

B.I.G.

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

74952

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

VOL. XLIX
(1961 — 1962)

Partea II-a



BUCUREȘTI
1964



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. XLIX
(1961 — 1962)

Partea II-a



BUCUREŞTI
1964



Institutul Geologic al României

Geological Map of Romania



Institutul Geologic al României

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN CRISTALINUL
INSULEI DE RAPOLT (BOI—RAPOLT—RAPOLTEL)¹⁾

DE
ION BERBELEAC

Regiunea cercetată se situează în porțiunea sudică a Munților Metaliferi, pe malul drept al Mureșului, între localitățile Geoagiu și Rapolt. Cercetările geologice și petrografice executate în anul 1961 au separat în regiune roci corespunzătoare formațiunilor cristalofiliene epizonale și sedimentare.

Formațiuni cristalofiliene. Aspectele petrografice și poziția stratigrafică a rocilor din această formăjune au permis separarea următoarelor complexe de roci: complexul filitic, complexul rocilor porfiroide, complexul rocilor filitice-carbonatice (de tranziție), complexul rocilor calcaroase.

Complexul rocilor filitice. Rocile acestui complex constituie flancurile de sud și nord ale anticlinalului Boi-Rapoltel, fiind frecvent întâlnite ca intercalații lenticulare, fișii în celelalte complexe. Datorită faptului că rocile porfiroide alcătuiesc o fișie continuă începînd din valea Boiului și pînă în dealul Uroiului, acestea pot fi considerate drept reper pentru a stabili în cadrul complexului filitic două grupe de roci: grupa rocilor filitice superioare, grupa rocilor filitice inferioare. Grupele acestui complex, urmărite pe toată suprafața Cristalinului, indică grade deosebite de metamorfism, atât în flancul sudic, cât și în cel nordic al anticlinalului. Astfel, în partea de est a regiunii, în dealurile Stupinei și Măgura, se observă șisturi filitice foarte slab metamorfozate, asemănătoare unor șisturi marnoase. Către vest metamorfismul se accentuează la toate complexele și cu precădere la fișile mai sudice din împrejurimile satului Rapoltul Mare.

O caracteristică generală a acestui complex o constituie prezența cu totul subordonată a materialului cu granulație superioară celei pelitice. Dacă în flancul sudic al anticlinalului mai apar șisturi filitice cu intercalații de material aleuritic-psamitic,

¹⁾ Comunicare în ședința din 26 ianuarie 1962.



în flancul nordic aceste intercalații sunt foarte rar întâlnite. În cadrul acestui complex mai pot fi menționate ivirile de roci tufogene bazice și acide și rocile bazice metamorfozate.

G r u p a r o c i l o r f i l i t i c e s u p e r i o a r e. Șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit sunt roci șistoase de culoare verde-verde deschis și se recunosc prin granulele de feldspat de 1–3 mm, ce apar pe direcțiile de spărtură. Dezvoltarea lor cea mai importantă este cunoscută în partea sudică a platformei de eroziune de la Rapoltul Mare.

În masa rocii fenocristalele de feldspat sunt lipsite de conture cristalografice, având forme ovale, eliptice, orientate în genere paralel cu șistozitatea. Foarte adesea, aceste porfiroblaste sunt invadate, în urma fenomenelor de alterare, de sericit, clorit, epidot și zoizit.

Compoziția mineralologică și dimensiunile constituentilor:

	%	mm
Albit	20–50	0,1 –3
Cuarț	20–60	0,01–0,08
Clorit	5–20	0,05–2,5
Calcit	0–3	0,04–0,14
Sericit	0–5	0,03–2,5
Minereu	1–4	0,01–1,5

Prin natura lor petrografică aceste roci se pot considera ca provenind din material sedimentar, într-o oarecare măsură tufitic.

Șisturile filitice cu muscovit se întâlnesc mai rar în regiune, observate fiind pe valea Bobîlna, într-un mic petec ieșit de sub sedimentar, și în dealul Rapoltului. Sunt de un grad foarte slab de metamorfism. Pe valea Bobîlna, în amonte de confluența cu valea Vrămăgei, în versantul drept și talveg, de sub cuvertura sedimentarului cretacic, afloreasă șisturi filitice cu muscovit și un psamit foarte slab metamorfozat în aspectul unei gresii cu mult muscovit pe planurile de șistozitate. În dealul Rapoltului șisturile filitice muscovitice alcătuiesc o fâșie bine individualizată în șisturile filitice clorito-sericoase. Aceste șisturi au o structură lepidoblastică, în componența lor intrînd sericitul, în aggregate lamelare cu conture $\text{CINg} = 7^\circ$ de asemenea xenomorf și cuarțul granular recristalizat alcătuind 50–55% din masa rocii.

Compoziția mineralologică a dimensiunilor compoziților:

	%	mm
Cuarț	50	0,02–0,2
Clorit	20	0,02–0,8
Sericit	15	0,02–0,9
Muscovit	12	0,02–0,9
Zoizit + apatit și Minerale opace	3	0,05–0,1



Şisturile filitice sericitoase sunt roci de culoare cenuşie-albicioasă cu tentă verzuie, ușor satinată. S-au întâlnit pe pîrîul Fîntînei, affluent stîng al văii Bobîlna, lîngă stația de relee, în dealurile Rapoltului și Uroiului. Masa lor este formată din granule fine de cuarț, căruia î se asociază sericitul, cloritul și subordonat albîtul și mineralele opace (pitira). Prezintă o structură granoblastică cu aspect rubanat, avînd și porțiuni granolepidoblastice sau lepidoblastice.

Compoziția mineralologică și dimensiunile componentelor:

	%	mm
Cuarț	40–50	0,01–0,1
Sericit	20–25	0,02–0,3
Clorit	7–10	0,02–0,3
Albit	5–10	0,01–0,2
Minereu	1–5	0,01–0,1

Şisturile filitice cloritoase-sericitoase alcătuiesc cea mai mare parte din rocile formațiunilor cristalofiliene. Prezintă un aspect satinat de culoare verde deschis și cenușiu deschis, cu structura rubanată și textura șistoasă. La microscop se observă o structură granolepidoblastică sau lepidogranoblastică. Zonele cuarțoase sunt alcătuite în majoritatea cazurilor din 90–95% cuarț cu granulație cuprinsă între 0,05–0,3 mm, rar albît și foarte rar paie de sericit și clorit. În compozиția mineralologică intră următoarele minerale: cuarț, clorit, sericit, albît, epidot, calcit, oxizi de fier și pîtră.

Cuarțitele sunt roci foarte rare întâlnite, iar acolo unde s-au întâlnit (dealul Boiului) lentilele au dimensiuni reduse. În dealurile Boiului și Pleșii apar cuarțite cenușii-negricioase, rubanate, cu alternanțe de benzi cuarțoase negre și albe. Structura lor este granoblastică, mărunt granulară, cuarțul avînd dimensiuni cuprinse între 0,01–0,1 mm; fenoblastele lipsesc cu desăvîrșire.

Şisturile filitice clorito-sericito-grafitoase devin mai importante spre vest de dealul Rapoltului, unde apar în fișii oarecum bine individualizate. Alcătuiesc benzi sericitoase-grafitoase și clorito-sericitoase cu alternanțe grafitoase, uneori avînd și mici lentile de grafit. Aceste șisturi întocmesc către vest faciesul grafitos, semnalat în perimetru satului Bobîlna-Boi. Structura este în genere lepidogranoblastică cu aspecte de trecere către lepidoblastică sau granolepidoblastică. Textura este șistoasă.

Compoziția mineralologică și dimensiunile constituenților:

	%	mm
Cuarț	40–50	0,01–0,2
Sericit	15–25	0,1 –0,6
Clorit	10–15	0,1 –0,7
Feldspat	0–5	0,01–0,5
Grafit	1–5	0,03–0,1
Minerale opace	0–2	0,1 –5



Filitele negre grafitoase sunt mai puțin răspîndite în regiunea Rapolt-Rapolțel decît în porțiunea de est a regiunii (Bobîlna-Boi). Aici apar fîșii bine individualizate, grafitoase, cu numeroase filoane concordante de cuarț și calcit. Se remarcă ivirile de pe pîraiele Fierarului, Lupului și Măgulicea. Spre deosebire de celelalte filite, acestea au o șistozitate foarte pronunțată, marcată prin pachete foarte fine, subțiri, satinate, și microcute.

Șisturile tufogene acide sunt foarte des întîlnite atât în flancul sudic cît și cel nordic al anticinalului. Se recunosc prin culoarea albă slab cenușie cu nuanțe verzui, alcătuind benzi de grosimi mici dar bine individualizate. Unele sunt perfect albe, predominant feldspatice, cu spătură aşchiosă, foarte fine și cu șistozitate pronunțată, amintind aspectul hâlleflintelor din regiunea Tulgheș (1). La microscop au structură granoblastică fină, iar textura șistosă cu treceri către masivă. Uneori se păstrează și grăunți mai mari de feldspați acizi (albit-oligociaz), în care structura capătă aspecte porfirice.

Compoziția mineralologică și dimensiunile constituenților:

	%	mm
Cuarț	50–75	0,01–0,7
Feldspat	7–10	0,01–1
Clorit	2–10	0,1 – 0,5
Sericit	1–3	0,1 – 0,5
Biotit	0–1	0,01–0,3
Minerale opace	0–3	0,1 – 2

Feldspatul este xenomorf, frecvent transformat în sericit, clorit și zoizit. Paietele de sericit îl invadăază uneori, lăsîndu-l insular sau transformîndu-l total într-o masă secundară de sericit. Materialul fin cuarțos, predominant mai mult colțuros, provine desigur din materialul cineritic fin al eruptiilor acide corespunzătoare rocilor porfiroide actuale.

Șisturile tufogene bazice apar pe dealul Boiului (pîrul Boca) și dealul Rapolțului. Se deosebesc de șisturile tufogene corespunzătoare rocilor acide prin culoarea verde cu nuanțe diferite determinată de prezența epidotului, cloritului sau calcitului. Acestea sunt însotite în majoritatea cazurilor de numeroase fisuri cu calcit, de regulă concordante și rar discordante față de șistozitate. Structura este granolepidoblastică cu porțiuni granuloblastice.

Compoziția mineralologică și dimensiunile constituenților:

	%	mm
Clorit	35	0,02–0,5
Calcit	25	0,01–3
Cuarț	15	0,01–0,1
Epidot	7	0,01–0,1
Feldspat	5	0,02–1,5
Minerale opace	3	0,01–1



Rocile bazice metamorfozate (epibazite) apar pe cca 100 m în apropierea contactului grupei rocilor filitice superioare cu complexul rocilor porfiroide, pe valea Rapoltului și pîrîul Uroiului, în aval de confluența cu Valea Mare, în versantul stîng; aceste roci au culoarea verde deschis și aspect porfiroblastic evident. La microscop, s-a pus în evidență prezența augitului în cristale prismatice sau agregate granulare cu aspect mai mult sau mai puțin idiomorf. De asemenea, s-a observat și prezența diopsidului în cantități foarte reduse (1—2%).

Masa de bază este alcătuită din actinot, epidot fibros și granular, feldspat și puțin cuarț.

G r u p a r o c i l o r f i l i t i c e i n f e r i o a r e . În această grupă sunt cuprinse filitile cloritoase-sericitoase și grafitoase, foarte slab metamorfozate, cu aspect de roci sedimentare. Pe văile Boiului și Rapoltului se pot observa filite satinate, roșii, alb-cenușii rozii.

Sernifitele au fost separate destul de greu, deoarece din cauza granulației reduse seamănă cu rocile porfiroide. Se întîlnesc ca intercalații în rocile porfiroide sau în imediata lor vecinătate (3). O dezvoltare mai largă o au pe valea Rapoltelului, unde se recunosc după structura blastopsamitică și elementele de cuarț rotunjite. Textura este šistoasă. La microscop, elementele de cuarț sunt rotunjite sau subrotunjite, uneori chiar corodate și rar angulare. Feldspații rar se păstrează în stare proaspătă, fiind transformați în sericit și caolin. Se mai observă și dispunerea perpendiculară și šistozitate a fenocristalelor de cuarț și feldspat, demonstrând prin aceasta un stress de redusă intensitate.

Compoziția mineralologică și dimensiunile componenților:

	%	mm
Cuarț	10—65	0,1 —8
Feldspat	30—40	0,1 —8
Sericit	1—10	0,2 —0,2
Clorit	1—5	0,02—0,1
Apatit	1—2	0,01—0,2
Minerale opace	0—2	0,01—1

Complexul rocilor porfiroide. Acest complex se menține cu mici efilări pe o distanță de 12 km, începînd de la est de satul Boi pînă în dealul Uroiului, unde începe să se ramifce și să prezinte unele efilări, menîndu-și totuși continuitatea către vest. Probabil că se lagă cu cele din Poiana Ruscă¹⁾, versantul de nord-est. Aceste roci aparțin probabil unor porfirite cuarțifere sau riolite, metamorfozate în condiții de epizonă. Iată care sunt principalele roci constitutive:

¹⁾ I. BERCIU, E. BERCIU, O. MAVER, H. KRÄUTNER, F. KRÄUTNER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN. Raport asupra cercetărilor geologice din Masivul Poiana Ruscă (Teliuc—Ruda). Arh. Com. Geol. 1958.

Roci porfiroide cu caractere relicte nu se pot deosebi practic pe teren de cele cloritoase sau sericitoase și numai analizele microscopice săn în măsură să pună în evidență deosebirile. Rocile săn de culori variate, de la alb la verde, sau slab cenușii, cu structura porfiroblastică și textura șistoașă. La microscop se observă fenocristale de feldspat și cuarț cu aspecte idiomorfe, plutind într-o masă microgranulară foarte fină de cuarț cu paie de sericit și clorit. Remarcabile săn formele cristalografice bune ale feldspatului și cuarțului conservate probabil din momentele inițiale.

Feldspații, ca în toate rocile porfiroide din această regiune, săn acizi, albit oligoclaz (5—25% An) sau potasici (ortoză). Sericitul, muscovitul și cloritul, mai rar biotitul, alcătuiesc mici benzi microcutate ce îmbracă fenocristalele de cuarț și feldspat.

