu conglomeratele de Muncelu din sinclinalul Rarău, pentru care se poate considera aceeași vîrstă.

O succesiune particulară o prezintă Tithonic-Neocomianul din digitația Sadova. Aici deasupra stratelor de Pojorîta (fliș predominant silicios de vîrstă Tithonic-Berriasian), urmează un orizont de calcarenite cu silex (Valanginian), peste care urmează transgresiv conglomeratele de Muncelu (Săndulescu, 1973). Această succesiune, precum și litofaciesul Tithonic-Berriasianului și Valanginianului sînt diferite de echivalentele lor din pinza bucovinică, fapt care ne-a și determinat să le separăm într-o digitație frontală a acesteia. Dacă în sinclinalul Hăghimaș nu găsim un echivalent al digitației Sadova în schimb mai la sud, în munții Perșani, putem considera că seria sedimentară ce repauzează normal pe cristalinelul Girbovei se poate paraleliza cu cea din digitația Sadova, în special flișul verde silicios (Tithonic?-Neocomian) de tipul stratelor de Pojorîta. Am putea deci avea în vedere existența unei digitații frontale a pinzei bucovinice care s-ar întinde din Bucovina pînă în munții Perșani și pentru care întrebăm denumirea de digitația Sadova-Girbova.

Cel mai nou termen al Cretacicului inferior este, în seria bucovinică, formațiunea de Wildfysch (Barremian superior-Albian). Ea este larg dezvoltată atît în sinclinalul Rarău cît și în sinclinalul Hăghimaș, fiind de altfel unul din elementele cele mai caracteristice ale pinzei bucovinice. Am arătat de curînd (Săndulescu, 1972) că în sinclinalul Hăghimaș această formațiune debutează în Barremianul superior bazați pe faptul că ea conține olistolite de calcare urgoniene (Barremian-inferioare) încă din nivelele sale inferioare. Atribuirea „flișului calcaro-grezos și calcarenitic” precum și a conglomeratelor de Muncelu și Barremianului inferior vine în sprijinul acestei presupunerii.

Atât în sinclinalul Rarău cât și în sinclinalul Hăghimaș, în baza formațiunii de Wildflysch se individualizează, pe anumite porțiuni, un orizont cu brezii și jaspuri. În Hăghimaș el este constituit din breziile infrajaspice și din stratele cu jaspuri (Săndulescu, 1969, 1972), în sinclinalul Rarău din brezia de Tătarca și din strate cu jaspuri. Corelarea acestor două succesiuni este evidentă. Și în breziile infrajaspice și în brezia de Tătarca am găsit remaniate elemente de calcare neojurassic, pe baza cărora am întinerit vîrsta ambelor formațiuni, care pînă atunci erau considerate jurasice.

Din analiza succesiunii depozitelor jurasice și cretacee inferioare din seria bucovinică se pot desprinde, printre altele, următoarele caractere generale specifice : (1) în acest interval se dezvoltă, aproape în exclusivitate depozite detritice ; (2) jaspurile se întîlnesc aici la două nivele (Callovian-Oxfordian și Barremian) (3) sedimentarea seriei bucovinice se încheie cu o formațiune foarte caracteristică, de Wildflysch, care precede punerea în loc a pînzelor transilvane, de alunecare gravitațională ; (4) grosimea cumulată a formațiunilor jurasice-eocretacee este mai mare decît cea a formațiunilor triasice.

Examinarea comparativă a seriei bucovinice din sinclinalele Rarău și Hăghimaș, făcută mai sus, arată o identitate aproape perfectă a celor două succesiuni, fapt care subliniază uniformitatea condițiilor de sedimentare din zona corespunzătoare acestei unități.

Seria sub-bucovinică

În cuprinsul sinclinalelor Rarău și Hăghimaș, care, reamintim cu această ocazie, sînt sinclinale de pînze (Săndulescu, 1972), nu avem de-a face cu pinza sub-bucovinică propriu zisă ci cu o serie de petice de rabotaj, smulse din aceasta și transportate în fruntea pînzei bucovinice. Vom încerca deci să corelăm aceste petice de rabotaj, dar pentru o mai clară stabilire a succesiunilor stratigrafice ne vom referi și la depozitele sub-bucovinice ce afloră în ferestrele din Valea Putnei (Pojorîta) și Tomești.

Triasic

În sectoarele de care ne ocupăm seria sub-bucovinică debutează cu conglomeratele și gresile cuarțitice ale Seisianului, identice cu cele din seria bucovinică. Campilianul în schimb are un facies diferit, la alcătuirea lui luînd parte calcare marnoase, în plăci subțiri, asemănătoare șisturilor



de Campil. Ele aflorează în peticul de rabotaj Gura Dămucului (Hăghimaș) și în fereastra de la Valea Putnei.

Anisianul sub-bucovinic este dolomitic, masiv. L-am întâlnit în peticul de rabotaj Gura Dămucului și Bîtea Rotundă, din Hăghimaș, în fereastra de la Tomești și în cea din Valea Putnei. În ultimele două puncte dolomitele sînt urmate de șisturi roșii-violacee, argiloase, silicifiate, care reprezintă foarte probabil echivalentul jaspurilor din acoperișul dolomitelor anisene bucovinice și au deci aceeași vîrstă (Anisian terminal-Ladinian bazal). La Tomești se întîlnesc chiar jaspuri roșii și verzi (P a t r u l i n s et al., 1965⁹).

În linii mari Triasicul sub-bucovinic se deosebește de cel bucovinic, în sectoarele pe care le analizăm, prin : grosimea mai mică, lipsa Ladinianului calcaros și a Triasicului superior și prin dezvoltarea Campilianului calcaro-marnos.

Jurasic

Singurul punct în care, în cele două sectoare, Jurasicul sub-bucovinic a fost dovedit cu argumente paleontologice este peticul de rabotaj Gura Dămucului unde, din calcare noduloase fine a fost determinată (G r a s u, 1969) o faună bathoniană. Există însă depozite care le-am încadrat atît în sinclinalul Hăghimaș cît și în Rarău la Jurasicul inferior, bazați pe litofaciesul lor și pe poziția geometrică. Așa de exemplu în peticul de rabotaj Gura Dămucului, între dolomitele anisene și calcarele mediojurasice am separat conglomerate cuarțitice limonitice pe care le-am încadrat în Liasicul inferior. Același conglomerate limonitice le-am reîntîlnit în baza unui pachet alcătuit din gresii calcaroase bogate în limonit ce alternează cu marne negricioase siltitice, care aflorează în valea Putnei deasupra dolomitelor anisene și a șisturilor roșii-violacee anisian-ladiniene și care pachet îl atribuim în întregime Liasicului inferior. În sinclinalul Rarău roci asemănătoare (gresii limonitice) am găsit în peticul de rabotaj Dealul Lefele (S â n d u l e s c u, 1973), direct deasupra șisturilor cristaline. În toate aceste puncte dispersate, considerăm că sîntem în prezența uneia și a aceleiași secvențe, reprezentată în întregime numai la valea Putnei și parțial la Gura Dămucului și Dealul Lefele, pe care o încadrăm în Liasicul inferior.

⁹ D. Patrușiu, Elena Popa, Ileana Popescu. Studiul depozitelor muzeozoice din partea meridională a munților Hăghimaș și din împrejurimile localităților Tomești și Sindomic. 1965. Arh. Inst. Geol., București.



În afara peticului de rabotaj Gura Dămucului, calcare mediojurasice se mai întâlnesc și în fereastra de la Tomești, din acestea din urmă fiind citate resturi de *Trocholina coincide* (Patrulius, Stănoiu în Patrulius et al., 1969¹⁰). Și la Tomești și la Gura Dămucului presupunem (Săndulescu, 1972) că aceste calcare fine negricioase trec la partea superioară și în Jurasicul superior.

Reținem, în concluzie că Jurasicul sub-bucovinic din regiunile analizate este reprezentat de Liasicul inferior, de Dogger și probabil și de Malm, cu litofaciesuri caracteristice acestei unități.

Cretacic

Cretacicul sub-bucovinic este reprezentat atât în sinclinalul Hăghimaș (peticele de rabotaj Gura Dămucului și Bîtea Rotundă) cît și în sinclinalul Barău (peticele de rabotaj Dealul Lefele, Dealul Floarea, Dealul Măcieșul) de conglomerate și brecii polimictice. În acestea la Gura Dămucului se intercalează marnocalcare cu tintinide neocomiene (Săndulescu, 1969). Este de remarcat faptul că breciile și conglomeratele stau transgresiv pe termeni mai vechi. Această situație deosebește seria sub-bucovinică de cea bucovinică în sensul că în timp ce în ultima există continuitate de sedimentare între Jurasic și Cretacic, în prima la această limită se individualizează o lacună.

Din trecerea în revistă a întregii succesiuni sub-bucovinice din cele două sectoare reiese, credem, destul de clar în evidență faptul că sînt ușor de corelat depozitele triasice și cretacice, cele jurasice fiind mai neuniform dezvoltate și reprezentate în diferite puncte de nivele stratigrafice diferite și deci mai greu de comparat.

Seriile transilvane

Formațiunile aparținînd seriilor transilvane se găsesc, atât în sinclinalul Barău, cît și în sinclinalul Hăghimaș, în două situații diferite dar comparabile și anume, sub formă de klippe sedimentare înglobate în formațiunea de Wildflysch bucovinic și alcătuiind corpul pinzelor sau peticelor de acoperire care plutesc pe această formațiune. Pentru a reface succesiunile inițiale ale seriilor transilvane este necesar să luăm în considerare și pe unele și pe celelalte.

De la început trebuie specificat că avem de-a face cu două serii transilvane, fiecare din ele corespunzînd uneia din pinzele care alcătuiesc

¹⁰ Op. cit. pct. 3.

acest sistem. Noi am propus să distingem o serie transilvană de Perșani, corespunzătoare pînzei cu același nume și o serie transilvană de Hăghimaș-Rarău corespunzînd pînzei de Hăghimaș (Săndulescu, 1972). Ele corespund în mare cu ceea ce Patrulius (1967) a separat sub denumirea de serie transilvană și serie de Rarău. Am preferat să nu adoptăm această nomenclatură pentru motivul că ambele serii fiind transilvane se produc confuzii asupra originii lor atunci cînd numai uneia i se acordă acest titlu. De altfel, Patrulius vedea în propunerea lui o altă origine pentru seria de Rarău pe care o alătura din punct de vedere paleogeografic zonei Triasicului de la Iacobeni, ipoteză cu care nu putem fi de acord avînd în vedere că Triasicul de la Iacobeni aparține celei mai profunde unități din zona cristalino-mezozoică pe cînd pînzele transilvane și în speță seria de Rarău celei mai de sus unități din aceeași zonă.

Triasic

Diferențierea cea mai netă a celor două serii transilvane se face la nivelul Triasicului.

Seria de Perșani. Werfenianul seriei de Perșani este cunoscut, sub formă de klippe sedimentare sau petice de acoperire, în ambele sinclinale. Seisianul este reprezentat de gresii cuarțitice fine, albe-verzui, ce formează mai multe petice de acoperire în sinclinalul Rarău (Săndulescu, 1973). Gresii asemănătoare au mai fost citate și în sinclinalul Hăghimaș, sub Ocsem, (Săndulescu, 1968), aici avînd o altă poziție structurală și anume constituind un petic de rabotaj la baza pînzei de Hăghimaș.

Campilianul este alcătuit din două subdiviziuni litostratigrafice suprapuse: stratele de Werfen (marne și gresii calcaroase diaclazate în alternanță deasă) și stratele de Campil (șisturi calcaroase sau calcare fine în plăci). Ele se regăsesc atît în sinclinalul Rarău (Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, 1968) cît și în sinclinalul Hăghimaș (Săndulescu, 1972), în ambele sectoare sub formă de klippe sedimentare.

Anisianul seriei de Perșani este cunoscut numai în sinclinalul Rarău. El este reprezentat de calcare bituminoase în bancuri decimetrice care alcătuiesc binecunoscuta klippă de „calcare de Guttenstein” de pe valea Pîrful Cailor.

Ladînianul, cunoscut atît în sinclinalul Hăghimaș cît și în sinclinalul Rarău este în primul rînd reprezentat de roci eruptive-serpentine (mai ales), sienite cuarțifere și bazalte (?). În sinclinalul Rarău serpentinele



formează peticele de acoperire Breaza și Măcieșul, precum și olistolite înglobate în masa Wildflysch-ului bucovinic (Săndulescu, 1973). Vîrsta ladiniană a serpentinelor a fost determinată în afara sinclinalului marginal, în munții Perșani (Patrulius et al., 1966). Mai trebuie să remarcăm că Mutihac citează roci eruptive bazice asociate unor calcare de Hallstadt ce conțin o faună de vîrstă noriană (Mutihac, 1968). Cum calcarele de Hallstadt fac parte și ele, cum vom vedea mai departe, tot din seria de Perșani ne întrebăm dacă nu este posibil să considerăm că activitatea magmatică a continuat cu intensitate scăzută pînă la sfîrșitul Triasicului. Tot Ladinianului îi mai aparțin și calcarele roșii și gălbui, breicioase, ce alcătuiesc o klipă sedimentară în malul drept al văii Pîrîul Cailor (Turculeț, 1971; Săndulescu, 1973). În sinclinalul Hăghimaș elementele ladiniene aparținînd seriei de Perșani sînt reprezentate de cîteva klippe sedimentare alcătuite din serpentine (Săndulescu în Patrulius et al., 1969¹¹; Săndulescu, 1972).

Triasicul superior aparținînd seriei de Perșani este caracterizat în primul rînd de dezvoltarea calcarelor de Hallstadt. Acestea sînt cunoscute atît în sinclinalul Hăghimaș cît și în Rarău în ambele sectoare însă numai sub formă de klippe sedimentare (Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, 1968; Săndulescu, 1968, 1969, 1972; Turculeț, 1971). După faunle găsite în aceste calcare (Mojsisovici, 1879; Mutihac, Mirăușă, 1964; Mutihac, 1966) se poate afirma că ele acoperă intervalul Carnian-Norian. Însumînd grosimea totală a acestor klippe constatăm că Triasicul superior în facies de Hallstadt nu depășește cîteva zeci de metri, ceea ce denotă o condensare accentuată. Remarcăm totodată că, exceptînd klipă de calcare crinoidale de pe Valea Seacă (Merhardt, 1910) de vîrstă norian-superioară (Patrulius, Stănoiu, în Patrulius et al., 1969¹²), nici în sinclinalul Rarău și nici în sinclinalul Hăghimaș nu se cunosc elemente de calcare reefogene triasic-superioare, bine dezvoltate în schimb în munții Perșani. Ne mîrginim să semnalăm doocamdată această contradicție, pentru soluționarea ei putînd fi avansate mai multe ipoteze, ca de exemplu variații de facies longitudinale sau existența unei a treia zone de facies care ar corespunde „cordilicerei” pretransilvane semnalată de curînd (Săndulescu, 1972).

Rheticul este și el semnalat în sinclinalul marginal, atît în Hăghimaș cît și în Rarău, dar este foarte dificil de precizat căreia din cele două serii îi aparține.

¹¹ *Op. cit.* pct. 3.

¹² *Op. cit.* pct. 3.

Seria de Hăghimaș - Rarău. Stabilirea succesiunii Triasicului seriei de Hăghimaș-Rarău se poate face în sinclinalul Rarău, în Hăghimaș regăsindu-se numai câțiva din termenii acesteia.