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor:

	%	mm
Cuarț	40—50	0,1 — 5
Feldspat	30—40	0,5 — 7
Clorit	5—16	0,02—0,7
Sericit	1—10	0,02—0,3
Epidot	0—2	0,02—0,2
Zircon	0—1	0,03—0,2
Minerale opace	0—2	0,01—1

Rocile porfiroide cloritoase se caracterizează prin șistozitate pronunțată și structură porfiroblastică evidentă. Acestei structuri i se asociază de foarte multe ori structurile granoblastice sau lepidogranoblastice, ceea ce face să poată fi foarte ușor trecute la complexul rocilor detritice. În cadrul lor s-au observat numeroase filoane de feldspat și cuarț, indicuind că în cercetările viitoare ar putea servi la separarea varietelor curgeri. Spre deosebire de cele citate mai sus, cuarțul este aici xenomorf, corodat, intens cataclazat, cataclazele fiind umplute cu cuarț microgranular, iar feldspatul prezent în microlite și fenocristale îmbracă două aspecte deosebite și demne de remarcat: unul este cel al feldspatului inițial de natură mai bazică, oligoclaz, împințit de altul mai acid albitic, rezultând frumoase fenomene de dezamestecuri cu aspecte de coroane, forme insulare sau arborescente în masa feldspatului inițial.

În afara acestui tip de feldspat întâlnit de obicei în fenocristale, se mai observă și un albit maclat polisintetic, mai puțin alterat, cu dimensiuni mai mici.

Feldspatul sodic, ortoză și rar microclin, este alterat de obicei.

Rocile porfiroide sericitoase săn deosebite de cele cloritoase prin culorile albaștine, ondulațiile foarte strînse și șistozitatea mai accentuată. Feldspatul păstrează uneori, în afară de aspectul tipic eliptic, și forme idiomorfe; el este fie un albit-oligoclaz cu dezamestecuri, fie ortoză sau microclin.



Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților:

	%	mm
Cuarț	55–60	0,02–4
Feldspat	30–35	0,01–6
Sericit	10–15	0,02–0,2
Clorit	7–10	0,01–0,3
Minerale opace	0–3	0,02–1

Gnaisele porfiroide oculare alcătuiesc la partea superioară a complexului rocilor porfiroide fișii bine individualizate de grosimi diferite. Au rezultat în urma unor injectii cuarto-feldspatiche, ulterioare fazei principale de metamorfism. Roca prezintă variații de culori de la cenușiu-verzui (dealul Uroiului) la verde deschis (Valea Mare, valea Bobilnei). Feldspatul, în fenoblaste, este alcătuit din albit și ortoză, dezvoltate paralel cu planele de sistozitate, cu aspecte oculare de dimensiuni cuprinse între 0,5–3 cm. În dealul Uroiului aceste roci conțin fenoblaste de culoare cenușie-negricioasă, constituite din ortoză și microclin.

Complexul rocilor filitice-carbonatice (de tranziție). Rocile acestui complex se situează în zona de amestec a materialului carbonatic cu cel terigen. În cadrul lui s-au făcut următoarele separații:

Şisturile carbonatice-cuartitice cu sericit și clorit sunt roci şistoase ce variază de la cenușiu-verzui-galben pînă la alb. Conțin granule de cuarț pînă la 60%, calcit 30–40%, sericit și clorit 5–10%; lor li se asociază feldspați alterați și magnetit (pîriul Pleșei). Cuarțul se prezintă în cristale cu dimensiuni între 0,1–3 mm, cu extincție ondulatorie. Structura este granoblastică cu trenceri către lepidogranoblastică iar textura este şistoasă.

Şisturile filitice carbonatice cu calcite ferifere alcătuiesc fișii cu dimensiuni variabile. În general, masa rocilor este alcătuită din calcit de culoare gălbuiie, asociat în proporții variabile cu cuarț, feldspat, sericit și clorit. Conținutul în fier nu depășește 5%.

Dolomite şistoase stratificate ocupă în insula Cristalinului de Rapolt suprafețe mici față de cele din Poiana Ruscă (Hunedoara, Leleșe¹⁾) (5). Se întâlnesc în flancul sudic, mai puțin reprezentate în partea de est, iar către vest (dealul Uroiului), dezvoltarea lor capătă extinderi mult mai mari. Ele apar ca insule, corpuri eliptice sau fișii. Structura rocilor este granoblastică fin granulară, iar textura masivă, slab şistoasă. Dolomitele şistoase și stratificate fac o trecere treptată la filitele carbonatice și calcarele cristaline, trecere observată prin creșterea conținutului în filosilicați și cuarț către complexul filitic și a carbonatului de calciu spre complexul calcaros. Majoritatea dolomitelor sunt cenușii în diverse tonuri; numai unele dolomite din Măgura

¹⁾ P. CIORNEI. Raport geologic asupra calcarelor dolomitice de Hunedoara. Afh. Com. Geol. 1956.

Boiului sănt de culoare roșie sau rozie. Comparativ cu dolomitele din Poiana Ruscăi¹⁾ (5), dolomitele cenușii din Cristalinul insulei de Rapolt sănt mult mai ferifere, avînd conținuturi pînă la 4% fier (6). Se recunosc prin granulația fină, alterația caracteristică, factori esențiali în separarea lor de rocile calcaroase.

Dolomitele ankeritice și ankeritele sănt de culoare mai închisă, cenușii-negricioase, cu structuri granulare și lenticulare sau oculare de ankerit. Sânt străbătute de numeroase fisuri de ankerit secundar. În zonele superioare ale acestora, în urma fenomenelor de alterație rezultă un praf negru-brun, ce reprezintă un limonit cu conținuturi în fier de 20—50%.

Dolomitele calcaroase se dezvoltă cu precădere în partea de est a zonei cristaline, adică în perimetru satului Boi (dealurile Pleșei, Cornet). Se remarcă prin aspectul rubanat dat de separațiile calcaroase ce alternează cu cele dolomitice. În aceste roci se întâlnesc asociate următoarele minerale: dolomit, calcit, cuarț, sericit, clorit, feldspat, apatit, magnetit și pirită.

Complexul rocilor calcaroase. Rocile sănt granoblastice, cu granulație fină (0,1—0,2 mm) sau medie (0,5—1 mm) și foarte rar grosieră (0,5—2 mm) și se localizează în zona centrală a anticlinalului. În separarea acestor roci s-au luat în considerație compoziția chimică, șistuozitatea și stratificația.

Texturile granulare și oculare întâlnite adesea sănt rezultatul unor procese de recristalizare secundară.

Considerații asupra evoluției petrografice a Cristalinului. Rocile complexului de tranziție reprezintă domeniul de sedimentare recifal și telerecifal cu golfurile și variațele intrînduri ale mării în insulele recifale. Aceste insule recifale plasate la nord și la sud de actualul anticlinal lăsau în porțiunea lor despărțitoare un domeniu de sedimentare marin, în urma căruia prin metamorfism au rezultat rocile filitice-carbonatice.

Sub imperiul mișcărilor hercinice, metamorfismul slab a dus la formarea unui anticlinal principal și a altor cuti secundare. După desăvîrșirea metamorfismului regional, întreaga regiune este supusă unor injectii cuarț-feldspatice-carbonatice.

Prezența sernifitelor și a unor filite foarte slab metamorfozate ne face să atribuim vîrstă carboniferă sau permian-inferioară Cristalinului cercetat.

Pegmatitele aflorează pe Valea Mare, în talveg, sub forma unui filon pegmatitic, feldspatic, de dimensiuni reduse. La contactul cu rocile înconjurătoare se observă slabe milonitizări, iar filonul este îmbrăcat în minerale larg dezvoltate, de natură

¹⁾ P. CIORNEI. Op. cit.

unor siderite, ankerite și calcite. Feldspatul în fenocristale (0,5—8 mm) prezintă conture idiomorfe și este maclat frecvent polisintetic și Karlsbad.

Formațiuni sedimentare. Această insulă de Cristalin a fost exondată pînă în Cretacicul mediu, cînd invazia mării cretacic-cenomaniene a acoperit-o total.

Cenomanianul (2, 4) este reprezentat prin alternanțe de conglomerate și gresii puternic cimentate, de culoare roșie-violacee. Peste el urmează marnele vinete senoniene și șisturile argiloase-marnoase cu gispuri sarmatiene. Între satele Boi și Ranghet, în partea de est a Cristalinului, stratele de Bozeș (3) stau discordant peste rocile epizonele. La obîrșia văilor Bobîlna și Rapolțel, rocile mediteraniene ce stau peste rocile cristaline epizonale suportă aglomerate și lave andezitice provenind din aparatele vulcanice de la Săcărîmb.

Tectonica regiunii. Mișcările hercinice, mesoretacice și neogene au complicat tectonica acestei regiuni. Astfel, anticlinalul format în faza principală de metamorfism, ca și cutile anticliniale și sinclinale secundare din partea de nord a regiunii, au suferit unele deranjări, dintre care deranjarea axului anticlinalului Bobîlna-Rapolțel de către cele trei mari falii este cea mai importantă. Aceste trei falii (falia valea Corbului — valea Boiului, valea Boiului — valea Rapolțelului și falia Rapolțelului) au determinat orientările diferite ale axului anticlinalului după cum urmează: Valea Rapolț — valea Boiului, direcție E—W; Valea Bobîlna — valea Rapolțelului, direcție NE—SW; Valea Rapolțelului — valea Uroiu, direcție E—W.

În general, în regiune se observă trei direcții de falii NE—SW, NW—SE și N—S, care sunt responsabile de formarea zonelor brecioase, milonitice, precum și a izvoarelor termale.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, București 1929.
2. GHEORGHIU C. Studiul geologic al Văii Mureșului, între Deva și Dobra. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București 1954.
3. GHITULESCU T. P., SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București 1941.
4. IACOB D. Contributions à la connaissance du Crétacé supérieur dans le sud des Monts Apuseni. *Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj*, 1943—1944.
5. PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. Importanța litogenetică a rocilor carbonatace din epizona masivului Poiana Ruscă (în volumul de față).



**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ОСТРОВА РАПОЛТ
(БОЙ—РАПОЛТ—РАПОЛЦЕЛ)**

И. БЕРБЕЛЯК

(Краткое содержание)

Исследованная область расположена на южном участке Мунцилор Металифер, на правом берегу р. Муреш, между местностями Бой и Раполцел. Большая часть области составлена из кристаллических пород; подчинено им, окраины кристаллического острова, подстилают осадочным и изверженным формациям.

Кристаллические породы составляют четыре комплекса:

Комплекс филлитовых пород состоит из двух групп, нижней и верхней, отделенных от комплекса порфириоидными породами. В этом комплексе были выявлены филлитовые хлорито-серицитовые сланцы, серицитовые сланцы, с мусковитом, графитовые, или филлитовые сланцы с порфиробластами альбита, туфогенные, кварцитовые и сернистые сланцы, образовавшиеся через метаморфизацию в эпизональных условиях некоторых мелко-зернистых д detritowych, пеллитовых, туфлитовых, реже алевритовых, псевдомитовых или псаммитовых пород.

Комплекс порфириоидных пород составляет последовательную полосу с разнообразной мощностью, начиная с В. Боюлуй до Дялул Уроюлуй, где развивается в продолжении на запад к Банпоток.

В рамках комплекса были выделены порфириоидные, хлоритовые серицитовые породы и окулярные порфириоидные гнейсы. Самые значительные минералы, образующие эти породы следующие: кварц, полевой шпат (щелочный и калиевый) серицит, хлорит, биотит, мусковит, апатит, рутил и пирит. Упоминаются инъекционные окулярные гнейсы, развитые в общем в южной части комплекса.

Комплекс переходных пород расположен между филлитовым и известняковым комплексами, будучи образован из смеси глинисто-кварцевого материала с рифовым карбонатовым и биостромным материалами. Таким образом в этой зоне были выявлены породы имеющие природу некоторых филлитовых, карбонатовых сланцев с железоносными кальцитами, карбонатовых кварцевых сланцев с серицитом и хлоритом, сланцевых слоистых доломитов, анкеритовых доломитов с анкеритами, а также и известняковых доломитов.

Известняковый комплекс выявлен в оси антиклинали Бой—Банпоток. В этом комплексе были выделены массивные и стратифицированные известняки.



Седиментационные формации содержат породы верхнемелового возраста (конгломераты, песчаники, мергели); средиземноморские (туфы, мергели, песчаники, гипсы) и четвертичные (травертины и т.д.).

Эруптивные и эфузивные породы были выявлены на С. и Ю. области, которые залегают над средиземноморскими породами.

Область была подвергнута значительным изменениям благодаря герцинским, мезомеловым и неогеновым движениям. Антиклиналь Бой—Рапорцел подразделена на участки тремя значительными сбросами (В. Бобылна—В. Бойюлуй, В. Бобылна—В. Раполцелулуй и В. Раполцелулуй—Д. Урэйюлуй).

RECHERCHEES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS L'ÎLE CRISTALLINE DE RAPOLT (BOI—RAPOLT—RAPOLTEL)

PAR
I. BERBELEAC

(Résumé)

La région étudiée est située dans le sud des Monts Métallifères, sur la rive droite du Mureş, entre les localités Boi et Rapoltel. Les roches cristallophylliennes constituent la majeure partie de la région; aux bords de l'île cristalline reposent les formations sédimentaires et éruptives. Les roches cristallophylliennes renferment quatre complexes, notamment:

Le complexe des roches phyllitiques, formé de deux groupes, dont l'un inférieur et l'autre supérieur, séparés par le complexe des roches porphyroïdes. Dans ce complexe on rencontre des schistes phyllitiques chlorito-sériciteux, des schistes sériciteux à muscovite, des schistes graphiteux ou des schistes phyllitiques à porphyroblastes d'albite, tufogènes, des quartzites et des serniphites, résultés — par métamorphisme en conditions d'épizone — des roches détritiques, fines, pélitiques, tuffitiques rarement aleuritiques, psephitiques ou psammitiques.

Le complexe des roches porphyroïdes constitue une zone continue, à puissance variable, depuis Valea Boiului jusqu'à Dealul Uroiului, et en continuation ouest, vers Banpotoc. Dans ce complexe nous avons identifié des roches porphyroïdes, chloriteuses, sériciteuses et des gneiss porphyroïdes ocellés. Ces roches comprennent les minéraux principaux suivants: quartz, feldspath (alcalin et potassique), séricite, chlorite, biotite, muscovite, apatite, rutile et pyrite. Mentionnons les gneiss œillés d'injection, en général développés dans la partie S du complexe.

Le complexe des roches de transition est logé entre le complexe phyllitique et celui calcaire et provient d'un mélange de matériel argileux-quartzzeux et de maté-



riel carbonatique récifal et biostromique. C'est pourquoi, dans cette zone on rencontre des schistes phyllitiques carbonatiques à calcites ferrifères, des schistes carbonatiques quartzitiques à séricite et à chlorite, des dolomies schisteuses et stratifiées, des dolomies ankéritiques et des ankérites ainsi que des dolomies calcaires.

Le complexe calcaire apparaît dans l'axe de l'anticlinal de Boi-Banpotoc. Dans ce complexe, nous avons séparé des calcaires massifs et stratifiés.

Les formations sédimentaires comprennent des roches d'âge crétacé supérieur (conglomérats, grès, marnes), méditerranéens (tufs, marnes, grès, gypses) et quaternaires (travertins etc).

Les roches éruptives effusives apparaissent dans le nord et le sud de la région et recouvrent les roches méditerranéennes.

La région a subi des modifications importantes dues aux mouvements hercyiens, méso-crétacés et néogènes. L'anticlinal Boi-Rapolțel est divisé en compartiments par trois failles importantes (Valea Bobîlna — Valea Boiului, Valea Bobîlna — Valea Rapolțelului et Valea Rapolțelului — Dealul Uroiului).



MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN REGIUNEA
DE LA IZVOARELE VĂILOR IARA ȘI ȘOIMULUI
(MUNTII APUSENI)¹⁾

DE

MIRCEA BORCOŞ, ELENA BORCOŞ

Comunicarea de față reprezintă rezultatele extensiunii spre W a cercetărilor noastre, efectuate anterior în formațiunile cristalofiliene din împrejurimile comunelor Segagea, Băișoara, Valea Ierii-sat.

Regiunea cercetată este situată pe teritoriul raionului Turda, regiunea Cluj, în bazinul văii Iara, amonte de comuna Valea Ierii-sat.

O serie de cercetători, dintre care cităm pe I. SZÁDECZKY (9, 10), TH. KRÄUTNER (5), M. ILIE (4), au contribuit la cunoașterea structurii geologice, și a aspectelor petrografice din regiunea la care ne referim, precum și a zonelor învecinate. Cercetări și studii de amănunt în bazinul văii Iara — văii Șoimului și masivul granitic de Munțe Mare, au întreprins E. STOICOVICI²⁾ și A. TRIF³⁾ (8), de la catedra de Mineralogie a Universității « Victor Babeș » Cluj. Cu excepția unor detalieri și a tratării unor probleme petrografice cu caracter local, concluziile la care au ajuns nu schimbă imaginea geologică regională moștenită din lucrările anterioare. Regiunile imediat învecinate, la N, S, E și W au fost cercetate între anii (1953—1960 de R. DIMITRESCU (2, 4), I. și A. HANOMOLO⁴⁾ și M. și E. BORCOŞ (1).

¹⁾ Comunicare în ședința din 8 decembrie 1961.

²⁾ Munții Gilăului între Someșul Cald și Răcătău. 1953 Arh. Com. Geol. București.

Partea de NE a Munților Apuseni, Munții Gilău și Munțe Mare. 1952., Arh. Com. Geol. București.

Studiul pegmatitelor în Munții Apuseni. V. Someșului Cald, V. Ierii—Muntele Mare. 1950. Arh. Com. Geol. București.

Pegmatitele de la Muntele Rece. 1950. Arh. Com. Geol. București.

³⁾ Raport asupra regiunii Munțe Mare și bazinul superior al văii Iara. 1950. Arh. Com. Geol. București.

Raport privind pegmatitul de la Muntele Mare, partea de NE și S. 1951. Arh. Com. Geol. București.

⁴⁾ Cristalinul în regiunea Someș, Muntele Rece, Măguri—Mănăstireni—Căpuș. Comunic. Șed. Com. Geol. 1959—1960. București.

În urma lucrărilor efectuate în această zonă am separat ca unități bine distințe și larg dezvoltate: seria șisturilor cristaline de Gilău, granitul de Muntele Mare, corpuurile pegmatitice, tipul rocilor transformate pe seama efectelor termice și cîteva iviri cu roci atribuite eruptivului banatitic.

Formațiunile complexului cristalofilian. (*Cristalinul seriei de Gilău*). Șisturile cristaline aparținând acestei arii metamorfice, sunt reprezentate în zona de izvoare a văilor Iara, Șoimului și Calului, printr-un pachet de roci intens metamorfozate în condițiile unui metamorfism regional mesozonal, combinat în zona de contact cu masivul granitic cu efectele unor fenomene termice. Compoziția mineralogică cu caracterele structurale și texturale specifice șisturilor cristaline aparținând acestei serii definesc trei complexe comprehensive cristalofiliene cu o serie de intercalații și variații normale de facies, reprezentate prin complexul șisturilor muscovitice, complexul șisturilor cuarțo-feldsparice și complexul șisturilor cuarțitice.

Complexul micașisturilor. Rocile acestui complex prezintă o mare varietate de structuri și texturi, asociindu-se în cîteva tipuri caracteristice cu parageneze de minerale specifice. Astfel, în versantul drept al văii Iara, pe cursul pîraielor Hudi, Strîmb, Lăii, Vînătu, se dezvoltă masiv șisturile acestui complex, reperat și în partea de W, în lungul contactului cu granitul de Muntele Mare. O serie de intercalații cu o dezvoltare subordonată, constituie din aceleași șisturi, se observă și în zona mediană, prinse în masa complexului cuarțo-feldspatic și cuarțitic.

Racordînd rezultatele investigațiilor din teren cu observațiile microscopice, pe baza compozиției mineralogice, deosebim: micașisturi cu două mice ± granat; micașisturi biotitice cu granat; micașisturi sericito-cloritoase; micașisturi cu aspect filitos cu granat; micașisturi cu turmalină ± granat; micașisturi cu staurolit ± granat.

Micașisturile cu două mice ± granat constituie fondul benzii din versantul drept al văii Iara și al majorității intercalațiilor identificate în bazinul văii Șoimului și al văii Calului. În general, rocile prezintă o structură grano-lepidoblastică sau lepidoblastică, funcție de predominanța elementului lamelar, (muscovit, biotit, clorit) sau al celui granular (cuarț, feldspat, granat și minerale accesori). Aceste structuri alternează, marind texturi masive sau foioase, de la dimensiuni milimetrice pînă la grosimi de ordinul metrîlor.

Parageneza tipică a acestui facies este: muscovit + biotit + cuarț + clorit ± granat. O cantitate mai însemnată de feldspat și cuarț crează tranziții spre paragnaise și șisturi cuarțitice, aşa cum se poate bine observa în majoritatea intercalațiilor consemnate pe hartă. Prezența granatului, sporadic, dar totdeauna prezent, indică un metamorfism la nivelul superior al zonei cu granați.

Micașisturile biotitice cu granat. La izvoarele văii Șoimului, pîrîului Gălbenuța și în creasta Bogdan—Dumitreasa—Cercul Dobrinului—Piatra



Cățelii, în apropierea contactului cu granitul de Muntele Mare, se dezvoltă o fâșie aproape continuă, orientată aproximativ N—S, de roci șistoase, de tipul micașisturilor biotitice cu granați. Intercalații frecvente se întâlnesc de altfel în tot bazinul văii Șoimului, văii Ursului și văii Calului. Spre deosebire de zona micașisturilor descrise anterior, fondul acestui facies prezintă o particularitate, în sensul că se evidențiază un conținut mai însemnat de biotit și granați, care crește progresiv, cu cât ne apropiem de contactul granitului de Muntele Mare.

Este interesant de remarcat faptul că nu am întâlnit o parageneză constantă la un anumit nivel în faciesul micașisturilor biotitice cu granați, care să respecte același echilibru între componentii mineralogici. Adesea, în apropierea granitelor și în special a zonelor cu șisturi, care tend să se încastreze în apofizele granitice, se observă o creștere procentuală nestabilă în biotit și granat, remarcindu-se uneori și prezența staurolitului și sillimanitului, formate pe seama proceselor de contact termic. Parageneza caracteristică micașisturilor biotitice cu granați este: biotit + muscovit + cuarț + granat ± staurolit.

Micașisturile sericito-cloritoase. În versantul stâng al văii Șoimului, la E de vîrful Supradumitreașa, cîteva blocuri pun în evidență prezența unor micașisturi cu foarte mult sericit și clorit, în plină zonă de dezvoltare a faciesului biotitic cu granați, uneori intens cornificat. Rocile au caracter asemănătoare tipului de micașisturi cu 2 mice, cu excepția conținutului ridicat în sericit și clorit, ceea ce imprimă un aspect foios, colorit verzui-argintiu și luciu gras. La microscop se observă uneori o alternanță de benzi milimetrice formate exclusiv din cuarț, sericit, muscovit, sau clorit. Deoarece la acest tip de roci n-am reușit să identificăm biotitul, nici în studiul secțiunilor subțiri, decât sporadic, este mai puțin probabil să se fi format secundar și ca atare, acceptarea unui fenomen de retromorfism în acest caz este destul de relativă. De altfel, și lipsa granatului, dacă nu chiar a staurolitului și sillimanitului, sau a produselor lor de transformare, într-o zonă din apropierea granitului cu evidente fenomene de contact, ne face să ne gîndim la o serie metamorfozată, la partea superioară a zonei granatifere, cu caracter de tranziție spre condiții epizonale. În această ipoteză s-ar putea admite în acest sector fie un rest al unui solz, cu șisturi epizonale plonjante în timpul cutărilor alpine pe fondul șisturilor mesozonale, fie rezultatul evoluției fenomenelor de metamorfism, care evidențiază schimbări foarte bruske de la șisturi mesozonale la termeni epizonali. Este adevărat că uneori, se poate observa la unele roci o compoziție puțin diferită și prezența biotitului în parte transformat în clorit, care ar pleda în ipoteza unui facies retromorfozat, fapt observat într-o varietate de micașisturi sericitoase cu clorit, cuarț și mai mult feldspat, ce uneori fac trecere la paragnaise sericito-cloritoase. Rocile asemănătoare întâlnim în versantul drept al văii Negruța, la NW—N de Scorușet. În acest punct, ele prezintă în schimb caracter complet specific paragneiselor biotitice cloritoase.

Acceptînd pentru zona micașisturilor sericito-cloritoase o poziție de tranziție spre termenii superiori mai puțin metamorfozați, am putut imagina o legătură între aceștia și petecele de șisturi cloritoase, care stau normal peste roci mesozonale la N de Piatra Cățelei, cu dezvoltare largă în bazinul văii Someșului, unde ele au fost descrise de I. și A. HANOMOLO¹⁾. Un argument în favoarea unei asemenea corelări îl constituie în parte și identitatea compozitiei mineralogice a materialului detritic pe baza căruia s-au format aceste șisturi de la E de vîrful Supradumitreasa și NW—N de Scorușeu cu cel studiat de I. și A. HANOMOLO în bazinul văii Someșului, citat în seria șisturilor de tranziție de tipul șisturilor muscovito-clorito-biotitice, paragnaise muscovito-cloritoase ± biotit și paragnaise cloritoase. Ca element comun, cităm rare porfiroblaste de feldspat (albit-oligociaz) prinse în masa acestor șisturi, care probabil reprezintă la acest nivel un slab aport tufogen. Parageneza caracteristică acestui facies cu caractere de tranziție este: muscovit + sericit + clorit + cuarț.

Micașisturile cu aspect filitos cu granatii. În complexul micașisturilor, pe versantul drept al văii Iara am separat o zonă și mici intercalații de micașisturi granatifere cu aspect filitos. Ele prezintă caracter asemănătoare cu cele descrise în primul solz cu roci mesozonale de la marginea bazinului cretic, în valea Poșegii și valea Pociovalistei, versantul stîng al văii Hășdate, sau în intercalațiiile menționate la W de Muntele Băișorii, în cercetările efectuate în regiunea Segagea—Băișoara—valea Ierii-sat (1). Șisturile prezintă o structură fin lepidoblastică-porfiroblastică; la compozitia lor iau parte în procente variabile: cuarț, sericit, clorit, muscovit, biotit, granat și uneori o pulbere fină de grafit. Granatii, în general, formează porfiroblaste idiomorfe fisurate pe diverse plane, prezintând intense fenomene de cloritizare. Aceste șisturi sunt formate la fel pe seama unui metamorfism mai puțin intens, în condiții epizonale, care au afectat într-o măsură mai mare partea de SE a cristalinului Gilăului, retromorfozind această zonă, unitatea autohtonului (seria Cristalinului de Gilău), aşa cum am mai arătat într-o lucrare anterioară (1). Spre deosebire de echivalentul acestui facies retromorf descris în zona de la E, în acest sector retromorfismul s-a făcut mai puțin resimțit, aici nemaiîntîlnind șisturile și filitele cu granati menționate. Parageneza specifică acestui facies este: muscovit + sericit + cuarț + feldspat + granat. Spațial, faciesul micașisturilor cu aspect filitos ocupă o poziție superioară în stiva complexului cu roci mesozonale.

Micașisturile cu turmalină + granatii. Această varietate de micașist, destul de rar întâlnită, apare sub forma unor mici intercalații asociate faciesului de micașisturi cu staurolit și granatii, sau în zonele de influență a pegmatitelor cu turmalină, unde se observă largi procese de feldspatizare și turmalinizare. Acest aspect, în care varietatea de micașist conține ca mineral accesoriu turmalina, îl vom trata în cadrul grupului de roci transformate la contact. În afara faptului că acest

¹⁾ Op. cit. pag. 15.

element este prezent în majoritatea cazurilor sub 1%, în complexul micașisturilor se disting, după cum am semnalat, și zone în care turmalina formează benzi sau aglomerări, asociindu-se în șisturi cu celealte minerale. Parageneza acestor șisturi: muscovit + turmalină + cuarț + granat, indică un metamorfism la nivelul unei zone cu granați, cu formarea turmalinei în mod accidental, probabil pe seama unor sedimente argiloase cu conținut în bor.

Micașisturile cu staurolit și granați. Rocile sunt puternic șistoase, fiind constituite din minerale citate la descrierea micașisturilor biotitice + granați, pe fondul cărora se detașează cristale foarte mari de granați și staurolit. Accidental sunt prinse în masa șisturilor lentile de cuarț. Muscovitul și sericitul sunt minerale predominante, asociate cu biotitul în benzi continue. Cuarțul formează aggregate granulare, lenticiforme, sau sub formă de cuiburi neuniform repartizate în masa rocii. Prezența feldspatului este sporadică. Staurolitul apare în cristale prismatice cu relief puternic și pleocroism care variază de la galben intens la galben pal. Toate cristalele sunt străbătute de fisuri, uneori fiind chiar zdrobite. Aproape toate conțin incluziuni de rutil și magnetit. Rare cristale de staurolit sunt ciuruite de numeroase granule de cuarț, imprimând un aspect poikilitic.