Werfenianul acestei serii este cunoscut în Creasta Hăghinișului, fiind reprezentat de gresii cuarțitice peste care urmează șisturi roșii (Popescu, Patrulius, 1961), ambele tipuri de roci aparținând probabil Seisianului.

Anisianul, eventual și Campilianul terminal, este reprezentat de calcare, calcare cu noduli dolomitici și dolomite (Popescu, Patrulius, 1964; Sândulescu, 1973). Acestea din urmă se întâlnesc și în sinclinalul Hăghimaș (Sândulescu, 1969, 1972).

Ladinianul seriei de Hăghimaș-Rarău cuprinde jaspurile și calcarele în plăci, cu silex, asociate acestora, din baza klippei Piatra Zimbrului, din Rarău, cele din peticul de acoperire Dealul Criminișului și de sub Piatra Crăpată, din Hăghimaș. Vîrsta lor a fost stabilită în Piatra Zimbrului (Popescu, Patrulius, 1964). Apartenența lor la seria de Hăghimaș-Rarău este subliniată de faptul că, în sinclinalul Hăghimaș ele urmează deasupra dolomitelor anisiene, cu care par a fi în continuitate de sedimentare.

Triasicul superior al seriei pe care o descriem este cunoscut mai ales în sinclinalul Rarău. Carnianul este reprezentat de calcare albe, în plăci, cu silexuri fine, cu *Halobia styriaca* (Popescu, Patrulius, 1964). Ele formează o parte a klippei din Piatra Zimbrului, klippa de la vest de muntele Rarău, Popchii Rarăului și o parte din klippa de pe valea Timoi (Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, 1968; Sândulescu, 1973). Nu este exclus ca aceste calcare să treacă și în Ladinianul superior. Partea lor superioară are și varietăți de facies în sensul că în klippa Piatra Zimbrului ele trec la calcare masive tot carniene.

Norianul aparținând sigur seriei de Hăghimaș-Rarău este reprezentat de calcare roșcate, noduloase, ce se așază peste calcarele în plăci ale Carnianului din klippa Timoi (Turculeț, 1971; Sândulescu, 1973). Tot Norianului îi aparțin și calcarele marnoase, închise la culoare, cu *Monotis salinaria*, care sînt citate atât în sinclinalul Rarău (Popescu, Patrulius, 1961), cît și în Hăghimaș (Herbieh, 1876). Problema care se pune în acest caz este similară cu cea semnalată în cazul Triasicului superior din seria de Perșani adică a două faciesuri sincrone aparținînd aceleiași serii. Datorită faptului că depozitele noriene cu *M. salinaria* formează klippe izolate, în timp ce calcarele roșcate noduloase sînt legate în klippa Timoi, evident de calcarele carniene, sîntem de părere că, dacă



acceptăm ipoteza unei a treia serii transilvane, mai precis pretransilvane, acesteia ar trebuie să-i fie atribuite calcarele marnoase.

Încercînd să sintetizăm caracterele generale ale Triasicului din cele două serii transilvane reținem că : (1) din Seisian pînă în Norian cele două serii se individualizează prin litofaciesuri proprii, distinctive; (2) cu excepția Seisiannului, în care se dezvoltă depozite detritice și a Ladinianului, în care sînt puse în loc roci eruptive bazice și ultrabazice sau se depun jaspuri, cea mai mare parte a formațiunilor transilvane sînt carbonatice ; (3) deși, din cauza disocierii puternice a seriilor transilvane, se pot examina greu relațiile între diferiții termeni litostratigrafiei ai Triasicului s-ar părea că nu există discordanțe importante între acestea.

Jurasic inferior și mediu

Depozitele transilvane jurasice inferioare și medii se găsesc în sinclinalul marginal numai sub formă de klippe sedimentare înglobate în Wildflyschul bucovinic. Excepție fac doar calcarele de Adneth de la Piatra Unică, ce formează un petic de rabotaj la baza pînzei Hăghimașului. Gradul înaintat de disociere a depozitelor eo- și mediojurasice, precum și lipsa unor situații favorabile care să permită examinarea raporturilor între ele și depozitele triasice fac foarte grea încadrarea lor la una sau alta din seriile transilvane. Singurele depozite care vin în contact direct cu depozite de altă vîrstă ale celor două pînze sînt calcarele de Adneth. Dar și în această situație încadrarea lor este oarecum ambiguă întrucît în sinclinalul Hăghimaș ele se găsesc la baza pînzei cu același nume (Săndulescu, 1968), pe cînd în munții Perșani, în pînza de Perșani, se cunosc calcare de Adneth repauzînd transgresiv pe calcarele noriene ale acesteia (Patrulius et al., 1971). În această situație, deși s-ar putea presupune că peticul de rabotaj de la Piatra Unică a fost smuls din pînza de Perșani, credem că se poate admite că în timpul Jurasicului inferior și mediu condițiile de sedimentare s-au uniformizat în ambele zone corespunzătoare seriilor transilvane.

Cele mai vechi depozite aparținînd Jurasicului transilvan sînt calcarele de Adneth. Ele au fost citate atît în sinclinalul Rărău (dealul Prașca — Uhlig, 1903) cît și în Hăghimaș (Piatra Unică — Herbich, 1876). Și într-un caz și în celălalt este vorba de depozite exclusiv sînnemuriene (Turculeț, 1971; Săndulescu, 1972).

Pliensbachianul este cunoscut în sinclinalul Rărău în valea Prașca (Turculeț, 1971) și Măgura Pojoritei (Stănoiu, 1967), unde sînt



reprezentate de calcare grezoase și calcare bioclastice, respectiv de calcare nisipoase. În Hăghimaș calcare grezoase cu brachiopode medioliassice (Pelin, 1967) se găsesc în megabreciile din Wildflysch.

Depozitele Toarcianului au fost recunoscute în sinclinalul Hăghimaș ca elemente în conglomeratele Wildflysch-ului (calcare grezoase — Năstăseanu, Solcanu, 1963; marne nisipoase — Patrușiu et al., 1969), iar în sinclinalul Rarău sub formă de klippe sedimentare alcătuite din gresii calcareoase și marnocalcare (Izvorul Malului — Turculeț, 1971) sau calcare grezoase (Sadova — Turculeț, 1971; Lucava — Stănoiu, 1967).

Doggerul este și el reprezentat în klippele sedimentare din Wildflyschul bucovinic. În sinclinalul Hăghimaș este reprezentat de calcare oolitice feruginoase bathoniene (Sândulescu, 1972) iar în Rarău de calcare bioclastice bajociene (Fundu Pojoritei — Turculeț, 1971), de calcare grezoase pseudoolitice bathoniene (Valca Scacă — Turculeț, 1971) și gresii calcareoase grosiere (Sadova — Stănoiu, 1967).

Din considerațiile făcute mai sus se desprind câteva caractere generale, specifice, ale depozitelor eo- și mediojurasice transilvane: 1) grosimea cumulată a acestor formațiuni nu depășește cîteva zeci de metri grosime, deși sînt reprezentate toate etajele intervalului stratigrafic analizat, element indicator al unei sedimentări condensate; (2) ele sînt puternic disociate și reduse la klippe sedimentare de dimensiuni mici; (3) lito-faciesul este calcaro-siltic, fără aport important de material elastic.

Jurasic superior-Cretacic inferior

Spre deosebire de depozitele Jurasicului inferior și mediu, Malmul este bine reprezentat în seriile transilvane și, alături de el și o parte a Cretacicului inferior. Aceste formațiuni se cunosc însă numai în seria de Hăghimaș — Rarău, formînd cea mai mare parte a corpului pînzei de Hăghimaș.

Depozitele neojurasice debutează în această serie cu stratele cu *Aspidoceras acanthicum*, exclusiv kimmeridgiene (Sândulescu, 1972), alcătuite din calcare noduloase roșii și cenușii, calcare grezoase și gresii calcareoase. Ele sînt binecunoscute la baza pînzei Hăghimașului în sinclinalul cu același nume și au fost recent puse în evidență și în sinclinalul Rarău (Sândulescu, 1973), sub forma unor klippe sedimentare.

Tithonic-Neocomianul este cunoscut în sinclinalul Hăghimaș unde a putut fi împărțit în trei orizonturi: calcaros inferior (Tithonic), marnocalcaros (Berriasian) și calcaros superior (Neocomian) (Sândulescu,



1972). Aceste depozite formează masa principală a pinzei Hăghimașului și se regăsesc și sub formă de klippe sedimentare în Wildflyschul bucovinic. Litofaciesul lor, de tip Stramberg este net diferit de al depozitelor sincrone, pelagice, din seria bucovinică.

Ultimul termen al seriei de Hăghimaș-Rarău este reprezentat de calcare urgonice, cunoscute atât din sinclinalul Hăghimaș cât și din Rarău. Ele au o poziție transgresivă acoperind diverși termeni ai Tithonic-Neocomianului (Hăghimaș) sau chiar depozite triasice (Rarău). Calcare urgoniene se găsesc și sub formă de klippe sedimentare în Wildflysch, în ambele sinclinale.

Lipsa Tithonic-Neocomianului în sinclinalul Rarău nu este certă, după părerea noastră, întrucât s-ar putea ca o parte a calcarelor atribuite actualmente Urganianului (Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, 1968; Turculeț, 1971) să fie mai vechi, cum au și fost mai de mult considerate (Ilie, 1957). Numai un studiu detaliat al microfaciesului ar putea tranșa această problemă.

Cuvertura post-tectonică

Cuvertura post-tectonică a ansamblului de pinze suprapuse care alcătuiesc sinclinalul marginal al Carpaților Orientali a fost separată în sinclinalul Hăghimaș (Săndulescu, 1969) și este reprezentată de conglomeratele de Birnadu de vîrstă Vraconian-Cenomanian. Aceste depozite au fost de curînd separate și în partea centrală a sinclinalului Rarău (Săndulescu, 1973). În acest din urmă sector este foarte probabil ca ele să aibă o extindere încă mai importantă. Ne gîndim în primul rînd la conglomeratele care alcătuiesc vîrfurile Rarău și care acoperă transgresiv atât resturile pinzei de Hăghimaș cât și Wildflyschul bucovinic din această regiune.

Caracterele specifice ale Mezozoicului din sinclinalul marginal în cadrul general al Carpaților

După analiza comparativă a seriilor mezozoice din cele două sectoare ale sinclinalului marginal al Carpaților Orientali din care reținem, credem noi, destul de clar caracterul unitar al acestuia, este interesant de urmărit dacă elementele specifice ale seriilor mai bine individualizate în cuprinsul său (seria bucovinică și seriile transilvane) se regăsesc și în alte segmente carpatice. Această comparație la scară mare se poate face mai ales pentru intervalele Triasic și Malm-Eocretacic.



Triasicul bucovinic, pentru care prezența jaspurilor constituie cel mai caracteristic element, nu se regăsește nicăieri în afara Carpaților Orientali. Dezvoltarea Triasicului superior, dolomitic-calcaros, exclude posibilitatea comparării seriei bucovinice cu seriile tatrice, în care acesta lipsește sau este dezvoltat în faciesul Keuperului carpatic. Prezența faciesului dolomitic în Anisian și a celui cuarțitic în Seisian nu reprezintă argumente valabile de corelare (Tollmann, 1969) întrucât ele sînt extrem de răspindite în multe zone ale Carpaților și devin, din acest motiv, atipice.

Triasicul transilvan, prin biofaciesul său net mediteranean a determinat încă de mult pe Uhlig (1907) să-l compare cu Triasicul subtatric. Recent s-au făcut corelări mai precise ale Triasicului transilvan fie cu cel din pinzele subtatrice superioare (Tollmann, 1969), fie cu cel din echivalentele lor din sistemul Codru-Arieșeni (Patrulius et al., 1971).

Încercînd o apropiere între una din seriile transilvane și pinza de Choč, sau de echivalentul ei în munții Apuseni de nord, pinza de Dieva, constatăm că: (1) în seria de Perșani nu există nici calcare de Reifling, nici strate de Lunz, nici dolomitul de Choč; (2) în seria de Hăgimaș-Rarău nu se cunosc nici dolomitul de Choč, nici stratele de Lunz, calcarele de Reifling putînd fi în extremis paralelizate cu calcarele în plăci cu silex ale Carnianului, deși în pinza de Choč acestea sînt eminentamente Iadiniene; de altfel în pinza de Choč nu se cunosc nicăieri jaspuri ca în seria de Hăgimaș-Rarău. Rezultă deci că nu este posibil de făcut o apropiere între vreuna din seriile transilvane și pinza de Choč.

Corelarea a cel puțin uneia din seriile transilvane cu Triasicul din pinza de Strajov, Gemeride (Karstul Slovac) sau pinza de Moma (Vașcău) s-ar părea că ar avea multe șanse de reușită. Prezența calcarelor de Hallstadt în seria de Perșani ar fi un prim argument în favoarea acestei paralelizări. În acest context trebuie să precizăm însă că litofaciesul calcarelor „de Hallstadt” din sinclinalul marginal al Carpaților Orientali este mult diferit de cel tipic (Karstul Slovac), biofaciesul lor fiind în primul rînd comparabil. În sprijinul corelării de mai sus a fost citată prezența calcarelor de Schreyeralm în seria de Perșani (Patrulius et al., 1971). De fapt este vorba de intercalații de tip Schreyeralm în calcarele bituminose de tip Anaberg, asociație deloc caracteristică pentru cele mai înalte unități subtatrice sau echivalentele lor. În acestea din urmă nu sînt de altfel cunoscute nici rocile verzi atît de caracteristice seriei de Perșani. Deosebirile merg și mai departe dacă depășim cadrul propus

— corelarea Mezozoicului — și ne referim la depozitele paleozoice superioare.

Ținând seama de cele de mai sus credem că, deși în seriile transilvane se regăsesc unele elemente subtratice superioare, poziția cea mai realistă este de a le considera ca provenind din domenii de sedimentare diferite. Aceasta și pentru că, așa cum vom vedea, depozitele mai noi decât Triasicul sînt și ele diferite de cele subtratice.

Malmul și Eocretacicul bucovinic este un al doilea interval al acestei serii care prezintă caractere specifice, comparabile cu alte domenii carpatice. Elementele cele mai caracteristice ale acestui interval sînt Tithonic-Neocomianul pelagic și Wildflyschul. Primul are afinități cu seria pienină *s.str.* (seria de Kysuca) în care se dezvoltă de asemenea un Tithonic-Neocomian de tip biancone; în plus tot în acest facies se cunosc jaspuri în Callovian-Oxfordian și calcare roșii cu Saccocome în Kimmeridgian, la fel ca și în seria bucovinică. În schimb Wildflyschul nu își găsește nici un echivalent în zona klippelor pienine. Doar în munții Metaliferi o formațiune similară se reîntâlnește cam la același nivel stratigrafic (Bleașu et al., 1968; Bordea et al., 1965; Lupu, 1972), dar este necesar să precizăm că este vorba de două formațiuni comparabile și nu corelabile.

Reținem deci din cele de mai sus că și partea superioară a seriei bucovinice, prin prezența Wildflyschul-ului, este caracteristică numai pentru Carpații Orientali, ca și depozitele triasice ale ei.

Malmul și Eocretacicul transilvan, caracterizat de dezvoltarea exclusivă a calcarelor masive de tip Stramberg sau de tip urgonian, poate fi într-o oarecare măsură comparat cu diverși termeni din zona klippelor pienine. Așa de exemplu în seria de Czorsztyn se întîlnesc calcare neojurassice recifogene (calcarele de Czorsztyn, breziile de Rogosznik) iar în seria de Manin se găsește bine dezvoltate calcare Urgoniene. Desigur că este vorba de asemănări globale, care nu permit mai mult decît o apropiere a celor două zone ca tip paleotectonic și nu neapărat o legătură directă.