Micașisturile cu staurolit și granat se întâlnesc destul de frecvent în zona micașisturilor în apropierea granitului de Muntele Mare, precum și în mici intercalări prinse în fondul șisturilor în zona de confluență a pârâului Gălbenuța și pârâului Vînătu.

Rocile inițiale, probabil de compoziție argiloasă, au fost metamorfozate în condiții mesozonale de mai mare intensitate, la nivelul zonei granat-staurolit. Parageneza caracteristică acestor roci, este: muscovit + biotit + cuarț + staurolit + granat. Identificarea acestor șisturi cu staurolit și granați, localizate de preferință în apropierea granitului de Muntele Mare, demonstrează probabil și acțiunea unui efect termic, în urma intruziunii granitului de Muntele Mare, prin complexul cristalofilian, ce avea deja o cristalinitate avansată. Această observație a fost de altfel făcută și de R. DIMITRESCU¹⁾ cu ocazia cercetărilor în regiunea Arada—Muntele Mare.

Cîteva intercalări de micașisturi cu staurolit și granați identificate în pachetul rocilor cristalofiliene din bazinul văii Șoimului și al văii Iara, mai departe de masivul granitic, s-au format probabil numai pe seama unui metamorfism regional, la nivelul zonei granat-staurolit. În general, șisturile acestui facies sunt uneori strîns cutate, incluzînd în anumite porțiuni amigdale sau mici filonașe de cuarț.

Pe valea Bonidureasa Mare, în complexul micașisturilor, se observă o mică intercalărie de amfibolite de tipul ortoamfibolitelor plagioclazice descrise în valea Secelelor — valea Hudii (1). Roca este constituită preponderent din hornbleudă care formează zone cu aspect compact. Nematoblastele de hornblendă sunt orientate,

¹⁾ Raport asupra lucrărilor de cărtare geologică din reg. Arada—Muntele Mare, 1959, Arh. Com. Geol.

uneori fiind atât de frecvente, încât formează benzi largi constituite numai din acest mineral. Subordonat se asociază feldspatul, cuarțul, zoizitul și sfenul, ultimul mineral destul de frecvent diseminat în masa rocii, formând mici aggregate sau cristale izolate. Probabil că această intercalație și acele de la confluența pârâului Lindrului cu valea Șoimului reprezintă cele mai vestice apariții de amfibolite asemănătoare celor care se dezvoltă masiv în valea Secelenilor — valea Hudii (1).

Complexul șisturilor cuarțo-feldspatice. Între cele două zone cu micașisturi descrise, se dezvoltă larg în regiunea cercetată, roci a căror compozitie mineralologică diferă, făcând trecerea, printr-o serie de alternanțe, la paragnaise, șisturi cuarțo-feldspatice și șisturi cuarțitice. Am întînuit în această grupă șisturile în care elementul component principal este reprezentat prin cuarț și feldspat, cu aport subordonat de muscovit, biotit, amfibol, granat, clorit, ce definesc șisturi de tipul paragnaiselor și al șisturilor cuarțo-feldspatice, ca: paragnaise cu muscovit și biotit; paragnaise amfibolice; paragnaise biotitice ± granat; paragnaise muscovitice; paragnaise cloritoase; șisturi cuarțo-feldspatice cu biotit; șisturi cuarțo-feldspatice.

Mult mai frecvent întîlnim aceste șisturi de tipul paragnaiselor, dezvoltate în versantul drept al văii Iara, bordind spre W zona micașisturilor în sectorul de confluență al văii Ursului cu valea Calului, orientată aproximativ N—S, și în zona de confluență a văii Calului cu valea Iara, S de Muntele Rece, în axul unui perisinclinal care se efilează spre S pe structura generală dirijată regional NEN—SWS, precum și în zona de la fundumentul văii Iara. În general, șisturile acestui complex alternează cu o serie de intercalații de șisturi aparținând complexului micaceu sau cuarțitic, reflectând în același timp caracterul litologic al depozitelor premetamorfozate, alcătuite probabil la acel nivel dintr-un material pelitic, cu alternanțe mai grosiere aleurito-psamitice.

Fondul acestui complex este constituit din paragnaise cu muscovit și biotit. Șisturile sunt de obicei compacte, având totuși o șistozitate evidentă cu structură lepidoblastică, grano-lepidoblastică sau porfiroblastică în cazul unui conținut mai ridicat în granați. Cristalele de cuarț prezintă conture dantelate, cu extincție ondulatorie, și sunt orientate în general pe șistozitate. Ele sunt limpezi; rar includ mici granule de minereu și lamele de sericit. Feldspatul, adesea un oligoclaz, este maclat polisintetic, parțial sau total sericitizat. Ca produse secundare formate pe seama lui se observă: caolin, epidot, sericit și zoizit. Biotitul și muscovitul domină în paragnaisele cu două mice, predominanța muscovitului sau a biotitului separând tipul de paragnaise cu biotit sau a celui cu muscovit.

O altă varietate de șisturi dezvoltate în acest complex caracterizează paragnaisele amfibolice, pe care le întîlnim în zona de confluență a pârâului cu valea Șoimului, sub formă de mici intercalații în alternanță cu șisturile complexului micaceu și cuarțitic. Hornblenda din paragnaisele amfibolitice se dezvoltă în cristale prismatice



alungite, intens pleocroice. Acestea includ uneori granule de minereu și epidot. Adesea se pot observa concreșteri de mai multe cristale cu orientări optice diferite. De obicei epidotul este diseminat în masa cuarțito-feldspatică, în care cuarțul și feldspatul afectează o structură granoblastică.

Şisturile complexului cuarțo-feldspatic reflectă uneori și efectele unui metamorfism mai avansat, în faciesul paragnaiselor cu mult biotit și granat, spre deosebire de șisturi în a căror compozиie coexistă clorit primar, alături de muscovit, cuarț, sericit și biotit, echivalentul unor roci de tranziție spre termeni epizonali, după cum de altfel am menționat cu ocazia descrierii rocilor din complexul micașisturilor.

Tot în cadrul complexului cu șisturi cuarțo-feldspatic se întâlnesc roci cu structură granoblastică, uneori formate exclusiv din cuarț și feldspat. De obicei am separat asemenea roci în complexul șisturilor cuarțitice și mai puțin frecvent în complexul șisturilor muscovitice sau al paragnaiselor. Uneori se face observată în masa rocii o cantitate mai mare de biotit, adesea cloritizat, dezvoltat în benzi submilimetrice, în alternanță cu zone masive cuarțo-feldspatiche, caracterizând faciesul șisturilor cuarțo-feldspatiche cu biotit. Repartizarea acestor șisturi în regiunea cartată este cu totul neregulată.

Complexul șisturilor cuarțitice. Șisturile aparținând acestui complex se dezvoltă reprezentativ în bazinul văii Șoimului, văii Calului, fiind mai puțin caracteristice în bazinul văii Iara, sub formă de intercalații în masa micașisturilor și a paragnaiselor. De asemenei, mici intercalații se pot observa în creasta principală Munțele Rece—Piatra Cățelei. Structura rocilor variază de la una lepidoblastică, la una specific granolepidoblastică, foarte asemănătoare cu acea întâlnită în cadrul paragnaiselor, dar în a căror compozиie se asociază compoziții minerali în proporții diferite, definind în același timp o serie de tipuri distințe: șisturile cuarțitice cu muscovit și biotit, șisturile cuarțitice amfibolitice, șisturile cuarțitice cu turmalină, șisturile cuarțitice biotitice ± granat, șisturile cuarțitice muscovitice.

Fondul șisturilor cuarțitice este reprezentat prin șisturi cuarțo-muscovitice cu biotit. Șisturile cuarțitice amfibolitice reprezintă doar câteva mici intercalații cu totul subordonate, identificate în bazinul văii Șoimului. Șisturile cuarțitice cu turmalină constituie o variație dezvoltată la fel cu totul subordonat. Unele observații presupun că aceste șisturi s-au format și pe seama unor roci cuarțitice cu aport de turmalină, prin procesul de turmalinizare, în aureolele pegmatitelor.

Șisturile cuarțitice, biotitice ± granatați. Frecvent se întâlnesc roci cuarțitice în care procesul de feldspat este insim, de obicei prezent în apropierea șisturilor de tipul paragnaiselor cu biotit și granat. Astfel de intercalații cu roci asemănătoare se succed și în complexul micașisturilor biotitice cu granați. Constituția materialului sedimentar inițial a fost probabil preponderent cuarțo-grezoasă cu slab aport pelitic. Acest material a fost metamorfozat la nivelul zonelor granatifere, generând aşa numitele șisturi.



cuarțitice biotitice cu granați. De obicei șistozitatea este marcată numai de biotit dispus în paiete ce alternează cu zone largi alcătuite din granule de cuarț.

Unitatea șisturilor cristaline din sectorul studiat reprezintă un pachet de roci afectate în toate zonele de metamorfism de la nivelul zonei cu staurolit și sillimanit, pînă la acel cu clorit. Paragenezele întîlnite, aşa cum au fost descrise, zonează arii cu un metamorfism ce crește gradat de la E spre W, afectate ulterior, la limita cu granitul de Muntele Mare, de fenomene termice de contact. Aceleași fenomene se observă și în aureolele pegmatitelor, cu deosebirea că transformările ce au interesat constituția șisturilor în aceste sectoare sunt mai puțin însemnate.

Dacă spre W și S Cristalinul Gilăului, prin suprapunerea unui metamorfism de contact, prezintă o cristalinitate mai avansată, spre E suprapunerea unei a două faze de metamorfism (hercinic), care a generat seria Cristalinului de Arieș, influențează în sens retromorf fondul rocilor de tip mesozonal, prin formarea micașisturilor cu aspect filitos cu granați și filite cu granați, în regiunea de E descrisă în cercetările noastre anterioare (1).

Granitul de Muntele Mare. Limita masivului granitic cu complexul formațiunilor cristalofiliene în această zonă este mult mai complicată decât cum a fost figurată de cercetătorii de pînă în prezent, ea oscilând pe conture de apofize și intercalajii adânci de șisturi incastrate în masa granitului. La izvoarele văii Șoimului, în zona de curbură, aproape de contact, se identifică o serie de corperi granitice și gnaisice granitice cu o compoziție mineralologică și structură asemănătoare granitului de Muntele Mare. Limita estică a granitului, aşa cum se poate observa și în schiță geologică anexată, s-ar putea trasa unind punctele cu ocurențe granitice din valea Negrii, Cercul Dobrinului, Supradumitreasa, Dumitreasa, Rotunda și valea Bogdan, dar prezența mai multor șisturi întîlnite în urma unor incursiuni la izvoarele văii Irișoara, Săteanului și Dobrinului, analoage celor din intercalajii incastrate în granitul de Muntele Mare, complică mult această delimitare, de altfel destul de simplă, figurată pînă în prezent. O limită cu continuitate între granit și Cristalin se poate urmări între vîrful Bogdan (1646 m) și vîrful Grosu (1760 m), intreruptă în zona de izvoare a pîriului Vînătu, la NE de Prislop, de o intercalajie de șisturi cristaline, care eventual s-ar putea corela cu un alt aspect cartografic, cu intercalajia cea mai nordică de șisturi cristaline, semnalată de R. DIMITRESCU¹⁾ în masa granitului de Muntele Mare (3). Limita granitului de Muntele Mare între vîrful Bogdan și izvorul văii Vadului evidențiază un contact de superpoziție a granitului peste șisturi. Contactul vestic pare să oscileze în jurul verticalei, cu lărgirea corpului granitic spre adâncime, de tipul unui corp batholithic.

În general, granitele și granitele gnaisice întîlnite au o textură evident orientată și prezintă un tip bogat biotitic pentru zona de S și W, pînă în apropierea sectorului

¹⁾ Op. cit. pag. 19.



vîrful Supradumitreasa; din acest punct spre N ele au un aspect mai leucocrat, cu mult feldspat și cuarț, așa cum am văzut de altfel și în bazinul văii Negruța.

Feldspatul potasic este reprezentat prin microclin și ortoză. Microclinul nu prezintă totdeauna rețeaua sa caracteristică de macle, frecvent descriind o accentuată dispoziție rulantă a extincției, determinată de efectul maclării submicroscopice. Cristalele sunt în general mai proaspete, spre deosebire de ortoză, tulbure din cauza unei caolinizări avansate. Plagioclazul, un albit oligoclaz, este maclat polisintetic, prezintă incluziuni de biotit și apatit și este uneori slab sericitizat. Aproape întotdeauna în granite, plagioclazul predomină cantitativ feldspatul potasic. Biotitul se dezvoltă în pietre cu pleocroism accentuat, de la galben-brun la brun-roșcat, cu incluziuni poikilitice de cuarț și zircon. Cuarțul formează increșcențe mirmekitice. S-au putut determina cîteva cristale de ortit cu contur hexagonal, străbătute de fisuri neregulate, bordate de o aureolă clinozoizitică.

Gnaisele granitice din unele zone marginale ale Masivului Granitic sau cele separate în corporile granitice de la izvoarul văii Șoimului, în zona de curbură a masivului granitic, caracterizează roci cu aceeași compoziție mineralologică, doar cu o textură orientată, în care benzile de cuarț (cu o extincție ondulatorie) alternează cu fișii de biotit, muscovit și mai rar sericit. Feldspații sunt reprezentați prin aceeași plagioclazi și varietatea potasică, păstrând același raport cantitativ menționat la granitul de Munțe Mare.

O varietate diferită o remarcăm la tipurile identificate în masa granitului din sectorul crestei de la N de Supradumitreasa.

Plagioclazul, reprezentat prin albit, este maclat polisintetic cu diverse grade de alterare, iar feldspatul potasic prin microclin. Cuarțul apare sub formă de cristale xenomorfe, fără tendințe de idiomorfism, cu increșcențe mirmekitice, cu albitul și microcolinul. Minereul, în cantitate insimă, este intim asociat cu biotitul sau valorile chiar inclus în acesta.