Încercînd să tragem o concluzie la toate considerațiile generale făcute atît asupra Triasicului cît și asupra Malm-Eocretacicului celor două principale serii din sinclinalul marginal al Carpaților Orientali constatăm că seria bucovinică nu se poate corela cu nici o altă secvență mezozoică din celelalte zone ale Carpaților, iar seria transilvană, deși are unele caractere asemănătoare cu alte regiuni, ele sînt în ansamblu atît de contradictorii (Triasic de tip subtratic superior și Malm-Eocretacic de tip pienin) încît nu



mai pot fi considerate elemente de comparație ci devin elemente caracteristice pentru o zonă aparte, cu caractere mixte. Acesta este cazul zonei din care provin seriile transilvane.

Am lăsat la urmă seria sub-bucovinică, întrucît caracterul discontinuu și suprafața redusă pe care aflurează în cadrul sinclinalului marginal al Carpaților Orientali, nu permit comparații de anvergură. Reamintim doar o concluzie pe care am subliniat-o și cu alte ocazii, aceea că seria sub-bucovinică are caracterele tipice ale unei serii ce provine de pe un rid, de tip brianțonez de pildă.

BIBLIOGRAFIE

- Baltreș A., Brustur T. (1973). Notă asupra unei faune barremiene inferioare din partea meridională a munților Hăghimaș. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/2, București.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- Bleahu N., Babucca L., Piliuță Ana Maria (1968) Contribuții la microbiostratigrafia cretaciacului din munții Metaliferi. *St. cerc. geol.* 13, 1, București.
- Bordea S., Bordea Josefina, Purice I. R. (1965) Studiul geologic al regiunii dintre valea Jezerului și valea Goldei (Munții Metaliferi) *D. S. Com. Geol.*, LI/1, București.
- Grasu C., Turculeț I. (1965) Asupra virstei recifului de la Gura Dămucului. *Soc. Șt. Nat. Geogr.*, III, București.
- (1969) Cercetări geologice în sedimentarul mezozoic din bazinul superior al văii Bicaului. Autoreferat, Iași.
- Herbich F. (1876) Das Szeklerland, Budapesta.
- Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulungul Moldovei -Pitiiul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, București.
- Lupu M. (1972) Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din munții Trascău. Rezumatul tezei de doctorat. București.
- Merhart G. (1910) Neue Funde aus der Trias der Bukovina. *Mitt. geol. Gesell. Wien*, III, Wien.
- Mojsisovič E. (1879) Über einige neue Funde von Fossilien in den Ostkarpaten. *Vehr. k. k. geol. R. A. Wien*.
- Mutihaș V., Mirănuș Elena (1964) Observațiuni asupra Triasicului din Rarău *D.S. Com. Geol.*, I, 2, București.
- (1965) Considerații asupra Doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza). *Acad. R.P.R., St. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Ser. geol.*, 10, 1, București.
- (1966) Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului. *D.S. Com. Geol.*, LII/1, București.
- (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal intern. *Ed. Acad. R.S.R.*, București.



- Năstăsescu A., Solcanu M. (1963) Asupra prezenței zonei cu *Hildoceras bifrons* în sinclinalul Hăghimaș-Ciuc. *Com. Acad. RPR*, XIII, 2. București.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Serile mezozoice și pinza de decolare transilvană din împrejurimile Comanei (munții Perșani). *An. Com. Geol.*, XXXV, București.
- (1967) Le Trias des Carpates Orientales de Roumanie. *Geol. Shorn.*, XVII, 2. Bratislava.
 - Popa Elena, Popescu Ileana (1969) Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXVII, București.
 - Bleahu M., Popescu Ileana, Bordea S. (1971) Guide book to excursions of the Hind Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association. The Triassic of the Apuseni Mountains and the East Carpathians Bend. *Geol. Inst.* 8. București.
- Palin M. (1967) Studiul geologic al formațiunilor mezozoice din masivul Hăghimaș. Auto-referat. București.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și klipelor exotice din Rarău (Carpații Orientali) *An. Com. Geol.* XXXIV, 1. București.
- Săndulescu M. (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/3. București.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/3. București.
 - (1972) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). Rezumatul tezei de doctorat. București.
 - (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central) *D. S. Inst. Geol.*, LIX/5. București.
- Stănoiu I. (1967) Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din valea Tătarca-valea Lucavei. *D. S. Com. Geol.*, LIII/1. București.
- Tollmann A. (1969) Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten Bogens. *Geologie*, 10. Berlin.
- Turculeț I. (1971) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și cretacee din cveta Rarău-Breaza. *Ins. Geol., St. Tehn. Econ., Ser. J*, 10. București.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- (1907) Ueber die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. k. Akad. Wiss.*, XVI. Wien.

CORRÉLATION DES SÉRIES MÉSOZOÏQUES DES SYNCLINAUX DE RARĂU ET DE HĂGHIMAȘ (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Le synclinal marginal des Carpates Orientales, avec ses deux secteurs, le synclinal de Rarău, au nord, et le synclinal de Hăghimaș, au sud, représente un synclinal de nappes placé sur le bord externe du massif de Maramureș. On y reconnaît plusieurs séries lithostratigraphi-



ques (bucovinienne, sub-bucovinienne, transylvaine de Perşani et transylvaine de Hăghimaş-Rarău), caractérisant chacune des unités tectoniques distinctes.

Serie bucovinienne

La série bucovinienne repose en discordance sur des formations cristallines méso-et épizonales, avec lesquelles elle participe à la constitution de la nappe bucovinienne.

Trias. La série bucovinienne débute avec les grès et conglomérats quartzitiques du Sélsien. Dans le synclinal de Hăghimaş on connaît des endroits où des jaspes s'y intercalent (Sândulescu, 1972). La sédimentation carbonatique commence dès le Campilien, représentée surtout par des calcaires sublithographiques lités (horizon de Azodu Mare), mieux développés dans le synclinal de Rarău. Au Campilien terminal et surtout à l'Anisien appartiennent des dolomies massives, bien connues tant dans le synclinal de Rarău que dans celui de Hăghimaş. Dans le synclinal de Rarău les dolomies sont surmontées en discordance simple par des jaspes. Ces derniers ont été également distingués dans le synclinal de Hăghimaş, y étant intercalés dans la partie sommitale des dolomies ou bien les surmontant en continuité (Sândulescu, 1972). On arrive à placer ce niveau de jaspes dans la zone de limite de l'Anisien avec le Ladinien, étant donné que les calcaires blancs qui les surmontent appartiennent au Ladinien inférieur (Sândulescu, 1972); ces calcaires ont été reconnus dans les deux secteurs du synclinal marginal.

Le Trias supérieur est représenté dans le synclinal de Hăghimaş par des calcaires et des dolomies rouges et roses (Carnien inférieur), tandis que dans le Rarău on connaît des calcaires lités à silice (Carnien supérieur-Norien inférieur) et des calcaires blancs massifs à dasycladacés (Norien supérieur).

Parmi les caractères spécifiques du Trias bucovinien peuvent être retenus : (1) le caractère carbonatique de la grande majorité des formations de cet âge et l'absence, à l'exception du Sélsien, des dépôts détritiques; (2) l'existence de deux niveaux de jaspes, un sélsien l'autre anisien terminal-ladinien basal; (3) la présence de tous les étages du Trias, bien que séparés par des discordances simples.

Jurassique et Crétacé. Le Jurassique bucovinien est bien représenté dans le synclinal de Hăghimaş. Il y débute avec des calcaires oolithiques hématitiques (Sinémurien-Carixien), suivis par des calcaires conglomératiques dommériens. Le Dogger, nettement discordant, est représenté par des calcaires gréseux, surmontés par des jaspes calloviens-oxfordiens. Dans le synclinal de Rarău on retrouve seulement un équivalent des calcaires oolithiques, représenté par des bauxites oolithiques et des calcaires gréseux médio-jurassiques.

Le Kimméridgien est connu dans un seul point, dans le synclinal de Hăghimaş, où il est représenté par des calcaires rouges à *Saccocoma*. Le Tithonique-Valanginien est typiquement développé dans la série bucovinienne, étant représenté par une formation marne-calcaire pélagique, à tintinidés, les couches de Lunca dans le synclinal de Hăghimaş et les „couches à *Aptychus*” (sensu Sândulescu, 1973) dans celui de Rarău. Les conglomérats de Muncelu (Hauteriviens-Barrémien inférieur) du synclinal de Rarău se retrouvent dans la partie septentrionale du synclinal de Hăghimaş (conglomérats de Chicera — Sândulescu, 1972), leur équivalent dans la partie sud de ce dernier étant le „flysch calcaréo-gréseux et calcarénitique” (D. Patruşiu et al., 1969). Tous ces termes ont une position nettement transgressive.



La série bucovinienne est couronnée dans les deux synclinaux par la formation de Wildflysch (Barrémien supérieur-Albien). À la partie inférieure de celle-ci s'individualise, par endroits dans le synclinal de Hăghimaș, un horizon basal constitué par les „brèches infrajaspées” et les „couches à jaspes” (Săndulescu, 1969). On a retrouvé récemment leurs équivalents dans le synclinal de Rarău, représentés par les brèches de Tâtarca et les jaspes qui les surmontent (Săndulescu, 1973).

Une succession particulière du Malm et du Néocomien est observable dans la digitation de Sadova, du synclinal de Rarău (Săndulescu, 1973) où le Tithonique-Berriasien est représenté par les couches de Pojorita (flysch siliceux), le Valanginien par des calcarénites à silex et le Hauterivien-Barrémien inférieur par les conglomérats de Muncelu. Cette succession n'est pas connue dans le synclinal de Hăghimaș, mais on peut la retrouver plus au sud dans les Monts Gârbova (Perșani) représentée surtout par le flysch vert siliceux (Tithonique? -Néocomien) (Patriuliș et al., 1966). Cette situation nous permet de distinguer une importante digitation frontale de la nappe bucovinienne, la digitation de Sadova-Gârbova.

Les caractères spécifiques des formations bucoviniennes jurassiques-éocènes du synclinal marginal sont : (1) l'abondance des dépôts détritiques, l'absence des formations calcaires et la présence, à deux niveaux, des couches à jaspes ; (2) la présence de la formation de Wildflysch, élément caractéristique de la série bucovinienne ; (3) le faciès pélagique, typique, du Tithonique-Valanginien ; (4) le fait que l'épaisseur totale des dépôts jurassiques-éocènes dépasse celle des formations triasiques.

Série sub-bucovinienne

Sur le bord externe du synclinal marginal, qui, nous le rappelons, est un synclinal de nappes, les formations sub-bucoviniennes constituent plusieurs lambeaux de rabotage, coincés au front de la nappe bucovinienne. Pour mieux analyser leur corrélation il faut considérer aussi la succession de la même série connue dans les fenêtres de Valea Putnei-Pojorita et Tomești, situées à l'ouest du synclinal marginal.

Trias. Le Séisien et l'Anisien sont identiques à leurs équivalents de la série bucovinienne. Le Campilien est différent étant représenté par des calcaires marneux en plaquettes, du type des schistes de Campil. Les dolomies anisiennes sont surmontées par des argiles radiolaritiques et des jaspes, du même âge (Anisien terminal-Ladinien basal) que ceux de la série bucovinienne. La reste du Trias manque.

Jurassique. On suppose (Săndulescu, 1969, 1973) que le Lias inférieur y est représenté par des grès limonitiques et des marnes sombres. Au Dogger, daté paléontologiquement, appartiennent des calcaires fins, noduleux, sombres, qui à leur partie supérieure deviennent plus marneux et finement lités, pouvant éventuellement monter jusque dans le Malm (Săndulescu, 1972).

Crétacé. Le Crétacé sub-bucovinien est représenté aussi bien dans le synclinal de Hăghimaș que dans celui de Rarău par des brèches polymictiques, néocomiennes (Săndulescu, 1969, 1973). On constate que, contrairement à la série bucovinienne, dans celle sub-bucovinienne il y a discontinuité à la limite du Jurassique-Crétacé.



Séries transylvaines

Les séries transylvaines caractérisent les nappes du système portant le même nom. Nous distinguons en général deux séries transylvaines : la série transylvaine de Perșani et la série transylvaine de Hăghimaș-Rarău. On les retrouve toutes les deux dans le synclinal marginal soit sous forme de klippes sédimentaires soit constituant le corps des nappes transylvaines ou des lambeaux de recouvrement de celles-ci.

Trias. La série de Perșani débute par des grès quartzitiques fins, verdâtres, connus surtout dans le synclinal de Rarău (Sandulescu, 1973), mais aussi dans celui de Hăghimaș (Sandulescu, 1968). Au Campilien appartiennent les couches de Werfen (marnes et grès calcaires) et les couches de Campil (schistes calcaires et calcaires finement lités), connues sous forme de klippes sédimentaires dans la formation de Wildflysch, tout aussi bien dans le synclinal de Hăghimaș que dans celui de Rarău. L'Anisien de la série de Perșani est connu seulement dans le synclinal de Rarău, où il est représenté par de calcaires bitumineux („calcaires de Guttenstein" de Pirtul Cailor).

Le Ladinien de cette série est représenté surtout par des serpentines auxquelles s'associent des roches alcalines et quelquefois des diabases. Elles forment des lambeaux de recouvrement dans le synclinal de Rarău; on les retrouve aussi sous forme de klippes sédimentaires dans les deux synclinaux (Sandulescu, 1972, 1973). Appartenant toujours au Ladinien on connaît des calcaires rouges bréchiques (Pirtul Cailor dans le Rarău).

Le Trias supérieur de la série de Perșani est caractérisé par le développement des calcaires de Hallstadt aussi bien dans le synclinal de Rarău que dans celui de Hăghimaș. Ils couvrent le Carnien et le Norien et forment des klippes sédimentaires de petites dimensions. L'épaisseur cumulée de ces klippes ne dépasse guère une dizaine de mètres, marquant une condensation stratigraphique notable. Le Rhétien a été également signalé dans le synclinal marginal, mais il est difficile de préciser à laquelle des deux séries transylvaines ces dépôts appartiennent.

La série de Hăghimaș-Rarău, débute par des conglomérats et des grès quartzitiques séisiens, surmontés par des schistes rouges. Suivent des dolomies, des calcaires à rognons dolomitiques et des calcaires dolomitiques du Campilien-Anisien. Cette succession a été établie dans le Rarău. (Popescu, Patrușiuș, 1964); dans le synclinal de Hăghimaș on reconnaît seulement les dolomies (Sandulescu, 1969, 1972). Le Ladinien est représenté par des jaspes et des calcaires à silex, connus aussi bien dans le synclinal de Rarău, où a été d'ailleurs établi leur âge (Popescu, Patrușiuș, 1964) que dans le synclinal de Hăghimaș (Sandulescu, 1969).

Le Trias supérieur de la série de Hăghimaș-Rarău est connu surtout du synclinal de Rarău. Le Carnien y est représenté par des calcaires lités à silex, qui passent parfois latéralement à des calcaires massifs. Au Norien appartiennent des calcaires rouges noduleux. Du même intervalle stratigraphique proviennent les calcaires marneux sombres à *Monotis subinaria* signalés tout aussi bien dans le Rarău que dans le Hăghimaș. On pourrait, éventuellement, considérer ces derniers de provenance différente par rapport aux calcaires rouges, leur aire d'origine pouvant être la „cordillère" prétransylvaine (Sandulescu, 1972).

Les caractères spécifiques des dépôts triasiques des deux séries transylvaines sont: (1) du Séisien jusqu'au Norien elles s'individualisent par des lithofaciès distincts; (2) à l'exception du Séisien, dans lequel se développent des formations détritiques et du Ladinien, dans



lequel on connaît des jaspes, les formations transylvaines sont carbonatiques; (3) bien que fortement dissociées les séries transylvaines paraissent n'avoir pas de discordances importantes.

Jurassique inférieur et moyen. Les dépôts éo- et médio-jurassiques sont connus presque exclusivement sous forme de petites klippes sédimentaires éparpillées dans la formation de Wildflysch du synclinal marginal, situation qui empêche d'établir avec précision l'appartenance de ces dépôts à l'une des deux séries transylvaines.

Les plus anciens dépôts du Jurassique transylvain sont les calcaires rouges d'Adneth (Sinématien), connus tout aussi bien dans le Rarău que dans le Hăghimăș. Le Pliensbachien et le Toarcien représentés par des formations surtout calcaréo-détritiques, ont été reconnus dans les deux synclinaux. Une klippe sédimentaire constituée par des calcaires blocastiques bajociens est signalée dans le synclinal de Rarău. Des calcaires oolithiques bathoniens sont connus dans le synclinal de Hăghimăș et aussi dans celui de Rarău.

Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Les dépôts du Malm et du Crétacé inférieur sont exclusivement développés dans la série de Hăghimăș-Rarău. Le Malm y débute par les couches à *Aspidoceras acanthicum*, exclusivement kimméridgiennes (Săndulescu, 1972) (calcaires noduleux rouges et verts, calcaires sableux). Elles forment la base de la nappe de Hăghimăș dans le synclinal du même nom et ont été récemment retrouvées dans le synclinal de Rarău comme klippes sédimentaires (Săndulescu, 1973). Le Tithonique-Néocomien est développé sous faciès de calcaires massifs de type Stamborg. Dans le synclinal de Hăghimăș on a pu, par endroits, distinguer un horizon calcaire inférieur (Tithonique), un horizon margocalcaire (Berriasien) et un horizon calcaire supérieur (Néocomien). Nous supposons que dans le synclinal de Rarău une partie des calcaires massifs actuellement attribués au Barrémien sont d'âge tithonique-néocomien. Le plus jeune terme de la série de Hăghimăș-Rarău est représenté par des calcaires urgoniens à pachyodontes et orbitolines.

Couverture post-tectonique

Dans le synclinal de Hăghimăș on a séparé une couverture post-tectonique bien développée, représentée par les conglomérats de Bîrnadu (Săndulescu, 1969). Récemment les mêmes dépôts ont été séparés aussi dans le synclinal de Rarău (Săndulescu, 1973).

Caractères spécifiques du Mésozoïque du synclinal marginal dans le cadre général des Carpates

Les éléments spécifiques des séries mésozoïques qu'on trouve dans le synclinal marginal et qui peuvent être comparés à ceux des autres secteurs carpatiques doivent être cherchés au niveau du Trias et du Malm-Crétacé.

Le Trias bucovinien pour lequel la présence des jaspes est l'élément le plus caractéristique, ne se retrouve nulle part en dehors des Carpates Orientales. Le développement calcaire du Trias supérieur bucovinien exclut la possibilité de le comparer avec celui tatrique dans lequel le Néotrias est absent ou est développé sous le faciès du Kenper carpatique. La présence du Séisien quartzitique et de l'Anisien dolomitique, considérés comme éléments valables de corrélation (Tomlinson, 1969), est non-caractéristique, ces lithofaciès se retrouvant dans plusieurs zones.

Le biotaciès du Trias transylvain a déterminé depuis longtemps Uhlig (1907) de le comparer avec celui sub-tatrique. Récemment des corrélations plus précises ont été faites avec



les nappes sub-tatriques supérieures (T o l l m a n n, 1969) ou bien avec leurs équivalentes du système des nappes de Codru-Arieșeni (P a t r u l i u s et al., 1971). Si l'on cherche un rapprochement entre l'une des séries transylvaines et la nappe de Choč, ou son équivalente dans les Monts Apuseni la nappe de Dieva, on constate que : (1) dans la série de Perșani il n'y a ni la dolomie de Choč, ni les calcaires de Reifling, ni les couches de Lunz ; (2) dans la série de Hăghimaș-Rarău on ne trouve ni les couches de Lunz, ni les dolomies de Choč, les calcaires de Reifling pouvant in extremis être comparés avec les calcaires lités à silex du Carnien, bien que dans la nappe de Choč ils soient strictement cantonnés dans le Ladinien. De plus dans cette nappe on ne trouve nulle part des japes comme dans la série de Hăghimaș-Rarău.

La présence des calcaires de Hallstadt dans la série de Perșani peut être éventuellement considérée un argument valable pour sa corrélation avec les formations triasiques de la nappe de Strajov, le Karst Slovaque ou la nappe de Vașcău (Moma). Pourtant il faut préciser que : (1) le lithofaciès des calcaires de type Hallstadt de la série de Perșani diffère assez sensiblement de celui du Karst Slovaque ; (2) les calcaires de Steinalm et de Schreyeralm, signalés comme éléments favorables à la corrélation mentionnée représentent en effet des intercalations subordonnées dans les calcaires bitumineux de type Anaberg, association gènère caractéristique pour le Trias des plus hautes unités sub-tatriques ; (3) dans les unités sub-tatriques supérieures on ne connaît pas les roches vertes si caractéristiques pour la série de Perșani. Les différences vont encore plus loin si l'on considère les dépôts paléozoïques. Nous considérons donc que les nappes transylvaines et les nappes sub-tatriques proviennent d'aires de sédimentation différentes.

Le Malm et l'Éocrétacé bucovinien, pour lesquels les éléments spécifiques sont les formations pélagiques du Tithonique-Néocomien et la formation de Wildflysch ne se retrouvent pas en dehors des Carpates Orientales. On peut éventuellement comparer les couches de Lunca avec le Tithonique-Néocomien de type biancone de la série de Kysucea, mais le Crétacé inférieur est nettement différent.

Le Malm et l'Éocrétacé transylvain peut être comparé avec la série de Czosztyn ou avec la série de Manin, bien que ces rapprochements soient seulement partiels.

Les conclusions qui s'imposent sont que : (1) la série bucovinienne ne trouve nulle part en dehors des Carpates Orientales des correspondants directs et que (2) les séries transylvaines, bien qu'elles présentassent des caractères comparables avec certains autres secteurs carpatiques, ont une succession qui devient caractéristique pour une zone distincte.

MIRCEA SÂNDULESCU. Cariera seriei mezozole din sîndinalul Rarău și Hăghimaș (Carpăți Vîrstici)

	SERIA BUCOVINICĂ				SERIA SUB-BUCOVINICĂ		SERIA TRANSILVANĂ DE HĂGHIMAȘ-RARĂU		SERIA TRANSILVANĂ DE PEȘANI	
	Rarău	Hăghimaș	Digitatia Săvoia	Rarău+Valea Putnei	Hăghimaș+Tomești	Rarău	Hăghimaș	Rarău	Hăghimaș	
APTIAN-ALBIAN	Formațiunea de Wildflysch (iaspuri) (breșile de Tolcarca)						Calcare oligogene (Urgonian)			
BARREMIAN SUB	Conglomerate de Muncelu				Conglomerate de Muncelu		Calcare masiv		Orientatul calcareos superior	
HÄUTERIVIAN	Conglomerate de Chicera				Filul calcareos gras		Orientatul monoclicar		Orientatul calcareos inferior	
VALANGINIAN	„Strate cu Aptychus”				Strate de Lunca		Strate cu Aspidoceras oceanicum			
BERRIASIAN					Breșii polimictice					
TITHONIC										
KIMMERIDGIAN										
CALLOVIAN- OXFORDIAN	Calcare marnoase roșii									
BATHONIAN	Strate cu iaspuri									
BAJOCIAN	Calcare grasoase				Calcare în plăci		Calcare calcice fengose		Gresii calcareose	
ALENIAN					Calcare noduloase fine		Gresii calcareose pseudociclice		Gresii calcareose	
TOARCIAN							Calcare bioclastice		Calcare nisipoase	
DOMERIAN	Conglomerate calcareose						Calcare grasoase		Calcare nisipoase	
CARIXIAN	Bouste oolice				Gresii și silturi negre		Calcare bioclastice		Calcare nisipoase	
SINEMURIAN	Calcare calcice hemolitice				Conglomerate cuarțice laundice		Calcare roșii de Adneth			
HETTANGIAN										
RHETIC							Calcare fine verzii		Calcare noduloase	
NORIAN	Calcare masive						Calcare mediere roșii		Calcare albe	
CARNIAN	Calcare cu silex						Calcare masive		Calcare de Hallstadt	
LADINIAN	Calcare și dolomite roșii și roz						Calcare în plăci cu silex		Calcare roșii	
ANISIAN	Calcare alba				Silturi argiloase roșii		Calcare cu silex + iaspuri		Serpentine	
CAMPILIAN	Dolomite				Dolomite		Calcare cu noduli dolomitici		Calcare bituminose	
SEISIAN	Orientatul calcareos de Azada Mare				Silturi monocalcareose		Silturi roșii		Silturi de Campil	
	Gresii și conglomerate cuarțice						Gresii cuarțice		Strate de Warfen	
									Gresii cuarțice fine	

INSTITUTUL GEOLOGIC, Dări de seamă vol. LX/3

Impress. AMI Inst. Geologic



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

POZIȚIA STRATIGRAFICĂ A „GRESILOR ȘI CONGLOMERATELOR DE PRISLOP” ÎN ESTUL BAZINULUI BORȘA ȘI UNELE CONSIDERAȚII ASUPRA NEOCRETACICULUI DIN MARAMUREȘ ȘI MUNȚII BÎRGĂULUI¹

DE

LADISLAU SZÁSZ²

Abstract

Stratigraphic position of the „Prislop sandstones and conglomerates” in the eastern part of the Borșa Basin and some considerations on the Upper Cretaceous deposits from the Maramureș and Bîrgău Mountains areas. An *Inoceramus* fauna was identified in the lower part of the sandstone-conglomeratic complex developing in the Prislop Pass sector (eastern part of the Borșa Basin) and known in the relevant literature under the name of „Prislop sandstones and conglomerates”. This fauna, collected from some marly layers, demonstrates the presence of the Upper Santonian-Campanian stratigraphic interval in the above mentioned complex. The upper part of this complex belongs, on paleontologic grounds, to Eocene interval. Therefore, this complex is composed of two sedimentary cycles, probably separated by a sedimentation gap corresponding to the Lower Paleogene interval. The author proposes the term „Ajmarul Mare Formation” for the deposits of the lower part. In addition, the author deals with some problems concerning the stratigraphic sequence of the Upper Cretaceous deposits in the Maramureș and Bîrgău Mountains areas, as well as with the possibilities of correlation of the Late Cretaceous and Paleogene deposits developing within of the bordering sectors of this areas.

INTRODUCERE

În compartimentul nordic al depresiunii Maramureșului (bazinele Ruscova și Borșa) unul dintre litofaciesurile caracteristice ale sedimentarului este complexul cunoscut în literatura geologică sub denumirea de

¹ Comunicare în ședința din 4 mai 1973.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.



„gresii și conglomerate de Prislop” (Patrulius, Dimitrescu și Bleahu, 1955), având dezvoltarea tipică în zona pasului Prislop, regiune care constituie subiectul principal al acestei lucrări.

Acest complex se așterne transgresiv peste conglomerate și gresii cu *Exogyra* (Cenomanian), peste marne roșii sau cenușii cu globotruncane (Turonian-Senonian inferior), sau direct peste fundamentul cristalin.

Întrucât în cele ce urmează ne vom referi în special la complexul „conglomeratelor și gresiilor de Prislop”, vom prezenta pe scurt evoluția concepțiilor privind vîrsta complexului respectiv, fără a insista asupra tuturor aspectelor legate de istoricul cercetărilor în Maramureș.

Zapalowicz (1886) consideră că gresiile și conglomeratele din bazinele Buscova și Borșa reprezintă faciesul carpatic al Cretacicului în general, menționînd că unele conglomerate reprezintă faciesul carpatic al Cenomanianului.

Kräutner (1930) include la Cenomanian toate conglomeratele și gresiile situate la est de Gura Fîntînii, adică cele din zona pasului Prislop, sinclinalul Bistriței Aurii, sinclinalul Țibăului etc., considerînd că peste ele stau transgresiv marne roșii și calcare, aparținînd Eocenului. Ulterior același autor (1935) consideră că marnele roșii din sinclinalul Țibăului ar putea să reprezinte Senonianul, avînd în vedere faciesul lor asemănător cu marnele senoniene datate paleontologic din zona Săcelului.

Patrulius, Dimitrescu și Bleahu (1955) precizează că Cenomanianului îi revin numai gresiile și conglomeratele cu *Exogyra*, care suportă Senonianul transgresiv, dezvoltat în faciesul marnelor de Puchov. Peste Senonian se dispune Eocenul, de asemenea transgresiv, avînd în bază „conglomeratele și gresiile de Prislop”, peste care urmează marne cenușii și roșii (de Vaser) sau calcare cu numuliți. În acest fel majoritatea depozitelor grezo-conglomeratice de pe rama nordică și estică a depresiunii Maramureșului, împreună cu intercalațiile marnose ce le cuprind și cu marnele pe care le suportă (marnele de Vaser), au fost atribuite Eocenului. În sprijinul acestei concepții autorii citează o serie de argumente paleontologice și stratigrafice, cum ar fi existența unor intercalații de calcare sau gresii calcareose cu numuliți în marnele de Vaser; îndințarea marnelor de Vaser cu „conglomeratele și gresiile de Prislop”, care poate să încărge pînă la înlocuirea completă a unuia sau altuia dintre faciesuri (Patrulius, 1956); existența unor nivele cu blocuri de calcare organogene cu corali, crustacei și alte organisme eocene, și a unor nivele de gresii și micro-conglomerate calcareose cu numuliți în partea

superioară a „conglomeratelor și gresiilor de Prislop” etc. Argumentele enumerate așa cum vom vedea, sînt valabile în continuare pentru o parte a depozitelor grezo-conglomeratice, însă nu se pot generaliza pentru toate depozitele de acest fel.

Mai recent Iliescu et al.³ aduc o serie de modificări privind vîrsta conglomeratelor și gresiilor de tip Prislop și a unei părți a marnelor figurate ca „marnе de Vaser” din sectoarele situate la vest de valea Vascrului, încadrîndu-le la diferite etaje ale Cretacului superior, bazîndu-se pe unele argumente paleontologice. În sectorul situat la est de Borșa, Iliescu et al. (1966) includ toate depozitele grezo-conglomeratice situate sub calcarele numulitice la Eocen, în acord cu părerea exprimată anterior de Patrușiu et al. (1955).