Valorile Niggli variază în limitele caracteristice unei magme normal-granitice, sau normal-granitice spre o magmă josemititică. În general, am calculat pentru parametrii normali *alk*, *k* și *fm* și mai puțin *c*, un exces în *Al*, în medie de cca 2,60%, ceea ce a determinat și o îmbogățire neînsemnată în Na_2O și CO_2 . În același timp se constată și un deficit de SiO_2 calculat în medie de cca 4,50%. Acest fenomen se poate observa chiar și în zona văii Devii (spre centrul masei granitice), ceea ce caracterizează și în acest sector tot o magmă tipic josemititică, cu un deficit de SiO_2 . Aceste considerații ne conduc la concluzia acceptării unei magme inițial de tipul normal granitic sau josemititică, îmbogățită marginal mai mult în aluminiu și alcalii, fenomen produs în urma procesului de asimilare și digerare în timpul intruziunii granitice a șisturilor cristaline, bogate în conținut aluminos. Aceste procese s-au petrecut la nivele mult inferioare, la suprafață neîntîlnind indicații care ar argumenta aceste fenomene care ar fi trebuit să se evidențieze prin prezența enclavelor cristaline

semidigerate sau prin treceri gradate de la granit la complexul sisturilor cristaline. Fenomenele de asimilare petrecute în profunzime au condus la cristalizarea unui granit mai bogat în feldspat sodic, explicind în acest fel și aportul de Al_2O_3 și deficitul de SiO_2 , consumat la formarea unui conținut mai ridicat de plagioclazi.

În anumite zone granitul se dezvoltă cu particularități petrografice deosebite ce caracterizează un tip aparte de granite cu aspect porfiric, cu dezvoltarea neobișnuită de mare a unor compoziții mineralogici. Aceste granite au fost întâlnite în versantul sud-vestic al masivului Rotunda și în zona vîrfului Dumitreasa. Uneori numai unele elemente constituente iau o dezvoltare mare, cum ar fi cristalele de feldspat plagioclaz și feldspat potasic, ce ating în medie 3×6 cm, crescute pe fondul unei mase granitice normale cu structură hipidiomorf granulară. Asemenea granite le-am întâlnit pe pîrul Negru, pîrul Vînătu și mai puțin reprezentativ la izvorul văii Irișoara.

Pegmatite. Edificiul complexului cristalin este străbătut de o serie de filoane și mici corpuri pegmatitice, cantonate într-un număr mai mare în sectorul numit « fundamentul văii Iara » și zona de creastă Someșul Rece—Runcușoare. Numeroase filoane pegmatitice se grupează de asemenea și în bazinul văii Calului, văii Șoimului și văii Lindrului.

Injectia pegmatitică a generat uneori corpuri mai bine dezvoltate, care nu depășesc însă lungimea de cîteva sute de metri, cu grosimea de ordinul zecilor de metri. În general, toate corpurile sunt învecinate de filoane și mici filonașe de pegmatite, care străbat în toate direcțiile complexul sisturilor cristaline cu slabă acțiune metamorfozantă asupra acestora, generând în funcție de textură și compozиție o gamă variată de roci migmatice.

O clasificare a acestor pegmatite, funcție de constituenții mineralogici dominanți, separă: pegmatite cuarțo-feldspatice cu muscovit, pegmatite feldspatice, pegmatite cuarțifere, pegmatite cu turmalină.

Pegmatitele cuarțo-feldspatice cu muscovit definesc roca care asociază în proporție echilibrată cuarțul, feldspatul și muscovitul, a căror structură tipică pegmatitică prezintă un aspect masiv. Asemenea ocurențe pegmatitice, am întâlnit în creasta Muntele Rece—Piatra Cățelei—Runcușoare, formând mici filonașe de ordinul zecilor de metri, precum și apariții sporadice în bazinul văii Iara, aval de sectorul denumit fundamentul văii Iara, și în zonele din apropierea granitului de la izvoarele pîraielor Negru, Vînătu, Gălbenuța și Șoimului. Uneori muscovitul se asociază în foile cu suprafețe de cca 2 cm^2 , dispuse în benzi cu grosimi de pînă la 4 mm. Subordonat, și cu totul necaracteristic pentru acest tip de pegmatite, apare ca mineral accesoriu și turmalina.

Pegmatitele feldspatice sunt la fel de rar întâlnite sub formă de mici filonașe, prezente unele în grupul pegmatitelor din fundamentul văii Iara, pe



creasta dintre valea Șoimului și vală Calului. La Întreiere, precum și în bazinul văii Șoimului, în cursul superior.

Pegmatitul de la Întreiere, precum și unele mici filonașe din pîraiele Lăii, Negru și Vînătu, pun în evidență la analiza microscopică și prezența ortozei, alături de un albît-oligoclaz, cuarț și biotit. Aparițiile de pegmatite în această zonă spre SW, au un conținut tot mai ridicat în cristale de turmalină. Uneori echilibrul dintre elementele componente se modifică în favoarea dezvoltării dominante a cuarțului. În acest scop, se pot observa și aporturi subordonate, dar totuși constante, de turmalină.

P e g m a t i t e l e c u c u a r ă t i t i c e sunt caracteristice întregii regiuni, sub formă de mici intercalări, fără dezvoltare preferențială. În anumite zone, ele fac trecerea la filoane și injecții de cuarț pegmatitic, adeseori plasate la periferia zonelor de pegmatite cuarț-feldspatice și pegmatite feldspatice.

P e g m a t i t e l e c u t u r m a l i n ă caracterizează, am putea spune, tipul comun în această regiune, întâlnit aproape în toate ocurențele, în zona din fundamentul văii Iara, creasta Muntele Rece—Piatra Cățelei, bazinul văii Calului, văii Ursului, văii Șoimului, văii Lindrului și pîraielor Pădurilor, Vînătu, Crețoaia și Gălbenuța. Alături de turmalină se deosebesc cristale mari de plagioclaz, ortoclaz, precum și de cuarț și muscovit. Parageneza caracteristică a acestor roci din grupa pegmatitelor cu turmalină este: cuarț + feldspat + muscovit + turmalină.

Roci de contact. Șisturile cristaline de la contactul granitului de Muntele Mare, mai ales în zona de curbură și regiunea de izvoare a văii Șoimului — văii Iara, au suferit fenomene de contact termic, descrise de altfel și de R. DIMITRESCU¹⁾ în 1959, cu ocazia cercetărilor în regiunea Arada—Muntele Mare.

Rocile afectate prezintă caractere distințte, cu dezvoltarea largă a foilelor de muscovit și biotit prinse într-o structură decusată (după HARKER), cu prezența mineralelor de sillimanit și cordierit alături de granat și uneori staurolit.

După compozitia mineralogică și poziția pe care o ocupă aceste șisturi, mai aproape de contactul granitului de Muntele Mare sau în zone mai îndepărtate, se disting cîteva tipuri principale de roci cornificate.

C o r n e e n e l e sunt răspîndite aproape în tot lungul contactului granit/complex cristalin, într-o fîșie destul de larg dezvoltată, cu lărgime de 1—1,5 km; ele sunt reprezentate prin șisturi în compozitia cărora se distinge o îmbogățire de biotit dispus pe șistozitate, sub formă de benzi paralele, fapt care se observă și macroscopic. Rocile au un colorit roșcat-violaceu, cu dungi melanocrate, punctate de granule cu granat milimetric. Uneori se asociază în compozitia mineralogică citată și staurolitul, cum ar fi cazul șisturilor din zona de creastă, spre N de culmea

¹⁾ Op. cit. pag. 19.

Cercul Dobrinului sau în unele porțiuni de la contactul granit-cristalin din lungul pâraielor Negrii, Pădurilor și Crețoaia.

Șisturile descrise fac trecerea în zona din imediata apropiere a granitului (izvorul văii Șoimului) la roci a căror compoziție mineralologică, reflectă un efect termic mai avansat, de tipul corneenelor sillimanitice. Rocile prezintă aceeași desvoltare largă a micelor, cu structură încrucișată, ce alternează cu fișii cuarțoase, cu aport subordonat de feldspat și alte minerale secundare și accesori. De asemenea, uneori se pot distinge și plaje pinnitice, probabil formate pe seama unui cordierit total transformat. Sillimanitul apare în a numite benzi de grosimi centimetrice în complexul micașisturilor, sub formă de cristale aciculare, sau cristale prismatice subțiri, sub formă de incluziuni în cristale de cuarț, feldspat sau pe fețele de muscovit. Mult mai frecvent îl întâlnim sub formă de cristale aciculare milimetrice răspândite în masa rocii sau acumulate sub formă de snopi sau de cristale alungite concrescute cu celelalte elemente.

La periferia zonelor de contact în afara de granat și sillimanit apare și staurolitul, ceea ce ar caracteriza o zonă de contact mai slab afectată termic, ocupând o poziție intermedie între corneenele sillimanitice și corneenele biotitice. Această constatăre permite zonarea șisturilor cristaline transformate termic, în trei faciesuri bine distințe, cu parageneze tipice.

În imediata apropiere a granitului, se individualizează corneenele sillimanitice cu sillimanit, biotit, muscovit, granat, ceea ce indică un metamorfism efectuat la nivelul faciesului amfibolitic și mai precis în subfaciesul sillimanit almandin (TURNER), echivalent nivelului celui mai înalt grad de metamorfism regional normal, supus și acțiunii intruziunii unei magme granitice care a menținut o temperatură înaltă, permisind totodată și modificări metasomaticice. Apariția unor cantități de muscovit, staurolit și granat în detrimentul sillimanitului, caracterizează corneenele micacee cu staurolit și granat, plasate tot în zona contactului cu granitul de Muntele Mare, dar într-un sector mai excentric. Metamorfismul s-a efectuat în acest caz intens în subfaciesul staurolit-cianitic, al faciesului amfibolitic.

Zona cea mai marginală afectată mult mai slab, precum și întreg fondul șisturilor de contact, sunt reprezentate prin corneene biotitice cu granat. Aceste șisturi se confundă cu rocile ariilor metamorfozate exclusiv regional, la nivelul zonei granatifere.

Într-o zonă mai îndepărtată de granitul de Muntele Mare, în regiunea de confluență a văii Șoimului cu valea Iara și în aval de această confluență, spre valea Ierii-sat, apar o serie de micașisturi în care s-au identificat, la microscop, prezența sillimanitului. Aceste iviri au fost semnalate și de A. TRIF în 1950 (8). Sillimanitul apare în aceste șisturi sub formă de agregate fibro-radiare sau ca incluziuni în cristale de cuarț și feldspat, alteori se asociază cu cristalele de biotit, muscovit, granat, plagioclaz, cuarț și turmalină. Rocile care au suferit un grad intens de metamorfism la nivelul subfaciesului sillimanit almandin din faciesul amfibolitic jalonează o fișie îngustă de micașisturi cu sillimanit orientată aproximativ SW-NE și presupune



o zonă cu intense transformări ale unui metamorfism regional, combinate probabil cu efectele termice ale unei apofize granitice din subasment.

Și în cazul rocilor de la contact cu pegmatitele se observă o influență a masei pegmatitice asupra șisturilor; prin largi procese de feldspatizare și turmalinizare, aşa cum se poate vedea la majoritatea așlorimentelor din zona fundamentalui văii Iara și în parte pentru o serie de filoane pegmatitice din creasta Muntele Rece—Piatra Cățelei, valea Calului și valea Șoimului.

Macroscopic, se distinge o slabă infiltrare de feldspat + turmalină în masa șisturilor din complexul muscovit și cuarțo-feldspatic, ceea ce incumbă creșterea conținutului masiv de feldspat și turmalină. Trecerea de la corpul pegmatitic la șisturi se face, în general, gradat, prin intermediul unor roci de tipul migmatitelor, ce caracterizează efectele unor procese de difuzie ale substanței pegmatitice. Tot pe seama acestor influențe se explică și prezența turmalinei în șisturile din apropierea pegmatitelor (cazul micașisturilor din valea Iara, al șisturilor cuarțifice sau al paragnaiselor) din regiunea filoanelor din creasta Muntele Rece—Piatra Cățelii și fundamentalul văii Iara.

Eruptivul banatitic. Manifestațiile ciclului magmatic-banatitic pun în evidență cîteva mici corpuri de riolite, andezite și andezite cuarțifere la N de Citera la Cruce, valea Negruța, valea Dobrinului, asemănătoare cu cele descrise într-o lucrare anterioară (1) în împrejurimile comunei Băișoara sau cu cele menționate de I. și A. HANOMOLO¹⁾ în bazinul văii Someșului Rece.

Tectonica

Regiunea de la izvoarele văii Iara — văii Șoimului este formată aproape în întregime din formațiunile complexului cristalofilian al seriei de Gilău. Direcția șisturilor cristaline variază regional în jurul unui aliniament general orientat NEN—SWS. În apropierea granitului de Muntele Mare și în bazinul văii Calului—creasta Muntele Rece — Vîrful Cățelii se întâlnesc frecvent și direcții orientate dominant N—S. În general, sensul căderilor este sud-estic. Unele căderi de sens contrar permit conturarea unor anticlinale și sinclinale cu direcția N—S și NE—SW, care în rare cazuri se pot urmări pe distanțe mai mari, cum ar fi de exemplu cele din zona: Piatra la Crăitori, Fața Cerbului, Corofana, Citera la Cruce, Dîmbul Cucului și altele din versantul drept al văii Iara. Slabe deranjamente în cadrul acestor formațiuni se pot observa aproape în toate zonele din vecinătatea granitului de Muntele Mare și a pegmatitelor, care au produs în general slabe efecte tectonice, evidențiate doar prin mici schimbări de

¹⁾ Op. cit. pag. 15.

direcție și înclinare. Cutarea și deversarea cutelor, ca rezultat al acțiunii orogene, a fost dirijată de la SES spre NWN.

În mare măsură, punctul de vedere exprimat cu ocazia interpretării situației tectonice a regiunii de la E (I), care oferă posibilități mai largi de interpretare poate fi adoptat și în acest sector.

Până în prezent forma de zăcămînt a granitului de Muntele Mare a fost divers comentată. Marele corp granitic în bazinul văii Șoimului, văii Ursului, văii Negrii, prezintă tendințe de lărgire în adîncime (de tip batolitic), fapt menționat de altfel de I. și A. HANOMOLO¹⁾ în aceeași interpretare pentru partea nordică a masivului în bazinul văii Someșului. Între vîrful Groșii și vîrful Vadului, poziția granitului este concordantă cu aceea a șisturilor, limita marcînd o cădere sudică. Această limită nordică a masivului granitic cu seria cristalinului de Gilău face excepție doar pe o zonă restrînsă, din lungul pîrului Pădurilor, unde ea înregistrează o cădere spre N.