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

A) Stratigrafia depozitelor sedimentare din zona pasului Prislop (bazinul superior al Vișeuului și al Bistriței)

În zona pasului Prislop, mai precis în sectorul cuprins între valea Birțului (la vest) și valea Șesuri (la est), „gresiile și conglomeratele de Prislop” sînt foarte bine reprezentate. Succesiunea stratigrafică în acest sector (fig. 1) începe cu depozite cenomaniene, care apar numai în cîteva sectoare restrînse din bazinul văii Vălcănescului și pe culmea ce desparte bazinul Vișeuului de cel al Bistriței, fiind reprezentate prin gresii și microconglomerate cu *Exogyra*, sau gresii fine, verzui, cu rare resturi organice.

Peste depozitele cenomaniene urmează, probabil după o discontinuitate de sedimentare, marnе roșii cu globotruncane, care au și ele o dezvoltare restrînsă în sectoarele unde apar și depozite cenomaniene. Aceste depozite, după conținutul lor micropaleontologic, (*Globotruncana* ex gr. *lapparenti*, *Praeglobotruncana helvetica* etc.) revin Turonianului superior, poate și Senonianului inferior. În bazinul văii Vălcănescului există o situație particulară, în sensul că aici între fundamentul cristalin sau gresii cenomaniene și stiva de conglomerate polimictice, de care ne vom ocupa în continuare, se interpune un pachet marno-siltitic de culoare predominant cenușie sau verzui, în care se întîlnesc destul de frecvent intercalații de marnе roșii, în special în partea inferioară a pachetului. Uneori pachetul

³ Gh. Iliescu, Maria Iliescu, D. Georgescu, Lenuța Georgescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în Bazinul Maramureșului și bazinul Oașului. 1964, 1965, 1966. Arh. Inst. Geol. București.

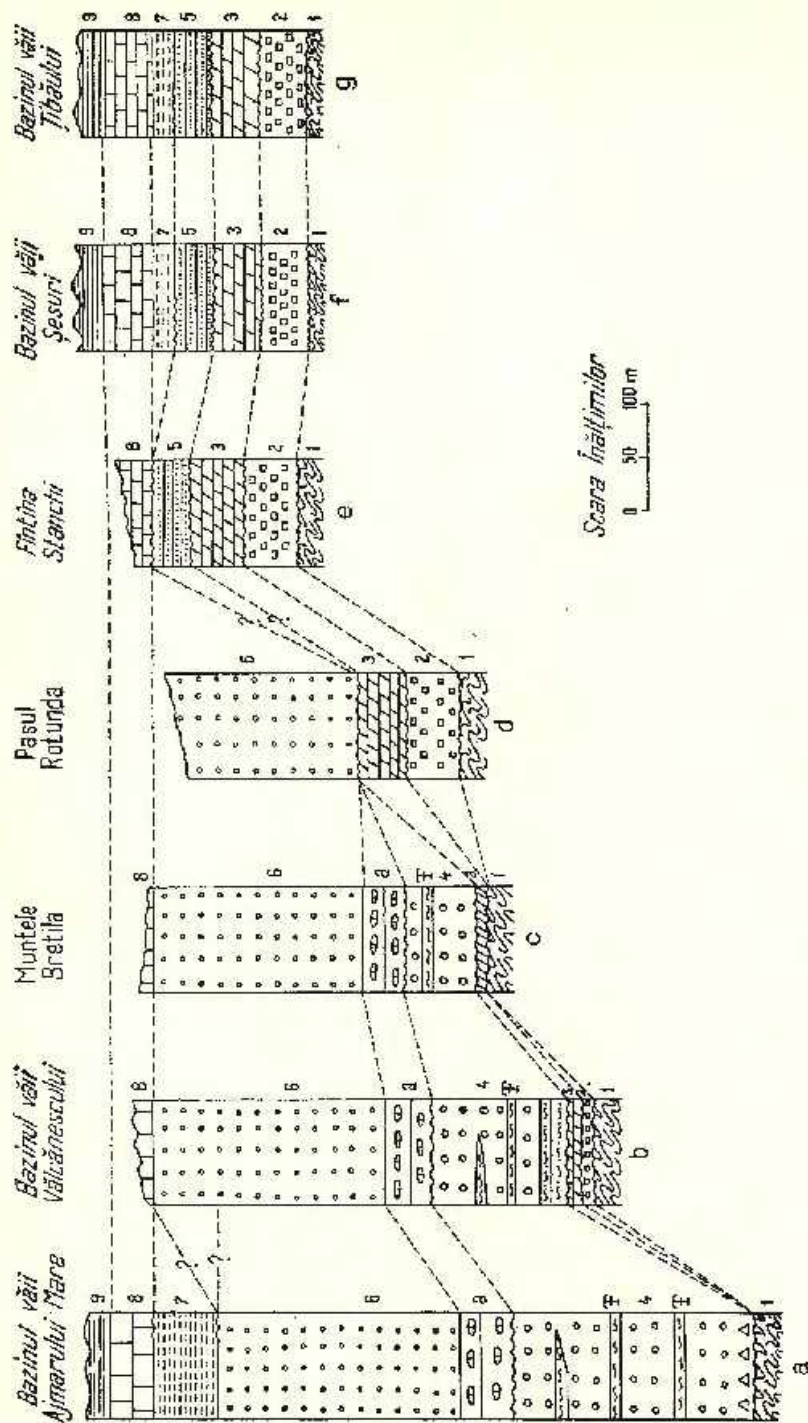


Fig. 1. -- Colonne stratigraphique schématisée des dépôts sédimentaires du bassin supérieur de Vâșcău și al Bistriței Ariei.

1. fundament cristalin; 2. conglomerație gresii; 3. marnă și marneolite roșii de tip Puchov, cu globulitinele (Turonian-superior ? Santonian); 4. conglomerație porfirice cu intercalații de marne cu locușori (formatarea de Almarul Mare) (Santonian-superior-Campanian ? Măstărețian); 5. gresii și argile (depozite fibroide) (Cretacic superior ? Paleocen-Eocen inferior ?) (Cretacic superior ? Paleocen-Eocen inferior ? Eocen inferior); 6. marnă și marne (Eocen mediu); 7. marnă și marne (Eocen mediu); 8. marnă și marne (Eocen mediu); 9. argile fosfoase (Eocen mediu terminat ? Eocen superior); 10. argile fosfoase (Eocen superior-Oligocen mediu).

1. soclul cristalin; 2. conglomerații, gresii, marne și marneolite roșii de tip Puchov, cu globulitinele (Turonian-superior ? Santonian); 4. conglomerație porfirică cu intercalații de marne cu locușori (formatarea de Almarul Mare) (Santonian-superior-Campanian ? Măstărețian); 5. gresii și argile (depozite fibroide) (Cretacic superior ? Paleocen-Eocen inferior ? Paleocen-Eocen inferior ? Eocen inferior); 6. marnă și marne (Eocen mediu); 7. marnă și marne (Eocen mediu); 8. marnă și marne (Eocen mediu); 9. argile fosfoase (Eocen mediu terminat ? Eocen superior); 10. argile fosfoase (Eocen superior-Oligocen mediu).

Colonne stratigraphiques schématisées dans les dépôts sédimentaires du bassin supérieur du Visșeu et de la Bistrița Ariei.



începe chiar cu marne roșii. În cadrul acestui pachet care uneori atinge grosimi de 30—40 metri, nu se pot face separații litologice, poate și din cauză că ele sînt destul de intens tectonizate. Analizele micropaleontologice efectuate pe secțiuni subțiri de Săndulescu⁴ relevă că în unele sectoare marnele roșii conțin o asociație de microfaună compusă din *Globotruncana lapparenti tricarinata*, *Rotalipora turonica*, *Praeglobotruncana helvetica* etc., care indică prezența Turonianului superior. În alte sectoare marnele respective, situate aparent la același nivel, conțin o microfaună compusă din *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Gl. lapparenti tricarinata*, *Gl. arca*, *Gl. contusa*, *Gl. fornicata*, *Gl. conica*, *Gl. ventricosa* etc., care indică prezența Senonianului superior. În această situație se poate presupune că în sectorul respectiv conglomeratele respective se aștern transgresiv peste o serie marno-siltitică care reprezintă tot intervalul stratigrafic Turonian superior-Senonian superior, sau, ceea ce ni se pare mai plauzibil, avînd în vedere situația existentă într-un sector mai vestic, conglomeratele polimictice se dispun transgresiv numai peste marnele turonian-superioare, iar marnele Senonianului superior reprezintă de fapt intercalațiile marnoase întîlnite în conglomerate, care aici ajung să vină în contact direct cu cristalinul. Următorul termen al sedimentarului este complexul „gresiilor și conglomeratelor de Prislop” cu o dispoziție transgresivă evidentă, depășind toți termenii inferiori ai sedimentarului și ajungînd să stea direct pe fundamentul cristalin (de exemplu în valea Ajmarului Mare și în alte sectoare). Complexul începe cu breccii și conglomerate polimictice grosiere, stratificate în bancuri metrice sau fără stratificație evidentă, constituite din elemente angulare sau slab rulate de șisturi cristaline de diverse tipuri, calcare mai mult sau mai puțin metamorfozate, cu foarte puține elemente de sedimentar în partea inferioară a complexului. Elementele sînt legate printr-un liant grezo-calcaros sau cuarțitic, în cantități reduse în partea bazală a complexului. Elementele sînt în general nesortate, dimensiunile lor variînd între limite destul de largi (uneori blocurile au peste 50 cm). Acest facies are dezvoltare maximă pe rama de SW a pîntenului cristalin Cearcănul-Cornul Nedeii-Piciorul Șesului, ocupînd uneori tot intervalul dintre fundamentul cristalin și marnele de Vaser sau calcarele cu numuliți, atingînd grosimi de 300—400 metri. El aflurează pe o fișic lată de 1—3 km pe rama cristalinului amintit, fiind bine deschis pe văile Bîrțului, Cercănelului, Ajmarului Mare, Bîrjabei, Vălcănescului, Bistriței etc.

⁴ Toate determinările micropaleontologice au fost efectuate de J. Ana Săndulescu, pentru care autorul își exprimă mulțumițiile pe această cale.



Spre partea superioară a complexului și spre zonele mai adânci ale bazinului de sedimentare în masa conglomeratelor apar din ce în ce mai frecvent intercalații de microconglomerate, gresii, gresii calcareoase sau chiar argile nisipoase, așa încât depozitele devin predominant grezoase, cu stratificație evidentă, uneori ritmică și gradată. Pe fața inferioară a gresiiilor se observă destul de frecvent existența mecanoglifelor de tipul urmelor de curent, de dragare, de tasare etc. În unele sectoare depozitele au un aspect filioid evident. Acest facies este bine deschis pe valea Vișeuțului și pe unii afluenți ai săi, valea Bistriței etc., putând fi urmărit până în pasul Rotunda. Relațiile dintre faciesul predominant conglomeratic și cel predominant grezos sînt destul de complicate. În general cele două faciesuri sînt suprapuse. Treceri laterale de la un facies la altul, se observă în special în jumătatea superioară a complexului. Grosimea întregului complex depășește în unele locuri 500 m.

În ceea ce privește vîrsta complexului grezo-conglomeratic am menționat deja că pînă în prezent depozitele respective din sectorul la care ne referim au fost incluse la Eocen (P a t r u l i u s et al., 1956) pe baza argumentelor paleontologice menționate mai înainte. În faciesul inferior predominant conglomeratic noi am pus în evidență cîteva intercalații de marne cenușii-violacee. Intercalațiile de marne nu au fost semnalate pînă în prezent. Ele au o grosime ce variază între 1 și 20 metri și se pot urmări pe distanțe de sute de metri, fiind interstratificate concordant în conglomeratele polimictice. Uneori în marne se întîlnesc elemente dure, de tipul celor din conglomerate. Intercalațiile amintite se pot observa cel mai bine într-o serie de vîroage de pe versantul drept al pîrului Ajmarul Mare, dar ele se întîlnesc atît la vest (valea Cercănelului), cît și la est de acest sector (valea Vălcănescului, Bistriței, muntele Bretila etc.), însă este greu de stabilit dacă ele se situează la același nivel cu cele din valea Ajmarului Mare, întrucît nu se găsesc în toate nivelele resturi de macroorganisme determinabile. Macrofaună mai bine păstrată s-a întîlnit pînă în prezent numai în bazinul văii Ajmarul Mare, unde ea este cantonată în două pachete de marne, cu grosimi de 8—10 m, separate printr-un pachet de conglomerat gros de 70—80 m. Fauna este reprezentată prin inoceramii de talie mare, frecvent deformați, cu cochilia numai parțial păstrată, fapt ce îngreunează determinarea lor. Dintre numeroasele exemplare colectate cităm formele:

Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides W e g n e r

Inoceramus (Platyceramus) cf. platinus L o g a n

Inoceramus (Platyceramus) sp (ex gr. I. cycloides W e g n e r)



Inoceramus (Platyceramus) aff. salisburgensis F u g g e r & K a s t -
n e r

Inoceramus cf. decipiens Z i t t e l

Inoceramus (Sphenoceramus) sp. (ex. gr. I (Sph.) patootensiformis
S e i t z) etc.

În privința repartiției stratigrafice a speciilor menționate se constată că *Inoceramus (Pl.) cycloides* și subspeciile sale sînt localizate în Santonianul și Campanianul inferior, fiind cele mai frecvente în intervalul Santonian mediu-Campanian inferior, rareori urcînd pînă în Campanianul superior (O. Seitz, 1961, 1967, 1970). *Inoceramus (Pl.) platinus* este o formă nordamericană, localizată în Santonian (G. R. Scott & W. A. Cobban, 1964). Această formă după părerea lui Seitz (1967) ar putea să aparțină tot grupului lui *Inoceramus (Pl.) cycloides*. *Inoceramus (Pl.) salisburgensis* are dezvoltare maximă în Campanianul superior (O. Seitz, 1970), însă se întîlnește și în nivelele interioare ale Senonianului (Kollmann, fide Seitz, 1970). Inoceramii din subgenul *Sphenoceramus*, căruii îi aparțin sigur o serie de exemplare din fauna colectată, care însă nu au putut fi determinate specific, sînt caracteristice intervalului santonian-campanian inferior. Formele din grupul lui *Inoceramus (Sph.) patootensiformis*, cu care exemplarele noastre prezintă cele mai mari afinități, sînt indicatoare pentru zona de trecere Santonian-Campanian și pentru Campanianul inferior. În sfîrșit, *Inoceramus decipiens* nu face nici el notă discordantă, avînd în linii generale aceeași repartiție stratigrafică ca și celelalte forme citate.

În concluzie se poate afirma, cu destulă siguranță, că asociația amintită indică intervalul stratigrafic santonian Superior-Campanian inferior, fără a putea fi localizată numai în Santonianul superior, sau numai în Campanianul inferior. Datele micropaleontologice menționate mai înainte sugerează și existența unor nivele superioare ale Senonianului, deci se poate presupune și prezența, cel puțin parțială a Maestrichtianului. Avînd în vedere poziția stratigrafică a macrofaunei citate, și faptul că orizonturile fosilifere se plasează la nivele relativ ridicate față de baza complexului conglomeratic, cel puțin în bazinul văii Ajmarului Mare, se poate afirma cu destulă certitudine, că în partea bazală a complexului la care ne referim este prezent, cel puțin parțial, și Santonianul. Grosimea depozitelor atribuite Senonianului se poate estima la cca 200 m, deci reprezintă o parte însemnată a complexului conglomeratic.

Rămînc deci un fapt bine stabilit, că partea inferioară predominant conglomeratică a complexului grezo-conglomeratic din zona pasului Prislop aparține Cretacicului superior.

În ceea ce privește partea superioară, predominant grezoasă, uneori fișoidă, a complexului respectiv (cu o grosime de cea 300 m) care se dispune aparent concordant peste conglomeratele bazale am menționat în partea introductivă a acestei lucrări că există unele argumente paleontologice chiar din acest sector, care permit încadrarea ei la Eocen. La argumentele cunoscute mai adăugăm că în faciesul grezos se întîlnesc destul de frecvent intercalații de gresii și microconglomerate calcaroase, în care în secțiun, subțiri am identificat exemplare de discocycline, ceea ce confirmă apartenența acestor depozite la Paleogen. Pentru încadrarea acestor depozite la un anumit etaj al Eocenului, nu dispunem încă de argumente paleontologice directe în acest sector. Dacă avem în vedere că depozitele maroase sau calcaroase imediat suprajacentे conțin o faună de numuliți în care sînt prezente formele din grupul lui *Nummulites perforatus* și *Nummulites millecaput* (Tătarim et al., 1969), care indică prezența Lutetianului superior („Biarritzian”), și că în majoritatea sectoarelor marginale din Maramureș și Bîrgău transgresiunea eocenă începe cu Lutetianul, se poate aprecia că depozitele respective reprezintă nivelele inferioare ale Lutetianului.

Din cele expuse, rezultă clar că în sectorul cercetat așa numitele „gresii și conglomerate de Prislop” considerate mai înainte ca un complex unitar, sînt înglobate în depozite, care aparțin la două cicluri de sedimentare distincte, unul crotacic superior, reprezentat prin faciesul bazal predominant conglomeratic, al doilea, eocen care începe de asemenea cu conglomerate, dar spre partea lui superioară devine predominant grezos, fiind separate, după toate probabilitățile, de o importantă lacună stratigrafică (de depunere sau de eroziune) situată la nivelul Paleogenului inferior. În această situație denumirea de „gresii conglomerate de Prislop”, creată inițial pentru a desemna depozitele eocene dezvoltate în facies grezo-conglomeratic, trebuie folosită numai pentru depozitele de vîrstă eocenă, care sînt într-adevăr bine dezvoltate în imediata apropiere a pasului Prislop. Pentru complexul cretacic din regiunea la care ne referim este indicat să se dea o altă denumire, eventual „formațiunea de Ajmarul Mare”, înțelegînd prin acest termen atît conglomeratele polimictice, cît și mările cu inocerami intercalate în ele, dat fiind faptul că depozitele respective au dezvoltare tipică în bazinul văii Ajmarul Mare.



Întrucît între depozitele ciclului cretacic superior și cele ale ciclului eocen nu există o discordanță unghiulară vizibilă, iar fațesurile lor sînt adesea asemănătoare, separarea lor cartografică este destul de delicată. Pînă la găsirea unor criterii mai exacte, noi considerăm că depozitele eocene încep cu nivelele de conglomerate cu blocuri mari de calcare organogene, din care provin crustaceii determinați de *Patrulus* (1955) (*Galenopsis similis*, *Laevicarcinus kochi*), pe baza cărora blocurile respective au fost considerate eocene. În depozitele de peste acest nivel există deja argumente paleontologice sigure pentru existența Eocenului. Nivelul de blocuri de calcare (dintre care unele au un volum de zeci de metri cubi) are o răspîndire largă în acest sector, urmărirea lui pe teren este însă destul de dificilă din cauza rarității relative și a repartiției neuniforme a blocurilor în masa conglomeratelor. În legătură cu originea blocurilor de calcare organogene menționăm că remanierea lor din formațiuni mai vechi nu se poate argumenta din moment ce asemenea formațiuni nu apar nicăieri în regiune sau în regiunile adiacente. În aceste condiții, una din explicațiile plauzibile ar fi că blocurile respective sînt fragmentele unor mici bioherme formate chiar în fazele de început ale transgresiunii eocene, care în fazele imediat următoare au fost fragmentate și înglobate în conglomerate, cu care practic sînt penecontemporane. Biohermele respective au putut să se dezvolte însă și concomitent cu depunerea conglomeratelor, în anumite condiții.

Pentru a completa imaginea asupra edificiului geologic a părții de est a bazinului Borșa, ne oprim pe scurt și asupra unor complexe superioare ale Eocenului, care de multe ori vin în contact cu depozitele cretacice.

Marnele de Vaser sînt bine dezvoltate în sectorul pasului Prislop, ele se aștern probabil concordant pe „gresile și conglomeratele de Prislop, (emendate) în sectoarele mai interne ale bazinului de sedimentare. Spre rama bazinului marnele sînt transgresive, uneori așternîndu-se direct pe șisturile cristaline (Cearcănul, Podul Cearcănului etc.). Ele sînt reprezentate prin marne predominant cenușii în partea inferioară a pachetului, și cuprind destul de multe intercalații de gresii sau microconglomerate calcaroase. Spre partea superioară a complexului predomină marnele roșii-violacee, care uneori se pot confunda cu marnele cretacice. Grosimea complexului marnos în zona pasului Prislop atinge 30—70 de metri, în alte sectoare putînd să atingă grosimi de sute de metri (*Patrulus* et al., 1955). Se presupune că sectoarele situate la vest de valea Vaserului unele tipuri de marne, figurate ca „marne de Vaser”, revin de fapt Cretacicului superior (*Ilieșcu* et al., 1967, 1968). În estul bazinului Borșa acest complex are o poziție stratigrafică clară, fiind încadrat de două complexe

eocene („gresiile și conglomeratele de Prislop”, în culcuș, și calcarele cu numuliți, în acoperiș) și avînd un conținut paleontologic (globierine, numuliți discoocycline) specific Eocenului. Avînd în vedere că atît depozitele din culcuș, cit și cele din acoperiș, sînt incluse aici la Lutetian, în mod normal și marnele de Vaser revin acestui etaj, cel puțin în estul bazinului Borșa.

În sectorul la care ne referim, peste marnele de Vaser stau concordant calcare numulitice, care ating grosimi de 20—30 de metri. Calcarele depășesc de obicei toți termenii inferiori ai sedimentarului, și destul de frecvent se aștern direct pe fundamentul cristalin. Am menționat mai înainte că calcarele conțin o asociație de numuliți, care indică prezența Lutetianului superior. Nu este exclus, ca cel puțin în unele sectoare o parte din calcarele respective să revină Eocenului superior, dar în zona pasului Prislop nu dispunem de dovezi sigure în acest sens. Este interesant de remarcat faptul că spre interiorul bazinului de sedimentare nu se mai poate distinge un orizont marnos și un orizont calcaros, cele două orizonturi bine dezvoltate în sectoarele mai apropiate de rama cristalinului (Podul Cearcănului, Cearcănul etc.) trecînd treptat spre interior (spre SW) într-un singur orizont de marne nisipoase în care, la diferite nivele, apar cîteva intervalații de calcare numulitice. Grosimea orizontului respectiv nu depășește 20 de metri, dar după toate probabilitățile reprezintă echivalentul stratigrafic al celor două orizonturi distincte, mult mai groase, de pe ramă. Peste depozitele calcaroase se dispune o serie argiloasă predominant neagră, în care la diferite nivele apar pachete groase de gresii. Acest complex este cunoscut sub denumirea de „strate de Valea Carelor” (P a t r u l i u s et al., 1955). Întrucît depozitele argiloase negre în sectorul cercetat nu vin în contact cu depozitele cretaceice, nu insistăm asupra lor.

B) Corelarea depozitelor cretacee-superioare și paleogene din zona pasului Prislop cu cele din alte sectoare din Maramureș și munții Birgăului

Abordarea problemelor legate de corelarea depozitelor neocretaceice și paleogene din Maramureș și Birgău întîmpină o serie de dificultăți, avînd în vedere că în multe sectoare din aceste arii o serie de probleme legate de stratigrafia Neocretacicului și Paleogenului nu sînt încă rezolvate în mod satisfăcător.

Pentru a avea o imagine mai clară asupra edificiului geologic al Maramureșului și al munților Birgăului și asupra posibilităților de corelare a depozitelor din diverse sectoare, vom prezenta pe scurt cîteva profile din sectoarele situate la vest și la est de pasul Prislop, bazîndu-ne pe observații proprii sau pe datele existente în literatură (fig. 2 A).



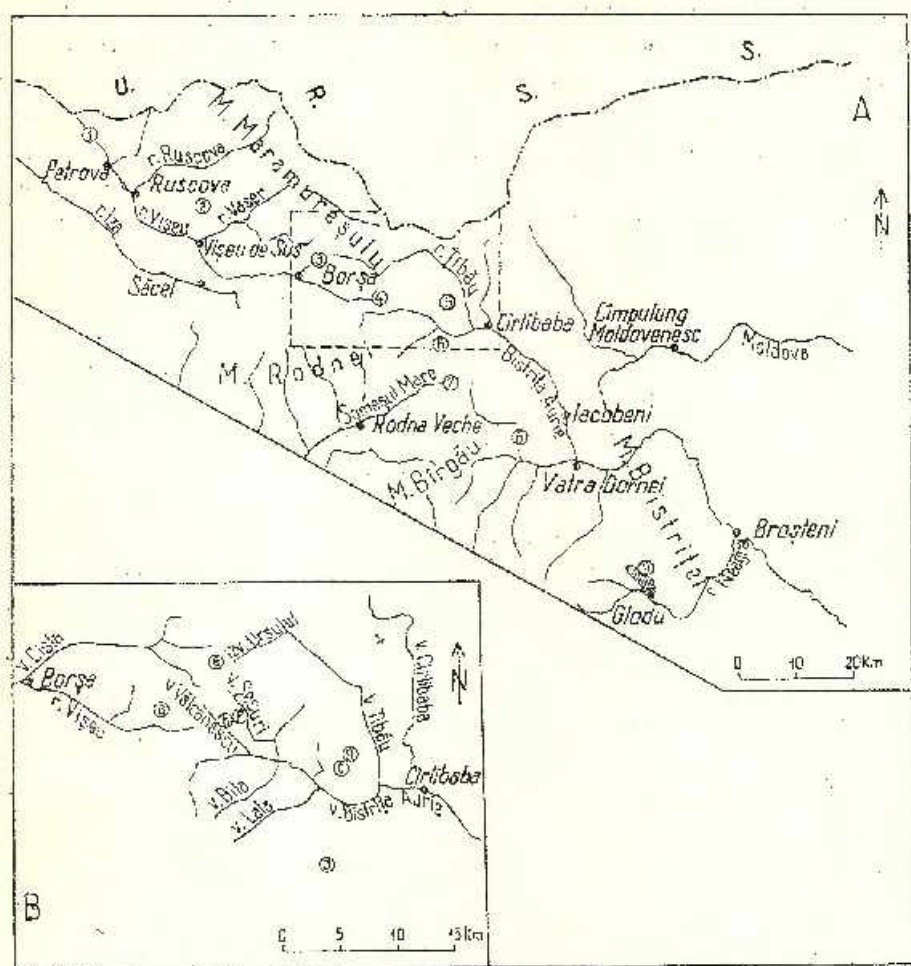


Fig. 2. — A: Schiță cu amplasarea profilurilor descrise în lucrare.

1, cursul inferior al Vișeuului; 2, bazinul văii Peșilor; 3, bazinul văii Căta; 4, sectorul pasului Pristop; 5, sinclinală Tibău și Sesur-Izvorul Ursului; 6, sectorul pasului Rotunda; 7, bazinul văii Măria Mare (nordul munților Birgăuții); 8, bazinul văii Coșna (estul munților Birgăuții); 9, Glocu. B: Amplasarea coloanelor stratigrafice din zona cursului superior al Vișeuului și al Bistriței Aude: a, bazinul văii Ajmarul Mare; b, bazinul văii Vălcăreșcu; c, munții Brettei; d, pasul Rotunda; e, Pîntîna Stanchii; f, bazinul văii Șusari; g, bazinul Tibăuții.

A: Esquisse de l'emplacement des coupes décrites dans l'ouvrage.

1, cours inférieur du Vișeu; 2, bassin de la vallée Peșilor; 3, bassin de la vallée Căta; 4, secteur du pas de Pristop; 5, synclinal de Tibău et de Sesur-Izvorul Ursului; 6, secteur du pas Rotunda; 7, bassin de la vallée Măria Mare (nord des Monts Birgău); 8, bassin de la vallée Coșna (est des Monts Birgău); 9, Glocu. B: Emplacement des colonnes stratigraphiques dans la zone du cours supérieur du Vișeu et de la Bistrița Aude; a, bassin de la vallée Ajmarul Mare; b, bassin de la vallée Vălcăreșcu; c, Pîntîna Stanchii; d, pas Rotunda; e, Pîntîna Stanchii; f, bassin de la vallée Șusari; g, bassin de Tibău.

În zona cursului inferior al Vișeuului (valea Iuhei și Bistrei) Iliescu et al. (1967, 1968) descriu următoarea succesiune: conglomerate poligene (cca 250 m) care stau direct pe cristalîn; spre partea lor superioară conglu-

meratele trec în gresii, prin intermediul unui pachet flişoid. Din gresii se citează un exemplar de *Hippurites sulcatus*, motiv pentru care ele au fost considerate santoniene. Depozitele subjacente au fost atribuite intervalului cenomanian-coniacian, pe baza superpoziției stratigrafice, fără să existe argumente paleontologice directe pentru confirmarea acestei concepții. Grosimea întregului complex este de cca 500 m. Concordant peste aceste depozite urmează marne cenușii (cca 5 m), cu *Inoceramus salisburgensis* și o microfaună de globotruncane, atribuite Campanian-Maestrichtianului. Marnele respective suportă discordant calcare cu numuliți.

Spre est, în valea Peștilor (afluent de dreapta al Vaserului) succesiunea depozitelor, după Iliescu et al. (1968), începe tot cu conglomerate poligene (cca 300 m), peste care urmează în continuitate de sedimentare câțiva zeci de metri de marne cenușii cu *Inoceramus labiatus*, *I. circularis*, *I. daschslochensis*, *I. inaequivalvis*, etc. Pe baza acestei asociații marnele respective au fost atribuite intervalului stratigrafic Turonian-Coniacian. Prin urmare conglomeratele subjacente ar reveni, în concepția autorilor amintiți Cenomanului și poate și Turonianului inferior. Discordant peste pachetul marnos cu inocerami urmează aici conglomerate eocene. Mai la nord, în bazinul văii Bardăului, sînt menționate și depozite marnoase aparținînd Senonianului superior, care însă aici stau direct pe depozite cenomaniene sau pe cristalin, neavînd relații directe cu depozitele din valea Peștilor.

Spre est, în bazinul văii Novățului și în bazinul văii Cîsla, Cretacicul superior apare în câteva puncte pe rama cristalinelui, fiind cel mai bine dezvoltat în apropierea localității Baia Borșa. Aici Cenomanianul este reprezentat prin gresii și microconglomerate cu *Exogyra*, care se aștern direct pe cristalin. Spre partea lor superioară aceste depozite trec în gresii marnoase fine și în marne siltitice cenușii. Probabil că acesta este nivelul din care Iliescu et al. (1967) citează exemplare de *Inoceramus labiatus* de pe versantul drept al pîrului Sec. Relația acestor depozite cu cele suprajacente nu este clară din cauza unor alunecări de teren, care măscăză limitele dintre diverse complexe. La Piatra Băiței (est de Baia Borșa), peste șisturile cristaline se dispun depozitele cenomaniene cu *Exogyra*, care trec și aici la siltite cenușii. Urmează, probabil după o discontinuitate stratigrafică, marne roșii cu globotruncane (Turonian superior-Coniacian (?)), care la rîndul lor suportă depozitele eocene, reprezentate prin gresii, marnocalcare și calcare, cu o grosime totală de cca 30 de metri. În acest



sector nu apar prin urmare depozite cretacice sau paleogene în facies conglomeratic.