Corelînd datele noastre cu acele observate de R. DIMITRESCU²⁾, admitem înrădăcinarea granitului spre S, unde suportă în condiții normale, în extremitatea cealaltă a corpului, șisturile cristaline din bazinul văii Arieșului. Mai complicate sunt raporturile dintre granit și șisturile cristaline în sectorul de la S de vîrful Groșii, vîrful Prislop și izvorul văii Iara, unde cîteva intercalații de granit au fost interpretate de R. DIMITRESCU²⁾ ca ramificații sub formă de silluri a lamei intrusive granitice în părțile ei superioare. Cel puțin pentru această zonă, unde nu se identifică aflorimente, posibilitățile de interpretare sunt multiple, iar formele de reprezentare cartografică destul de discutabile. Inclinăm a crede că în acest sector există mai degrabă o strangulare a intruziunii granitice cu extinderea formațiunilor cristalofiliene mult spre S, aşa cum se vede la E, și N de vîrful Prislop, incastrate lateral în scurte apofize granitice, caracteristice în tot lungul contactului granit/șisturi cristaline. Mult mai spre S, se individualizează intercalații granitice cu aspect de silluri și benzi de șisturi cristaline, urmărite în aflorimentele bazinului văii Devei²⁾.

Corpurile granitice din zona de curbură (izvorul văii Șoimului) se înrădăcinează în fundament, unindu-se cu marele corp granitic de Muntele Mare. Prin procesele de diferențiere magmatică, apofizele cele mai periferice ale acestei imense mase acide, au dat naștere numeroaselor corpuri și filoane de pegmatit.

Fenomenele de contact termic din apropierea șisturilor cristaline cu granitul de Muntele Mare și procesele de feldspatizare și turmalinizare suferite de șisturile cristaline din aureola pegmatitelor (și uneori în anumite zone și la contact cu granitul de Muntele Mare) arată că în momentul intruziunii granitice preexista un fundament de șisturi cristaline, metamorfozate probabil în faza cutărilor caledoniene.

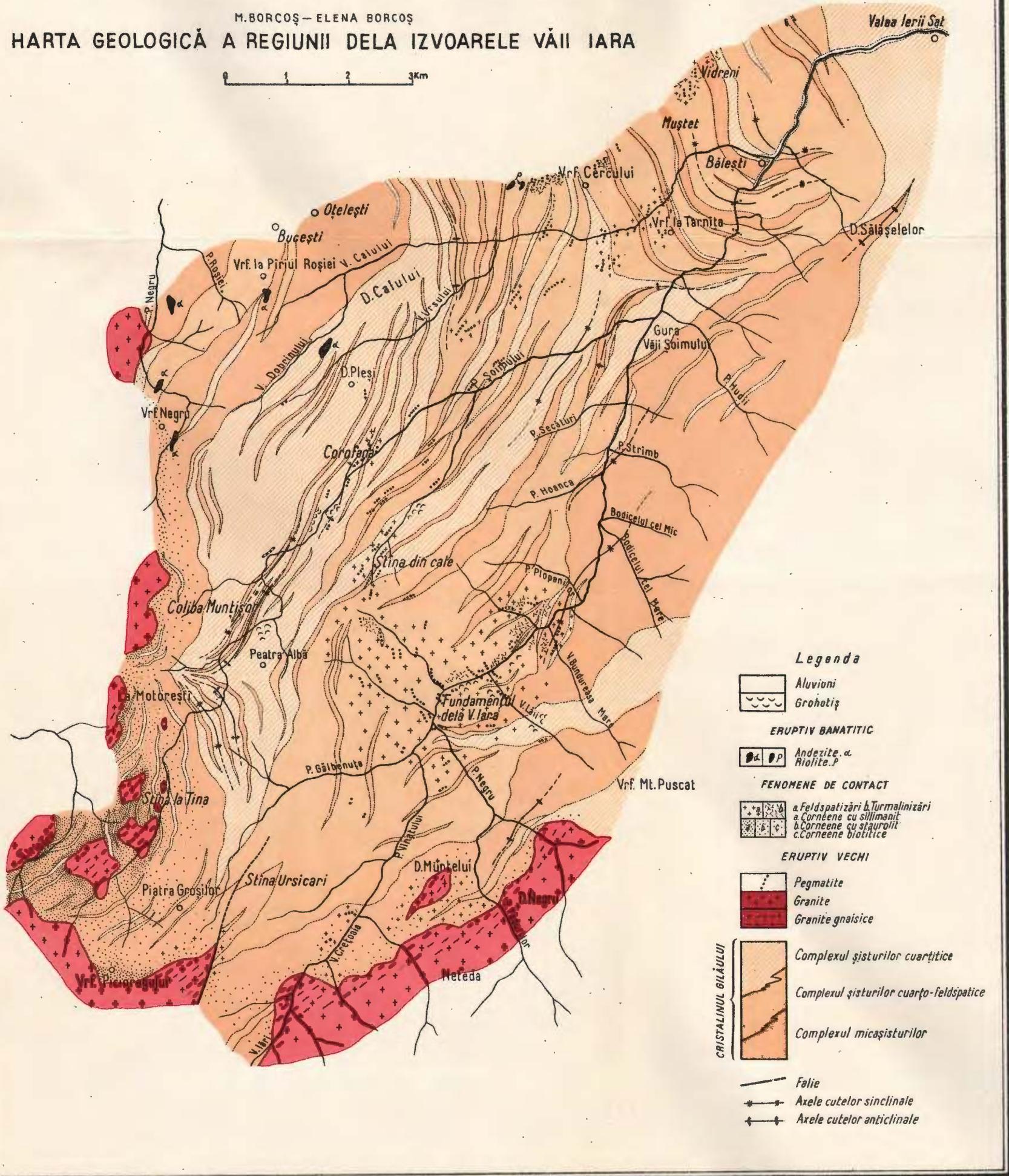
¹⁾ Op. cit. pag. 15.

²⁾ Op. cit. pag. 19.

M.BORCOS – ELENA BORCOS

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DELA IZVOARELE VÂII IARA

0 1 2 3 Km



Metamorfismul hercinic a afectat în sens retromorf zonă micașisturilor cu granați din versantul drept al văii Iara, care aparține seriei cristaline de Gilău, generând în același timp formațiunile cristalofiliene din seria de Arieș, larg dezvoltată în regiunea din împrejurimile comunei Băișoara (1).

Faza eruptivă banatitică este reprezentată prin instalarea unor mici corpuri de andezite și riolite în partea de NW a regiunii cercetate, care închide în această zonă seria principalelor fenomene geologice.

BIBLIOGRAFIE

1. BORCOȘ M., BORCOȘ E. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc—Segagea—V. Ierii-sat (Munții Apuseni). *D. S.* XXVII (1959—1960), (sub tipar).
2. DIMITRESCU R. Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. Bazinul superior al Arieșului. *An. Comit. Geol.*, XXXI, București 1958.
3. DIMITRESCU R. Stratigrafa și tectonica Munților Apuseni. *Anal. rom.-sov.*, nr. II, 1957.
4. MIRCEA ILIE. Munții Apuseni. București 1957.
5. KRÄUTNER Th. Observations géologiques sur le Mésozoïque à l'Ouest du Massif Cristallin de Gilău et sur ses rapports tectonique avec la série du Codru et la série de Biharia. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII (1939—1940), București 1944.
6. SZÁDECZKY I. Studiul geologic în Munții Apuseni cu privire specială asupra formării șisturilor cristaline. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XII (1923—1924), București 1930.
7. SZÁDECZKY I. Partea de N a Masivului cristalin al Gilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIII (1924—1925), București 1930.
8. TRIF AURICA. Sillimanitul de pe V. Ierii. *Acad. R.P.R. Fil. Cluj Stud. Științ.*, III/1—2, Cluj 1952.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАСТИ МЕЖДУ ИСТОЧНИКАМИ В. ЯРА—В. ШОЙМУЛУЙ

М. БОРКОШ, ЕЛ. БОРКОШ

(Краткое содержание)

В области расположенной у источников В. Яра и В. Шоймулуй авторы выделили: зону кристаллических сланцев Джилэу, единицы гранита Мунтеле Маре, пегматитовые тела, метаморфические контактовые породы, смежные граниту Мунтеле Маре и выходы, на дневную поверхность пород отнесенных банатитовому эруптиву.

Кристаллические сланцы серии Джилэу представлены пакетом сильно метаморфизованных пород. Минералогический состав и структурные и текстуральные специфические характеры определяют наличие трех совместительных комплексов и целой серии прослоек и нормальных разнообразий



фаций: комплекс мусковитовых сланцев, комплекс кварцево-полевошпатовых сланцев, комплекс кварцитовых сланцев. На основании выявленного парагенезиса были выделены в рамках указанных трех комплексов характерные фации.

Направление кристаллических сланцев варьирует, регионально, вокруг общей (красной) линии с ориентировкой ССВ—ЮЮЗ. Обычное направление падений — Ю—В. Некоторые направленные падения позволяют оконтуривание некоторых антиклиналей, которые в редких случаях могут быть прослежены на больших расстояниях как, например, падения зоны: Пятра ла Крэйторь, Фаца Чербулуй, Корофана, Читера ла Пырыул Круче, Дымбул Кукулуй и падения правого склона В. Яра. Слабые нарушения в границах этих формаций могут быть наблюдаемы почти во всех зонах смежных граниту Мунтеле Маре и пегматитовым жилам.

Интенсивность метаморфизма растет градуированно от В. к З.

К В. наслаждение второй фазы метаморфизма (герцинского) влияет ретроморфически на основу пород мезозонального типа.

На восточной оконечности контур гранитного массива представляет неравноти, благодаря гранитным апофизам и прослойкам кристаллических сланцев, глубоко внедренных в массе последних. Первичная магма — нормального гранитного типа или жозеитового типа, окрайко обогащенная алюминием и щелочами.

Весь кристаллический комплекс пересечен жилами и малыми пегматитовыми телами, в рамках которых могут быть выделены: кварце-полевошпатовые пегматиты с мусковитом, полевошпатовые пегматиты, кварценосные пегматиты, кварценосные пегматиты и пегматиты с турмалином.

Кристаллические сланцы расположенные вблизи контакта с гранитом Мунтеле Маре были метаморфизованы впоследствии, а выявление силлиманита, ставролита, цианита, альмандиня является характерным для этих пород.

Кристаллические сланцы пегматитового ореола были подвергнуты широким процессам турмалинизации и полевошпатизации, порождая породы магматитового типа.

Феномены термического контакта и процессы полевошпатизации и турмалинизации по соседству с пегматитами указывают на то обстоятельство, что в момент гранитной интрузии и пегматитовых инъекций существовал фундамент кристаллических сланцев, образовавшихся, возможно в фазе каледонской складчатости.

Малые кварценосные и риолитовые андезитовые тела составляют часть банатитовой провинции.



RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION
DES SOURCES DE VALEA IARA — VALEA ȘOIMULUI (Monts Apuseni)

PAR

M. BORCOŞ, E. BORCOŞ

(Résumé)

Dans la région des sources de Valea Iara et de Valea Șoimului les auteurs ont distingué: la zone à schistes cristallins de Gilău, l'unité du granite de Muntele Mare, des corps pegmatitiques, des roches métamorphiques de contact à proximité du granite de Muntele Mare et des roches attribuées à l'Eruptif banatistique.

Les schistes cristallins de la série de Gilău sont représentés par un paquet de roches intensément métamorphisées. La composition minéralogique ainsi que les structures et les textures spécifiques définissent trois complexes compréhensifs avec des intercalations et des variations normales de faciès, notamment: le complexe des schistes muscovitiques, le complexe des schistes quartz-feldspathiques et le complexe des schistes quartzeux. Suivant les paragénèses rencontrées les auteurs ont séparé, dans le cadre de ces complexes, plusieurs faciès caractéristiques.

La direction des schistes cristallins présente une variation régionale autour d'un alignement général, dirigé NNE—SSW. Le pendage commun est S—E. Certains pendages de sens contraire permettent de contourner quelques anticlinaux et synclinaux, qui rarement peuvent être poursuivis sur des tracés plus longs, par exemple dans la zone Piatra la Crăitor, Fața Cerbului, Corofana, Citera la Pîrful Cruce, Dîmbul Cucului et d'autres endroits sur le versant droit de Valea Iara. De faibles dérangements peuvent être observés dans presque toutes les zones à proximité du granite de Muntele Mare et des filons de pegmatites. L'intensité du métamorphisme augmente de l'E vers l'W. À l'est, la superposition d'une seconde phase de métamorphisme (hercynien) imprime un caractère rétromorphe aux roches de mésozone.

Dans son extrémité orientale le contour du massif granitique présente des irrégularités dues aux apophyses granitiques et aux intercalations de schistes cristallins profondément encastrés dans la masse du massif. Le magma initial est de type normal granitique ou josémitique, enrichi aux bords en aluminium et en alcalis.

L'ensemble du complexe cristallin est traversé par des filons et de petits corps pegmatitiques, dans lesquels ont été séparées des pegmatites quartz-feldspathiques à muscovite, des pegmatites feldspathiques, des pegmatites à quartz et des pegmatites à tourmaline.

Les schistes cristallins à proximité du contact avec le granite de Muntele Mare ont été métamorphisés ultérieurement; ces roches sont caractérisées par les minéraux suivants: sillimanite, staurolite, cyanite, almandin. Parfois, les schistes cristallins au



sein d'auréoles des pegmatites ont été affectés par d'intenses processus de tourmalinisation et de feldspathisation, élaborant des roches du type des migmatites.

Les phénomènes de contact thermique ainsi que la tourmalinisation et la feldspathisation dans le voisinage des pegmatites prouvent qu'au moment de l'intrusion granitique et des injections pegmatitiques, existait déjà un soubassement de schistes cristallins formés, probablement, pendant la phase des plissements calédoniens.

De petits corps d'andésites quartzifères et de rhyolites sont présents dans la province des banatites.



CONSIDERAȚII ASUPRA UNOR MANIFESTĂRI MAGMATICE NEOGENE CU CARACTER LINEAR ÎN MUNTII METALIFERI ȘI ASUPRA STRUCTURII APARATULUI VULCANIC HANEŞ¹⁾

DE

M. BORCOȘ, I. GHEORGHIȚĂ, S. BOȘTINESCU, P. MĂTIEȘ

Sectorul Haneş este cunoscut în literatura de specialitate datorită importanței deosebite a lucrărilor miniere, care s-au desfășurat de-a lungul anilor încă din timpul ocupației romane (anul 106—274). Cu toată importanța minieră a regiunii, aceasta este cunoscută insuficient din punct de vedere geologic-structural, fapt care s-a răsfrint în bună parte și asupra laturii economice. Până în prezent problema descifrării evoluției magmatismului, de care sunt legate fazele mineralizate, precum și a structurii aparatului vulcanic de la Haneş, în care este cantonat zăcământul, a primit rezolvări care reprezintă doar parțial realitatea. În cercetările pe care le-am executat în această zonă, prin corelarea datelor din subteran cu cele de la suprafață, am ajuns la noi interpretări tectonice, structurale și magmatische.