În sinclinalul Șesuri-Izvorul Ursului și în sinclinalul Țibău, Neocretacicul începe de asemenea cu gresii și conglomerate cu *Exogyra* (cca 30 m), care reprezintă Cenomanianul. Peste Cenomanian urmează, probabil după o discontinuitate, marne și marnocalcare roșii, cu sau fără un pachet flișoid în bază, care după Tocorjescu (în Dimian, 1970) reprezintă intervalul Turonian mediu-Santonian după microfaună. Acest complex suportă în anumite sectoare un pachet flișoid cu o grosime de 15—25 metri, a cărui poziție stratigrafică nu este încă precizată (Paleocen?). În alte sectoare peste marnele cu globotruncane se dispun marne cenușii-verzui sau roșii cu intercalații de gresii, care ar putea să fie echivalente cu marnele de Vaser, întrucât intercalațiile marnoase conțin numeroase globigerine. În multe cazuri, direct peste marnele roșii cretacice-superioare stau transgresiv calcare numulitice eocene. Un fapt ce trebuie remarcat, este lipsa faciesurilor conglomeratice groase în această regiune, atât la nivelul Cretacelui superior, cât și la nivelul Eocenului.

Spre est, în zona pasului Rotunda se cunosc de asemenea gresii și microconglomerate cu *Exogyra* (Cenomanian), cu nivele de marne cenușii deasupra lor (Turonian inferior?), peste care stau și aici marne roșii cu globotruncane (Turonian superior-Coniacian). Peste marnele roșii aici se aștern direct „conglomeratele de Prislop” de vîrstă eocenă.

În bazinul superior al văii Măria Mare (munții Birgăului) Baltreș (1970) descrie o succesiune de depozite, care începe cu gresii și microconglomerate cenomaniene cu *Exogyra columba*, peste care urmează discordant o puternică serie conglomeratică, groasă de 500—600 m, care în partea ei bazală cuprinde, după părerea autorului, blocuri mari, uneori cu un volum de peste 100 metri cubi, de marnocalcare roșii, care conțin o macrofaună și microfaună de vîrstă turonian superior-coniaciană. În alte blocuri, de marne cenușii, se menționează existența unei microfaune, care indică prezența Senonianului superior. Menționăm că după observațiile noastre în această regiune, pe unii afluenți de stînga ai văii Maria Mare, pe coasta de vest a muntelui Subard, există depozite senoniene *in situ*, care se aștern direct pe cristalin, și sînt reprezentate prin marnocalcare cenușii, dure, cu *Globotruncana stuarti*, *G. lapparenti coronata*, *G. conica*. Poziția acestor depozite față de conglomeratele poligene nu este încă precizată. Se pare că în acest sector există în loc și depozite aparținînd intervalului turonian superior-coniacian. Nu este exclus, de asemenea, ca o parte din conglomeratele poligene de aici să aparțină și ele Cretacelui superior,



avînd în vedere că depozitele respective sînt întrutotul asemănătoare cu cele din zona pasului Prislop.

În bazinul văii Coșna (estul munților Bîrgăului) existența Cenomanianului nu este încă dovedită paleontologic, însă unele gresii se aseamănă ca litofacies cu cele cenomanice fosilifere și nu este exclus să aparțină acestui etaj. În schimb sînt bine reprezentate depozitele turonian superior-ioniaciene, dezvoltate în faciessul marilor roșii cu globotruncane, care apare pe unii afluenți de stînga a văii Coșna (valea Runcului, valea Diaca, valea Borcutului) uneori stînd pe gresiile menționate mai sus, alteori dispunîndu-se direct pe cristalin. Partea superioară a Senonianului este reprezentată printr-o alternanță de microconglomerate, gresii, marne cenușii-verzui și roșii. În intercalațiile de gresii calcareose și microconglomerate, care uneori remaniază intraformațional și marne, există o faună destul de bogată de microforaminifere (*Orbitoides*, *Siderolites* etc.), precum și numeroase resturi de alge coralinacee. Secvențele marnoase conțin o asociație bogată de globotruncane. Fauna în ansamblu indică intervalul stratigrafic campanian-maestrichtian. În ultimul pachet de marne roșii nu se mai întîlnesc globotruncane, ci numai globigerinide de talie mică. Acest pachet ar putea să reprezinte deja baza Paleocenului. Întregul complex are o grosime de cea. 40-50 m, se așterne direct pe cristalin și suportă discordant depozitele de fliș ale Eocenului, așa cum se observă pe valea Ciotinei (S z á s z)⁵.

Din păcate în acest sector nu se cunosc relațiile depozitelor campanian-paleocene cu depozitele cretacee subjacente și este greu de spus dacă între complexul turonian-senonian inferior și complexul senonian superior există sau nu continuitate de sedimentare. Se pare că cel puțin în acest sector în ciclul de sedimentare al Cretacelui superior este cuprins și o parte din Paleocen, reprezentat prin marne roșii, asemănătoare aceloră din Senonianul superior, care însă nu conțin globotruncane.

Considerăm că este oportun să ne oprim pe scurt și asupra zonei Glodu, unde se pare că succesiunea Cretacelui superior este mai completă decît al sectoarelor examinate pînă în prezent, și prezintă asemănări foarte mari cu depozitele neocretacee din munții Bîrgăului, și în special cu cele din sinclinala Tibău și Șesuri-Izvorul Ursului, putînd fi considerată ca o succesiune etalon pentru Cretacelul superior din aceste zone, mai ales datorită faptului că conține o macrofaună relativ bogată, spre deosebire de alte sectoare. Cenomanianul este reprezentat și aici prin gresii

⁵ L. Szász. Stratigrafia depozitelor cretacee și paleogene din bazinul văii Coșna (munții Bîrgăului). 1971. Arh. Inst. Geol. București.

și conglomerate cu *Exogyra columba*, *Acanthoceras rotomagense* etc. peste care se așterne un complex predominant marnos, cu marne roșii în partea inferioară, cu *Inoceramus labiatus*, *I. lamarki*, *I. latus*, *I. costellatus*, *I. inconstans*, *Pachidiscus carezi*, „*Texanites*” *serrulomarginatus* var. *burgeosi* etc. faună care indică intervalul stratigrafic Turonian-Senonian inferior (Mutihae, 1959). Partea superioară a complexului este formată din marne cenușii cu „intercalații de gresii”, fără macrofaună, dar cu globotruncane, care după părerea autorului amintit ar putea să revină Senonianului superior. Peste depozitele menționate urmează, probabil concordant, o alternanță de gresii și argile roșii atribuită Paleogenului.

În zonele centrale ale Maramureșului se mai cunosc și alte iviri de Cretacic superior în afara celor menționate (în special marne roșii de tip Fuchov), însă ele se află în relații complicate cu depozitele mai noi, fiind puternic afectate tectonic, din care cauză nu se știe precis care este succesiunea lor normală și intervalul stratigrafic căruia aparțin, prin urmare nu pot fi încă încadrate exact într-o schemă de corelare.

Pe baza profilelor prezentate se poate forma o imagine generală asupra succesiunii depozitelor cretacic-superioare și parțial a celor paleogene din Maramureș, munții Birgăului și din anumite sectoare ale zonei cristalino-mezozoice ale Carpaților Orientali, și se poate stabili poziția stratigrafică și paleogeografică a depozitelor cretactice și paleogene din partea de est a bazinului Borșa, în raport cu celelalte sectoare din arile amintite (fig. 3).

Din cele prezentate, reiese că cele mai multe date de observații se referă la sectoarele marginale ale regiunilor amintite. În sectoarele centrale ale Maramureșului și Birgăului sînt prea puține date, pe baza cărora să ne putem forma o imagine completă asupra întregii succesiuni a sedimentarului, întrucît în cele mai multe cazuri sînt deschise numai depozitele paleogene, iar datele de foraj sînt foarte sporadice, motiv pentru care nu vom insista asupra zonelor respective, concluziile noastre stratigrafice pe care le expunem în continuare, referindu-se în special la sectoarele marginale ale Maramureșului și ale munților Birgăului.

Cenomaniianul. Constituie primul termen dovedit paleontologic la Neocretacicului în sectoarele marginale ale depresiunii Maramureșului și Birgăului, dar transgredează și peste sectoarele mai estice ale zonei cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, formînd primul termen al cuverturii post-pînză a zonei respective. Depozitele cenomaniene se dezvoltă într-un facies relativ constant (gresii cuarțitice sau calcaroase, mai rar conglome-

rate poligene), fiind relativ bogat fosilifere (cu *Exogyra columba*, pectinide, amoniți și alte organisme). Grosimea lor nu depășește nicăieri 50 m, au însă o dezvoltare areală largă, începând din sinclinalul Glodu, și cel puțin până la granița de nord a țării. Nu avem indici dacă acest facies se continuă neschimbat sub depozitele mai noi până în zonele centrale ale Maramureșului și Bîrgăului, sau dacă trece în alte faciesuri, însă datele litofaciale arată că în timpul Cenomanianului, cel puțin în estul bazinului Borșa și în nordul munților Bîrgăului, au existat condiții de sedimentare identice cu cele din anumite sectoare mai estice ale zonei cristalino-mezozoice, și că diferențierea condițiilor de sedimentare în sectoarele respective s-a făcut mai târziu.

Ilieșcu et al. (1968) admit că în sectoarele situate la vest de valea Vaserului în suita de conglomerate polimictice grosiere sînt cuprinse și depozite cenomaniene, însă pînă în prezent nu se cunosc argumente paleontologice sau litofaciale directe în stare să confirme această presupunere. Ceea ce se poate afirma cu certitudine este că în sectoarele situate la est de valea Vaserului și în munții Bîrgăului conglomeratele polimictice ascănătoare ca facies cu cele situate la vest de Vaser sînt post-cenomaniene, fiind dispuse peste depozite cenomaniene fosilifere.

Neocretaciul post-cenomanian. Pentru depozitele neocretacice mai noi decît Cenomanianul am fost nevoiți să utilizăm acest termen comprehensiv, fiindcă deși au fost puși în evidență, cel puțin parțial, toți termenii de la Turonian la Maestrichtian, argumentele paleontologice sau litofaciale existente nu sînt suficiente pentru separarea și caracterizarea fiecărui etaj în parte. Referindu-ne la depozitele respective în general un prim fapt ce trebuie remarcat este că în cele mai multe cazuri de nu formează suite complete de la Turonian la Maestrichtian, în cele mai multe sectoare există importante lacune de sedimentare situate la diferite nivele, sau cel puțin așa rezultă din datele de observație existente.

În legătură cu relațiile dintre depozitele cenomaniene și cele suprajacente, se observă că în cele mai multe profile peste Cenomanianul fosilifer se dispun, după o discontinuitate de sedimentare, diferiți termeni ai Neocretaciului sau Eocenului. Există însă cîteva sectoare, unde se pare că în ciclul de sedimentare început în Cenomanian sînt cuprinse și depozitele Turonianului inferior (Baia Borșa, pasul Rotunda etc.), iar lacuna de sedimentare se plasează în nivelele superioare ale Turonianului. În alte sectoare (Glodu) se presupune că există o continuitate de sedimentare de la Cenomanian pînă la Senonian superior (Mutihae, 1959), însă, după observațiile noastre se remarcă o schimbare litologică bruscă a depozitelor



turoniene față de cele atribuite Cenomanianului, deci nu este exclus să existe și aici lacună de sedimentare între cele două etaje. În legătură cu situația existentă în sectoarele de la vest de valea Vaserului, nu ne putem formula încă o părere definitivă. Menționăm că în toate cazurile în care se afirmă prezența Turonianului inferior, autorii se bazează pe existența speciei *Inoceramus labiatus*, care însă, așa cum reiese din unele lucrări (Ilieșcu et al. 1968) este citat într-o asociație în care majoritatea formelor indică prezența intervalului stratigrafic Turonian superior-Coniacian. Existența formei respective nu constituie deci un argument exclusiv pentru prezența Turonianului inferior.

Nu insistăm prea mult asupra descrierii depozitelor neocretaceice post-cenomaniene, întrucât acest lucru s-a făcut cu ocazia prezentării profilelor. Menționăm însă că din descrierile respective reiese clar existența în cadrul acestor depozite a două faciesuri distincte: un facies predominant conglomeratic, cu rare intercalații pelitice, care reprezintă faciesul de bordură al depresiunii Maramureșului și Bîrgăului, și de obicei nu se întilnește în sectoarele imediat învecinate mai estice ale zonei cristalino-mezozoice. Caracterile sedimentologice ale acestor depozite arată că ele au avut o arie sursă apropiată, foarte probabil unele zone exondate ale cristalinelui maramureșean, pe rama căruia se întilnesc acum. Ca vîrstă, ele reprezintă intervalul stratigrafic turonian-senonian superior, însă vîrsta lor variază, așa cum am văzut, în limite destul de largi. Se constată că depozitele sînt în general mai vechi în sectoarele vestice ale Maramureșului (cursul inferior al Vișeuului, valea Peștilor) decît în estul bazinului Borșa, cel puțin așa reiese din datele paleontologice existente. Cu alte cuvinte limita inferioară a faciesului de bordură se ridică treptat în scara stratigrafică de la vest la est, sugerînd o avansare progresivă a transgresiunii în sensul amintit. Un alt tip de facies de bordură este cel al „stratelor cu orbitoizi” cunoscut pînă acum numai în sectorul Poiana Botizii (B o m b i ț ă, 1972) pus în evidență de noi și în estul munților Bîrgăului. Depozite de acest tip nu au fost întilnite pînă în prezent pe rama de NE a depresiunii Maramureșului, fie din cauză că ele lipsesc efectiv (nu s-au depus, sau au fost erodate), fie că au scăpat observației. În aceste condiții se poate pune întrebarea, dacă între sectorul Poiana Botizii și estul munților Bîrgăului au existat sau nu legături paleogeografice directe. Se poate însă, ca faciesul cu orbitoizi să nu aibă o semnificație paleogeografică majoră, apariția lui fiind legată eventual de anumite condiții ecologice, care pot să apară în mai multe sectoare. Vîrsta formațiunilor cu orbitoizi este campanian-



maastrichtiană, atât în sectoarele la care ne referim, cât și în celelalte arii carpatice.

Al doilea facies al Neocretacicului post-cenomanian este reprezentat prin marnele roșii, uneori cenușii, cu globotruncane, care se dezvoltă bine într-o zonă mai estică față de faciesul grosier de bordură. Cele două zone de sedimentare care se disting prin faciesul, dar mai ales prin grosimea depozitelor au fost separate printr-un prag, probabil parțial exondat (care astăzi apare sub forma pintenului de cristalin Cearcănul-Cornul Nedeii-Piciorul Șesului) dar separarea nu a fost completă, judecând după existența recurențelor de marne cenușii sau roșii în faciesul conglomeratic. Grosimea întregului complex este de câteva zeci de metri, probabil nu depășește 100 m. Vârsta complexului se încadrează de asemenea în intervalul turonian-senonian superior, este deci în linii generale sincronă cu faciesul de bordură, situat la vest de pragul amintit, în unele sectoare însă, așa cum s-a văzut, ele pot fi în relații de superpoziție stratigrafică. Acest facies are o dezvoltare tipică în câteva mici sinclinale, cu o poziție mai estică față de depresinnea Maramureșului și munții Birgăului (Glodu, Țibău, Șesuri, Izvorul Ursului). Depozitele turonian-senoniene din sectoarele centrale ale Maramureșului se dezvoltă și ele în faciesul marnelor roșii cu globotruncane, care nu se deosebesc ca facies sau ca vîrstă de cele din sinclinalele menționate anterior. În aceste condiții se poate afirma că existența faciesului respectiv nu este legată de anumite zone paleogeografice strict delimitate, sau de anumite adîncimi ale bazinului de sedimentare.

În ceea ce privește relațiile dintre depozitele neocretacice și eocene, în cele mai multe cazuri se remarcă existența între ele a unei discontinuități stratigrafice importante, care în unele cazuri cuprinde întregul interval Paleocen (inclusiv Danian)-Eocen inferior. În câteva cazuri (Coșna, Glodu) se pare că între Cretacicul superior și Paleogen există continuitate de sedimentare, însă pînă în prezent nu există argumente paleontologice absolut concludente în acest sens.

În majoritatea cazurilor peste diferiți termeni ai Neocretacicului se dispun transgresiv depozitele Eocenului mediu. Există unele sectoare marginale din Maramureș, unde Eocenul poate să înceapă cu Cuisianul (Tătarim et al., 1969).

În cadrul depozitelor eocene din sectoarele la care ne referim se pot deosebi complexe descrise în sectorul pasul Prislop, cu deosebire că în bazinul văii Coșna complexul grezo-conglomeratic (gresii și conglomerate

de Prislop) este înlocuit printr-un complex predominant filioid, care însă în linii generale este sincron cu cel amintit mai înainte.

Trebuie remarcat de asemenea, că în sinclinalele Șesuri-Izvorul Ursului și Țibău nu există depozite comparabile cu complexul inferior, grezo-conglomeratic al Eocenului, aici depozitele cocone sigure încep cu complexul marnelor de Vaser sau cu calcarele numulitice. Reiese deci, că pragul ce separa cele două zone de sedimentare a funcționat și în prima parte a Eocenului, fiind depășit în momentul depunerii faciesului marnos și calcaros al Lutetianului superior.

Principalele constatări cu privire la posibilitățile de corelare a depozitelor neocretaceice și parțial a celor paleogene din diverse sectoare ale Maramureșului, munților Birgăului și a unor sectoare limitrofe a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali sînt sintetizate în tabelul anexat (fig. 3).

Subliniem încă odată, că această schemă se referă în special la diverse sectoare marginale ale regiunilor amintite, iar cunoștințele actuale referitoare la sectoarele respective sînt uneori destul de incomplete. În consecință, schema de corelare prezentată aici poate să sufere modificări pe măsura avansării cercetărilor și îmbogățirii cunoștințelor.

BIBLIOGRAFIE

- Baltr eș A. (1970) Asupra existenței Cretacicului superior în partea de N a Munților Birgăului. *D.S. Inst. Geol.*, LV/4, p. 31--36, București.
- Bombiță Gh. (1972) Studii geologice în Munții Lăpușului. *An. Inst. Geol.*, XXXIX, p. 6--108, București.
- Dimian M. (1970) Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Lucina-Moldova Sulița Breaza (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LV/5, p. 33--62, București.
- Iliescu Gh., Iliescu Maria, Georgescu D., Georgescu Lenuța (1967) Asupra prezenței Cretacicului superior în bazinul inferior al râului Vișeu (Maramureș). *D.S. Com. Stat. Geol.*, LII/3, p. 31--38, București.
- Iliescu Maria, Georgescu D., Georgescu Lenuța (1968) Cretacicul superior din partea de nord a bazinului Maramureș. *St. cerc. geol., geof., geogr. Seria geologie*, t. 13, nr. 1, p. 213--217, București.
- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței aurii, Văii Țibăului și Cibibabei. *D.S. Inst. Geol.*, XV, p. 52--70, București.
- (1935) Ein Senonvorkommen bei Säcel in der Marmarosch. *Verh. u. Mitt. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. zu Hermannstadt.*, LXXXIII/LXXXIV, p. 35--41, Sibiu.
- Mutiha c V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodă (Moldova). *St. cerc. geol.*, t. 4, nr. 2, p. 255--272, București.



- Patrușius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei) *D. S. Com. Geol.*, XL, p. 68—84, București.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în valea Vișeuului și în împrejurimile Săcelului (Maramureș). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, p. 96—113, București.
- Molaș I., Bleahu M. (1960) Structura geologică a Maramureșului românesc. *Mul. karp. balk. Asoc.*, 1, p. 74—89, Kiev. (Traducere).
- Tătăriu N., Iliescu Maria, Iliescu G. h. (1969) Contribuții la stratigrafia Paleogenului din Maramureș. *An. Univ. București, Geologie*, anul XVIII, p. 147—165, București.
- Zapalowicz H. (1856) Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpaten. *Jb.k.k.geol.R.A.*, XXXVI, p. 361—594, Wien.

POSITION STRATIGRAPHIQUE DES "GRÈS ET DES CONGLOMÉRATS DE PRISLOP" SITUÉS DANS LA PARTIE ORIENTALE DU BASSIN DE BORȘA ET QUELQUES CONSIDÉRATIONS SUR LE NÉOCRÉTACÉ DE MARAMUREȘ ET DES MONTS BÎRGĂU

(Résumé)

Dans les bassins Ruscova et Borșa (Maramureș) est largement répandu le faciès connu dans la littérature sous le nom de „grès et conglomérats de Prislop”.

La position stratigraphique de ce complexe a constitué objet de discussion dès les premières recherches entreprises dans la région sans conduire jusqu'à l'heure actuelle à une solution définitive.

Dans la partie orientale du bassin de Borșa, dans le secteur du col de Prislop, ce complexe est épais d'approximativement 500 m et repose transgressivement soit sur le soubassement cristallin, soit sur certains termes du Crétacé supérieur (grès ténomaniens à *Rhyzya*, marnes rouges du Turonien-Sénontien inférieur à globotruncanes).

Dans le bassin de la vallée d'Ajmarul Mare les conglomérats polymictiques grossiers laissent voir quelques intercalations de marnes sombres, moins souvent rouges, dont on a prélevé des inocérames qui trahissent l'âge santonien supérieur-campanien de ces dépôts. Étant donné qu'à la partie supérieure de ce complexe les arguments paléontologiques qui attestent la présence de l'Éocène sont plus nombreux, il est évident que dans le complexe des „grès et conglomérats de Prislop” de ce secteur sont englobés les dépôts de deux cycles de sédimentation dont l'un crétacé supérieur et l'autre éocène, séparés par une lacune de sédimentation au niveau du Paléocène. Dans ces conditions nous proposons de maintenir le nom de „grès et conglomérats de Prislop” seulement pour désigner les dépôts d'âge éocène, et de donner le nom de „formations d'Ajmarul Mare” aux dépôts d'âge crétacé supérieur.

Ces observations et quelques autres, déjà connues ou inédites, nous ont permis de nous faire une image plus complète sur l'ensemble de la stratigraphie des secteurs périphériques de la dépression de Maramureș et des Monts Bîrgău, qui en lignes générale est la suivante.



Le Cénomaniien est représenté par le faciès des grès et des conglomérats à *Exogyra* épais de quelques dizaines de mètres et largement répandus. Il y a des secteurs dans lesquels on suppose, étayés d'arguments paléontologiques ou stratigraphiques, que dans le cycle de sédimentation qui a débuté au Cénomaniien sont englobés aussi les dépôts du Turonien supérieur.

Le Néocrétacé post-Cénomaniien est constitué par des dépôts qui apparaissent sous deux faciès distincts, synchrones en lignes générales, étant aussi superposés en certaines situations. L'un des faciès est prédominant conglomératique à rares intercalations pélitiques, de type épicontinental ou de bordure. La limite inférieure de ce faciès monte dans l'échelle stratigraphique de l'W à l'E, suggérant une avancée progressive de la transgression dans cette même direction. Le second faciès est prédominant pélitique (marnes rouges ou sombres à globotruncanes) ne se rattachant pas à une zone paléogéographique donnée. Dans le cadre de ces deux faciès ont été signalés tous les termes stratigraphiques du Turonien au Maestrichtien, toutefois l'âge des dépôts varie entre des limites assez larges d'un secteur à l'autre. On présume qu'il y a des secteurs où existent aussi des dépôts danubiens-paléocènes, rattachés au cycle de sédimentation du Crétacé supérieur.

L'Éocène repose transgressivement sur différents termes du Crétacé supérieur ou sur du cristallin et débute par un complexe grés-conglomératique, parfois par un complexe de flysch, épais de quelques centaines de mètres, qui supporte ordinairement un complexe marneux (marnes de Vaser), suivi de calcaires nummulitiques.

CUPRINS

	Pag.
1. Bileanu M. Zone de subducție în Carpații românești	5
2. Dimitrescu R. Notă preliminară asupra unor elemente structurale ale șisturilor cristaline din partea estică a munților Făgăraș	27
3. Gurău, A., Grădan T. Contribuții la studul relațiilor structurale dintre calcarele triasice, diabazele și porfirele cuarțifere din zona cuprinsă între valea Cortelu și dealul Pietrosiele lui Bujor (Dobrogea de nord, județul Tulcea)	33
4. Mureșan M., Ionciac Magdalena, Tănăsescu Anca. Asupra prezenței metamorfitefor, caledoniene în zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali (seria de Dâmure)	47
5. Panin Ștefana, Patrulius D., Tomescu Camelia. Asupra prezenței unor roci jurasice în Platoul Vașcău (Munții Apuseni)	55
6. Popa Ianoș I. Faciesurile și posibilitățile de corelare ale Pontianului superior (Bosphorian) dintre valea Cricovul Sărat și valea Tohăneasa (jud. Prahova)	61
7. Peliz S. Unele rezultate ale forajelor structurale din munții Gurguiu	75
8. Rădulescu P.D. Unele observații asupra magmatismului alpin din teritoriul carpatic	105
9. Săndulescu M. Corelarea seriilor mezozoice din sinclinalele Rădu și Hăghimaș (Carpații Orientali)	119
10. Szász L. Poziția stratigrafică a „gresurilor și conglomeratelor de Prislop” în estul bazinului Borșa și unele considerații asupra Neocretacicului din Maramureș și munții Btrgăului	143



CONTINUT

(Résumés)

	Page
1. Bleahu M. Zones de subduction dans les Carpates de Roumanie	22
2. Dimitrescu R. Note préliminaire sur quelques éléments structuraux des schistes cristallins dans la partie orientale des Monts Făgăraș	32
3. Gurău A., Gridan T. Contributions à l'étude des relations structurales entre les calcaires triasiques, les diabases et les porphyres quartzifères de la zone qui s'étend entre la vallée du Cortelul et la colline Pietrosiele lui Bujor (Dobrogea de N, district Tulcea)	43
4. Mureșan M., Ionciță Magdalena, Tănăsescu Anca. Sur la présence des métamorphites calédoniennes dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales (série de Dâmoc)	53
5. Panin Ștefana, Patrulin D., Tomescu Camelia. Sur la présence de roches jurassiques dans le Plateau de Vașcău (Monts Apuseni)	58
6. Păpăianopol I. Les faciès et les possibilités de corrélation du Pontien supérieur (Bosphorien) entre les vallées du Cricovul Sărat et de Tohăneasa (district de Prahova)	73
7. Peltz S. Some results of structural drilling in the Gurgu Mountains	101
8. Rădulescu P. D. Quelques observations concernant le magmatisme alpin du territoire des Carpates	116
9. Săndulescu M. Corrélation des séries mésozoïques des synclinaux de Barău et de Hăglîmuș (Carpates Orientales)	137
10. Szász L. Position stratigraphique des „grès et des conglomérats de Prâsiop” situés dans la partie orientale du bassin de Borșa et quelques considérations sur le Néocrétacé de Maramureș et des Monts Birgău	163

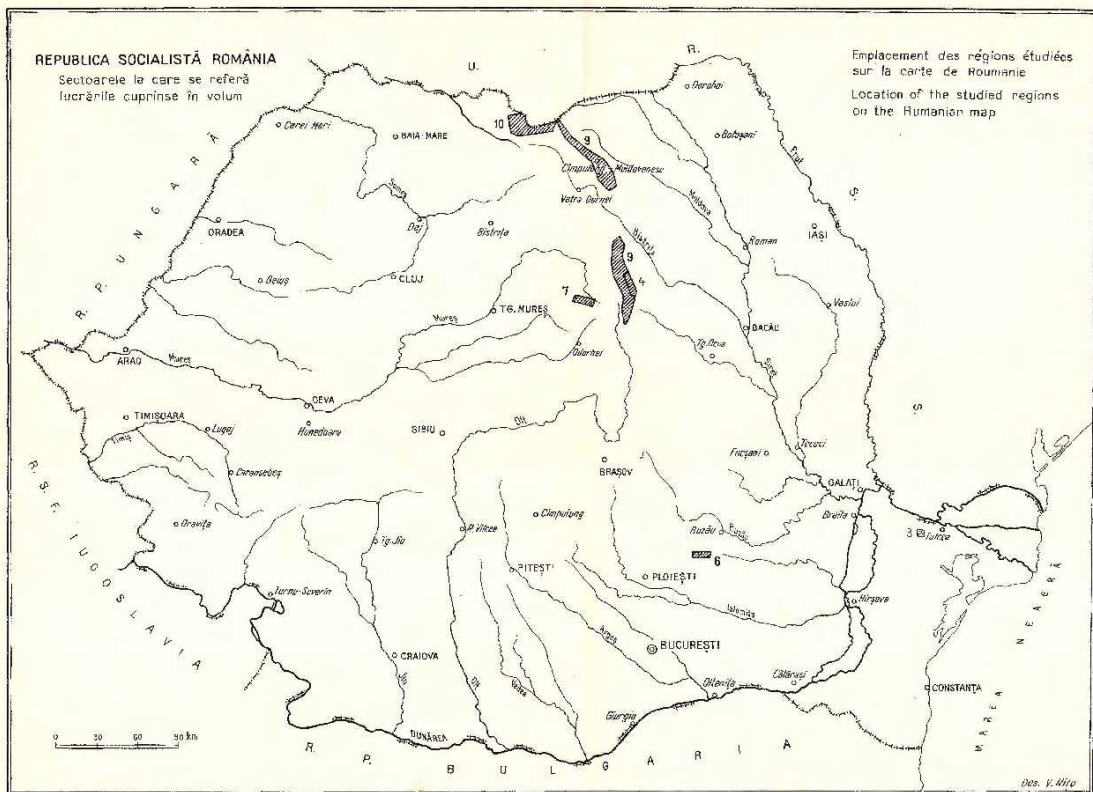


REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Secțiunile la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions
on the Rumanian map



Redactor: MARGARETA PELEZ
Tehnoredactor și corector: ELENA BANDRABUR
Tracționeri: MARIANA SĂLĂȚĂ, MARGARETA HIRJEU
Ilustrații: V. NIȚU

*Dată la cules: martie 1974. Ban de tipar: iulie 1974. Tiraaj: 1000 ex.
Hărțile scrisă I, A. Format 70 × 100/32 gr. Căli de tipar: 15,5. Comanda
83 Pentru bibliotecă indicole de clasificare: 59(028)*

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația” str. Muzoleului
nr. 23-25, București - România.



Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LX

1972 - 1973

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României