În prezenta lucrare vom detalia forma de zăcămînt a andezitului dintre Breaza și Runc, legat de faza erupțiunilor de andezite cuarțifere de la sfîrșitul Tortonianului—Sarmațian inferior și vom descrie structura principalului aparat vulcanic din acest sector.

Sectorul cercetat este localizat în extremitatea sud-estică a erupțiunilor terțiare din regiunea Almaș—Stânița, la NW de localitatea Zlatna, în bazinele văii Lungi, văii Haneş și văii Baba, afluenți stângi ai văii Almașului. Această zonă are un aspect mamelonar, proeminențele fiind formate pe seama unor aparate vulcanice înscrise pe un aliniament NW—SE (Vf. Runc 1066,1 m, Vf. Haneş 849,5 m și Vf. Breaza 1122,3 m).

Principalul aparat vulcanic (Haneş) prezintă o morfologie cu totul necaracteristică, datorită pe de o parte acțiunii de eroziune avansată, iar pe de altă parte reliefului ridicat de la N de acesta, unde se evidențiază vîrful Iepurelui (998,2 m), constituit

¹⁾ Comunicare în ședința din 26 ianuarie 1962.

din conglomerate masive poligene de vîrstă tortoniană. Totuși, structura acestui aparat vulcanic reiese clar din cercetarea numeroaselor lucrări miniere existente.

Scurtă prezentare geologică. Pentru o mai bună înțelegere a situației geologice locale, este necesar să luăm în considerare aspectul geologic general al regiunii, făcind o descriere succintă a formațiunilor geologice și a evoluției eruptivului terțiar, pînă în momentul punerii în loc a andezitelor cuarțifere de la sfîrșitul Tortonianului.

Sectorul Almaș—Stânița se încadrează în unitatea structurală a Munților Metaliferi, care au fost cercetați din punct de vedere geologic și mineralogic de F. POȘEPNY, M. PÁLFY, L. v. LÓCZY, G. MACOVEI și I. ATANASIU, P. ROSLOZSNIK, I. P. VORTEŞTI, M. ILIE, I. GHERMAN, D. GIUȘCĂ, T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU, etc.

Imaginând o coloană stratigrafică sintetică a acestei regiuni, observăm că în bază se dezvoltă complexul rocilor bazice ca efect al unor efuziuni care au început înaintea sedimentării calcarelor jurasice și au continuat pînă în baza Cenomanianului. Concomitent cu această activitate efuzivă s-au instalat o serie de corpuri hipoabisice și de filoane comagmatice. După cum am arătat (1), aproape în toate cazurile rocile aparținînd complexului bazic (lavele și piroclastitele), intercalate în formațiunile sedimentare (Barremian—Cenomanian inferior), reprezintă mai multe nivale care corespund unor momente de paroxism. Termenul superior al Cretacicului din această regiune este reprezentat prin depozite de vîrstă senoniană. Din aspectul litologic — o alternanță de gresii, marno-gresii, gresii microconglomeratice — se deduce caracterul flișoid al procesului de sedimentare. La finele Cretacicului regiunea este exondată, rămînînd deasupra nivelului mării, pînă la marea transgresiune tortoniană.

În timpul sedimentării depozitelor tortoniene formate din conglomerate poligene și intercalații marno-grezoase, au avut loc manifestări magmatice, reprezentate printr-o serie de eruptions de riolite, andezite și dacite, ale căror curgeri de lave și piroclastite au fost identificate la mai multe nivale. Din succesiunea intercalatiilor de lave și piroclastite, de riolite, andezite și dacite, se deduce o activitate eruptivă cu caracter ritmic și o alternanță a tipurilor de lave enumerate mai sus.

Dacă admitem că primelor momente ale magmatismului le corespund rocile bazice (STILLE), instalate în regiune, încă dinaintea Portlandianului și pînă în Cenomanianul inferior, atunci activitatea eruptivă din timpul Tortonianului, reprezentată prin venire de riolite, andezite și dacite, constituie faza « magmatismului subsecvent » (postorogen). Ivirile de porfirite din regiune ar putea constitui un indiciu că aici este reprezentată și prima fază (banatică) a « magmatismului subsecvent ». Tot acestei faze i se atribuie și produsele activității magmatice de la sfîrșitul Tortonianului și începutul Sarmatianului, reprezentate prin andezite cuarțifere, în general mineralizate. Magmatismul sinorogen nu a fost recunoscut în regiune. Nu este exclusă ipoteza formării în faza orogenă a unor rezervoare magmatice din care s-a alimentat magmatismul subsecvent (postorogen).



Vîrsta acestor erupțiuni, în funcție de ultimile considerații de ordin paleontologic și stratigrafic¹⁾, este încă discutabilă. Presupunem totuși că faza andezitelor cuarțifere a început după sedimentarea Tortonianului, continuându-se și în timpul Sarmatiului inferior. Insinuarea ascendentă a magmelor s-a produs uneori și pe vechile canale, ale erupțiunilor din timpul Tortonianului, sudindu-le în cîteva aliniamente majore, orientate de preferință NW—SE. De altfel, pe același aliniament se distribuie principalele fracturi din regiune, care reprezintă probabil rezultatul unor vechi mișcări tectonice, mesocretacice și laramice, unele favorizînd, ca zone de minimă rezistență, procesul eruptivismului neogen.

De altfel, prezenta lucrare aduce date care vor permite descifrarea structurii geologice numai pe o porțiune a principalului aliniament cu erupțiuni de andezite cuarțifere, dintre Breaza și Runc.

Faza erupțiunilor de andezite cuarțifere. Zona Runc—Breaza reprezintă extremitatea de SE a acestui aliniament principal, în care andezitele se pot urmări continuu dinspre NW prin vîrful Runc și Haneș, pînă în apropiere de vîrful Cornilor (898,5 m) și prin cîteva centre izolate spre S în vîrful Breaza, Măgura și Jidovul.

În urma lucrărilor de prospecție executate în acest sector, la suprafață și în subteran, am ajuns la concluzia că erupțiunile au un caracter de dezvoltare liniară dovedit, pînă în prezent pe o lungime de 3,5 km, între vîrful Runc și vîrful Cornilor. Considerăm că și aparatul vulcanic de la Breaza este grefat pe aceeași lamă andezitică, însă mai în profunzime. Acest lucru este scos în evidență de alura dezvoltării andezitelor din extremitatea de SE a zăcămîntului Haneș (secțiunea geologică V—V), unde lama andezitică nu aflorează, avînd o înrădăcinare NE și o înclinare pe direcție spre SE. În această accepție, datele geofizice confirmă ideea noastră în mod elocvent, prin maximul gravimetric care se suprapune la identitatea pe structura geologică identificată²⁾.

În acest sector deci, se poate vorbi de un caracter linear al erupțiilor terțiare din faza andezitelor cuarțifere de care este legată formarea unor aparate vulcanice tipice (Breaza) sau a unor aparate mai puțin tipice (Haneș și Runc), funcție de natura căii de acces a lavelor spre suprafață. Astfel, în cazul masivului Breaza, unde lama andezitică se găsește mai în profunzime, între aceasta și suprafață s-a putut forma un aparat vulcanic tipic. În sectorul Haneș și Runc, lama ajunge la suprafață, generînd largi curgeri care au dezvoltare mai mare în anumite puncte, creînd impresia că

¹⁾ M. BLEAHU, S. BORDEA, M. LUPU, G. MANTEA, M. SEBEREA. Prospecții geologice în reg. Abrud, Zlatna. Almașul Mare. Raport Arh. Comit. Geol., 1960.

M. BORCOȘ, I. GHEORGHIȚĂ, O. ROMANESCU, L. TEODORU. Raport geologic cu privire la lucrările de prospecție pentru aur, fier și mercur în regiunea Zlatna—Stânișa. Arh. Comit. Geol., 1960.

²⁾ C. CALOTĂ, D. STELIAN. Prospecții gravimetrici în reg. Munților Metaliferi de S.—Culoarul Mureșului (Zlatna). Raport Arh. Comit. Geol. 1960.

sintem în prezență unor aparate vulcanice tipice, cum au fost interpretate pînă acum. Prezența acestor forme se datorește faptului că activitatea efuzivă a continuat și după formarea corpului andezitic lamelar, venirea lavelor producîndu-se pe niște canale ce nu se pot identifica astăzi în masa de andezite, cu atît mai mult cu cît chimismul, structura și textura rocilor nu prezintă variații sensibile. Este cazul sectorului Haneș — pe care am avut ocazia a-l cunoaște amănunțit — unde se pot deosebi o largă zonă de curgeri la suprafață și una de înrădăcinare, care ar corespunde coșului vulcanic și care aici se confundă cu lama andezitică.

Absența produselor piroclastice legate de faza eruptiilor de andezite cuartifere ne face să conchidem că această fază, spre deosebire de magmatismul tortonian, s-a manifestat aproape numai prin curgeri de lave.

Structura aparatului vulcanic Haneș. Cu toată forma deosebită a edificiului vulcanic Haneș, utilizăm termenul de aparat vulcanic, care din punct de vedere funcțional este perfect justificat.

Structura complexă a aparatului vulcanic Haneș, aşa după cum am arătat mai sus, s-a format pe seama unei veniri de andezite cuartifere, ca rezultat al unei eruptiuni de formă lineară, localizate pe unul din aliniamentele tectono-magmatice de la sfîrșitul Tortonianului.

Această punere în loc a evoluat adesea capricios, cu formări de apofize, încastrări de roci din fundament, evazări și redresări, care se înscriu totuși în aliniamentul citat, orientat NW—SE, direcție caracteristică eruptiunilor din acest sector. Cercetarea lucrărilor miniere din zăcămintul Haneș la toate cele opt orizonturi a permis conturarea aparatului vulcanic chiar din zona de înrădăcinare pînă la suprafață. Astfel, după cum se poate observa și în anexele grafice (pl. I — IX), se desprinde un aparat vulcanic principal cu punct de evazare de la nivelul orizontului —40, de formă eliptică, și un aparat parazitar spre SE, care se grefează pe aceeași lamă andezitică în profunzime. În ambele situații se observă o serie de apofize cu dimensiuni variabile care se înrădăcinează, încastrînd roci din fundament.

Aparatul vulcanic principal, de formă eliptică, are diametrul mare de circa 800 m, cel mic de circa 500 m, iar înălțimea zonei de evazare este de 250—300 m. Pachetul de lave s-a conservat mult mai intact în partea lui de NE spre Vf. Iepurelui (998,2 m), în timp ce spre S, acțiunea de eroziune a văii Haneșului a îndepărtat mare parte din curgerile andezitice, modificînd formă lui inițială (secțiunile geologice I—I, II—II și III—III). Aceasta nu înseamnă totuși că n-ar fi existat posibilitatea unor curgeri mai abundente spre SW, acolo unde astăzi nu se cunosc.

Formarea acestui aparat s-a desăvîrșit într-un complex de roci marnoase și marnogrezoase, uneori prinse și în masa andezitelor sub forma unor enclave scoase chiar la zi, în zona mediană a corpului (secțiunile geologice II—II și III—III). La partea sa superioară aparatul vulcanic este bordat de marne negre care au dezvoltare mai



mare spre NE. Aceste marne stau peste un orizont de conglomerate care în profunzime (sub orizontul —80) vin în contact cu zona de înrădăcinare a andezitului. Această situație pune în evidență un accident tectonic care aduce în contact anormal un orizont marnos cu unul conglomeratic, ca urmare a unor mișcări pe verticală efectuate înainte de punerea în loc a acestor andezite. Această fractură corespunde zonei de insinuare a andezitelor, iar din punct de vedere mecanic orizontul marnos explică condițiile de migrație a lavelor.

Activitatea aparatului vulcanic are drept rezultat instalarea unui andezit cuartifer cu hornblendă brună.

Secțiunile geologice în zona mediană (II—II, III—III, IV—IV și V—V) oglindesc caracterele acestui aparat vulcanic. Sub orizontul —80 se individualizează canalul de alimentare, având o grosime ce variază între 25—70 m. Între orizontul —80 și orizontul principal se dezvoltă zona de tranziție spre porțiunea superioară de evazare a lavelor. Această porțiune atinge grosimea de 80 m. Între orizontul principal și suprafață, sătem în prezența celei de a treia zone, adică aceea de evazare.

Forma și conturul aparatului vulcanic sănt ilustrate și de cele două reprezentări structurale anexate (pl. III, IV).

În partea de SW se dezvoltă un aparat parazitar ce are aceeași sursă de alimentare. Din lipsă de date suficiente, observațiile noastre reducindu-se doar la cele două orizonturi la care este deschis (principal și —40), ne-am rezumat la o conturare pur schematică a acestui aparat, fiind ajutați în mare măsură și de datele culese la suprafață.

Din punct de vedere geologic, zăcământul Haneș se dezvoltă atât în zona de evazare cât și în zona de înrădăcinare a aparatului vulcanic, principalele fracturi filoniene extinzîndu-se și în afara sectorului de care ne ocupăm. În ceea ce privește mineralizația, ea este ulterioară punerii în loc a andezitului. Soluțiile mineralizatoare au folosit drept căi de acces fracturi mai tinere create după instalarea andezitului, atât în masa acestuia cât și în rocile sedimentare adiacente. Astfel, se poate observa că fracturile nu țin cont de anumite limite sau contacte, ele traversînd pe direcția lor de dezvoltare atât rocile fundamentului, cât și andezitele cuartifere. De asemenea, alt argument în favoarea vîrstei mai noi a fracturilor (și deci a mineralizației) este faptul că în apropierea fracturilor se observă largi zone de brecifere, iar în umplutura acestora se disting fragmente heterogene, antrenate de mișcările verticale.

Orientarea principalelor căi de acces ale soluțiilor mineralizatoare, este paralelă cu direcția și uneori concordantă sensului înrădăcinării corpului andezitic (NW—SE).

Concluzii. Indiferent dacă magmele au avut sau nu un caracter palingenic (2) în regiunea la care ne referim venirile s-au produs pe importante linii de fractură preexistente vulcanismului, orientate NW—SE, în lungul căror se dispun numeroasele iviri de vulcanite neogene.



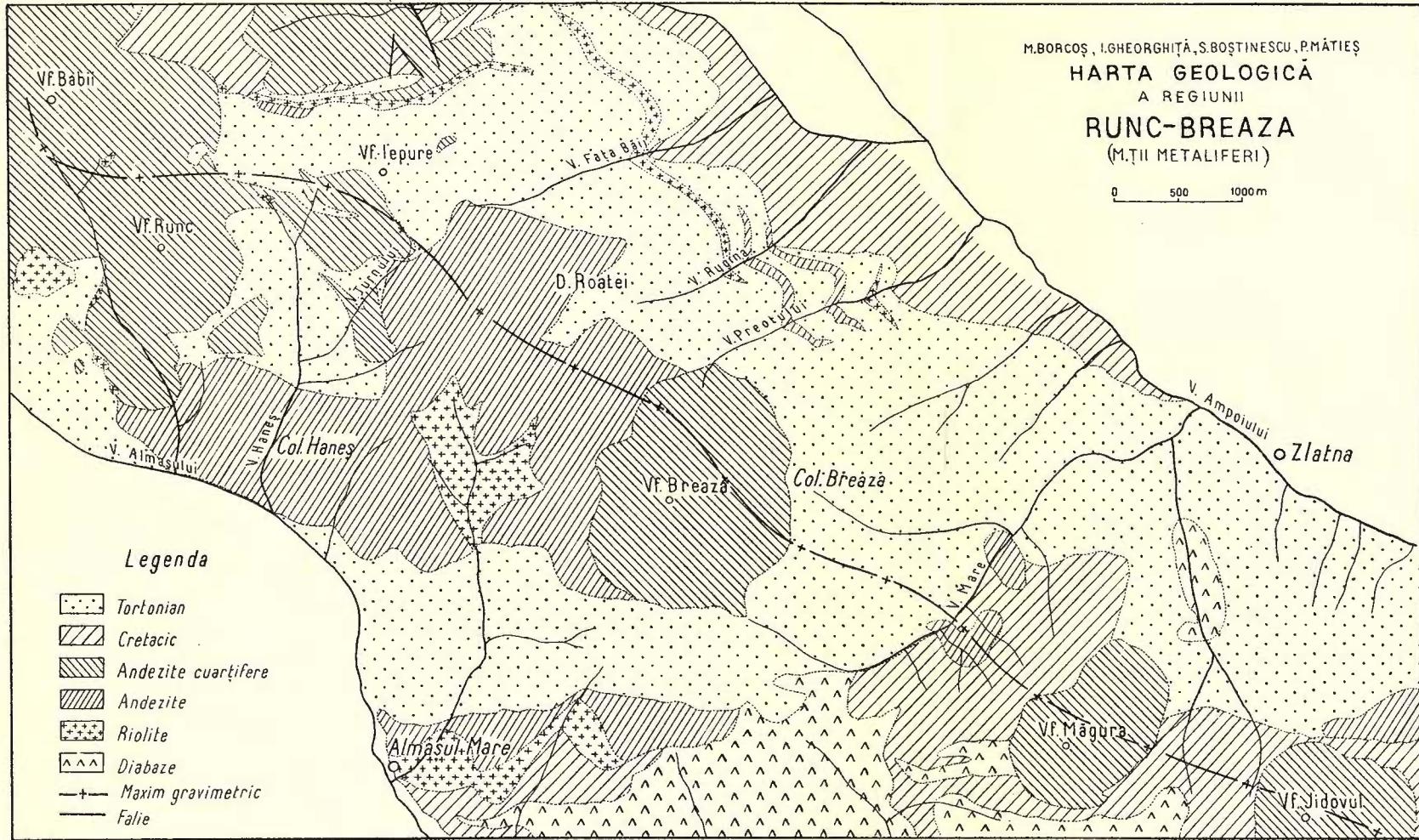
Într-un punct al marii arii de răspândire a acestor vulcanite (zona Runc—Haneș—Breaza) cercetările noastre (3) au condus la concluzia că eruptiile andezitelor cuarțifere, pe care le considerăm ca aparținând magmatismului subsecvent, au avut la început un caracter liniar cel puțin între Vf. Runc și Vf. Breaza. Aceasta a dus la formarea unei lame andezitice orientată NW—SE cu înclinări spre NE. Această lamă se evazează la partea superioară, unde are o structură complexă datorită numeroaselor apofize și incorporări de material sedimentar. Atât în timpul cît și după formarea corpului lamelor descris, eruptiunile de lave andezitice au avut loc cu preponderență în anumite puncte, unde s-au format largi curgeri, azi în mare parte înlăturate de eroziune. Sectorul Haneș, bine cunoscut datorită lucrărilor minere, constituie un astfel de centru de eruptiuni prelungite. Aici un sistem de fisuri mai noi decît andezitele, cu aceeași orientare generală, formează locul de depunere al unei mineralizații auro-argentifere.

Lama andezitică ar putea avea o dezvoltare mai mare decît reiese din cercetările noastre, în sensul că ea s-ar putea prelungi la NW spre vîrful Baba—Frăsinata, iar la SW spre vîrful Măgura—Jidovul, care se înscriu pe același aliniament. De asemenea, este probabil că acest caz de erupție liniară să nu fie unic în Munții Metaliferi. Învestigațiile viitoare vor confirma poate această ipoteză, mai ales că anumite situații lasă să se intrevadă aceasta, ipoteză care va trebui să fie avută în vedere în cercetările cu caracter teoretic sau economic.

BIBLIOGRAFIE

1. BORCOS M., MANTEA G., GHEORGHIȚĂ I. Relații stratigrafice și tectonice între formațiunile sedimentare și complexul rocilor eruptive bazice mesozoice, cu privire specială asupra Munților Metaliferi. *Soc. St. Nat. Geogr. Comun. Geol.-Geogr.*, III, București 1962—1963.
2. DIMITRESCU R. Asupra poziției eruptivului neogen din Munții Apuseni în cadrul sistemului carpatic. *Comun. Acad. R.P.R.*, 12, București, 1960.
3. GHİTUȚESCU T. P., SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București 1941.
4. ILIE M. Les éruptions volcaniques néogènes de la région de Zlatna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII (1933—1934), București 1938.
5. ILIE M. Le bassin miocène de Zlatna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII (1933—1934), București 1938.
6. ILIE M. Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, II, București 1938.
7. ★ ★ ★ Arhiva Întrepr. Miniere Gh. Doja — Zlatna.

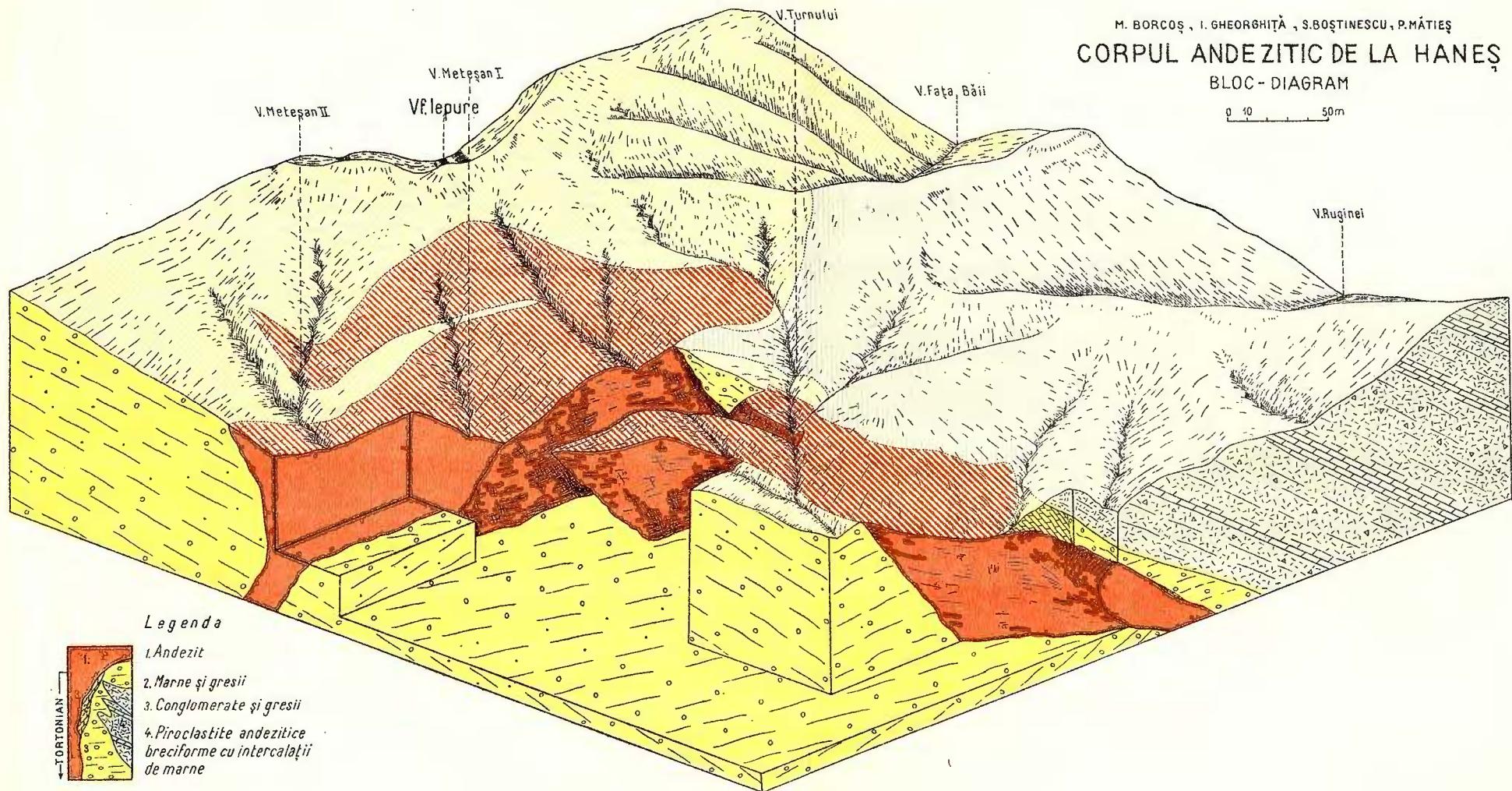




M. BORCOŞ , I. GHEORGHIȚĂ , S. BOȘTINESCU , P. MÁTIÉS
CORPUL ANDEZITIC DE LA HANEŞ

BLOC - DIAGRAM

0 10 50m



M.BORCOŞ, I.GHEORGHIȚĂ, S.BOȘTINESCU, P.MĂTIEŞ
STRUCTURA CORPULUI ANDEZITIC
DELA HĂNEŞ

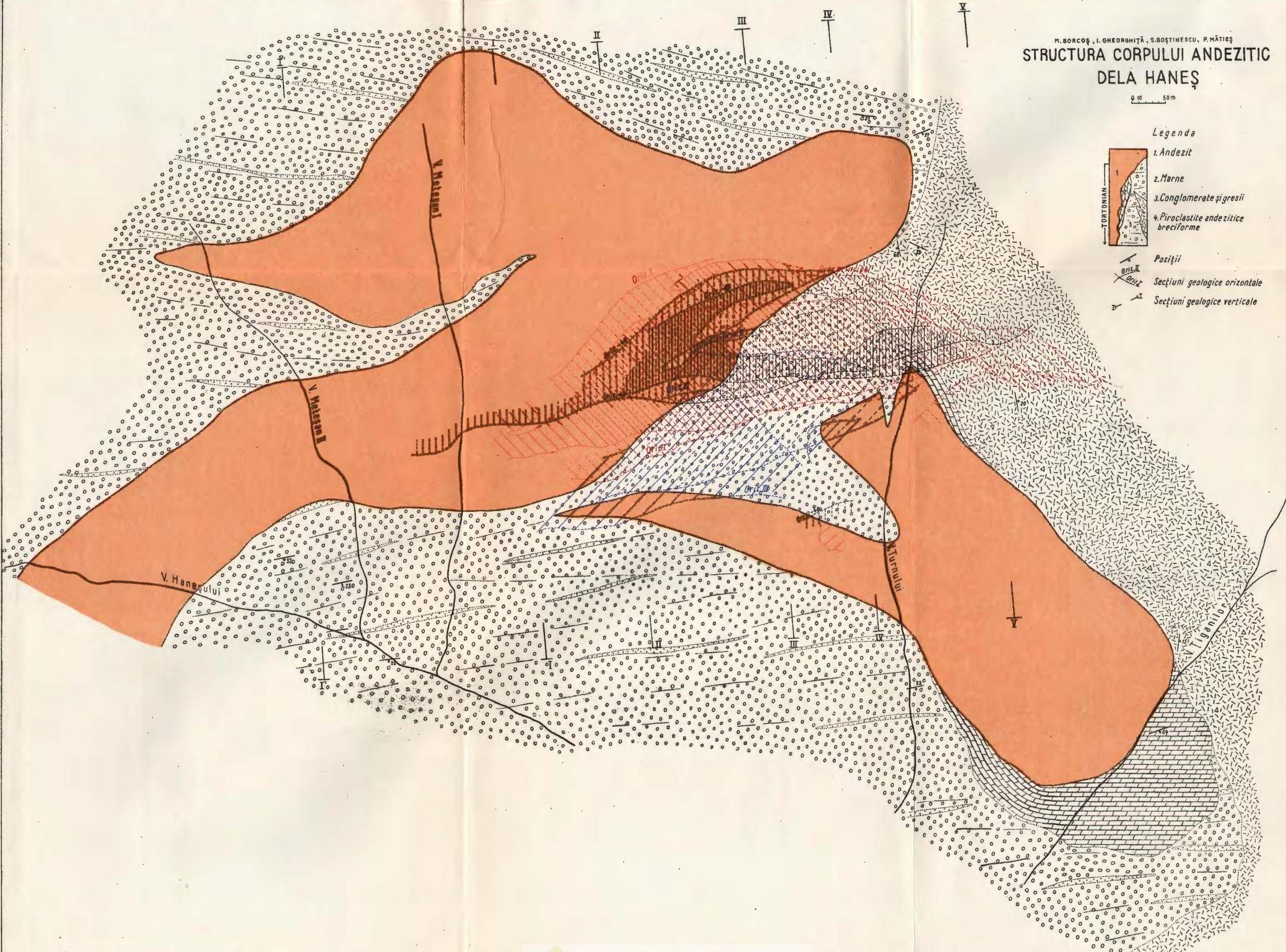
0 10 50 m

Legenda

- 1. Andezit
- 2. Marne
- 3. Conglomerate și gresii
- 4. Piroclastite andezitice breciforme

Pozitii

- Secțiuni geologice orizontale
- Secțiuni geologice verticale

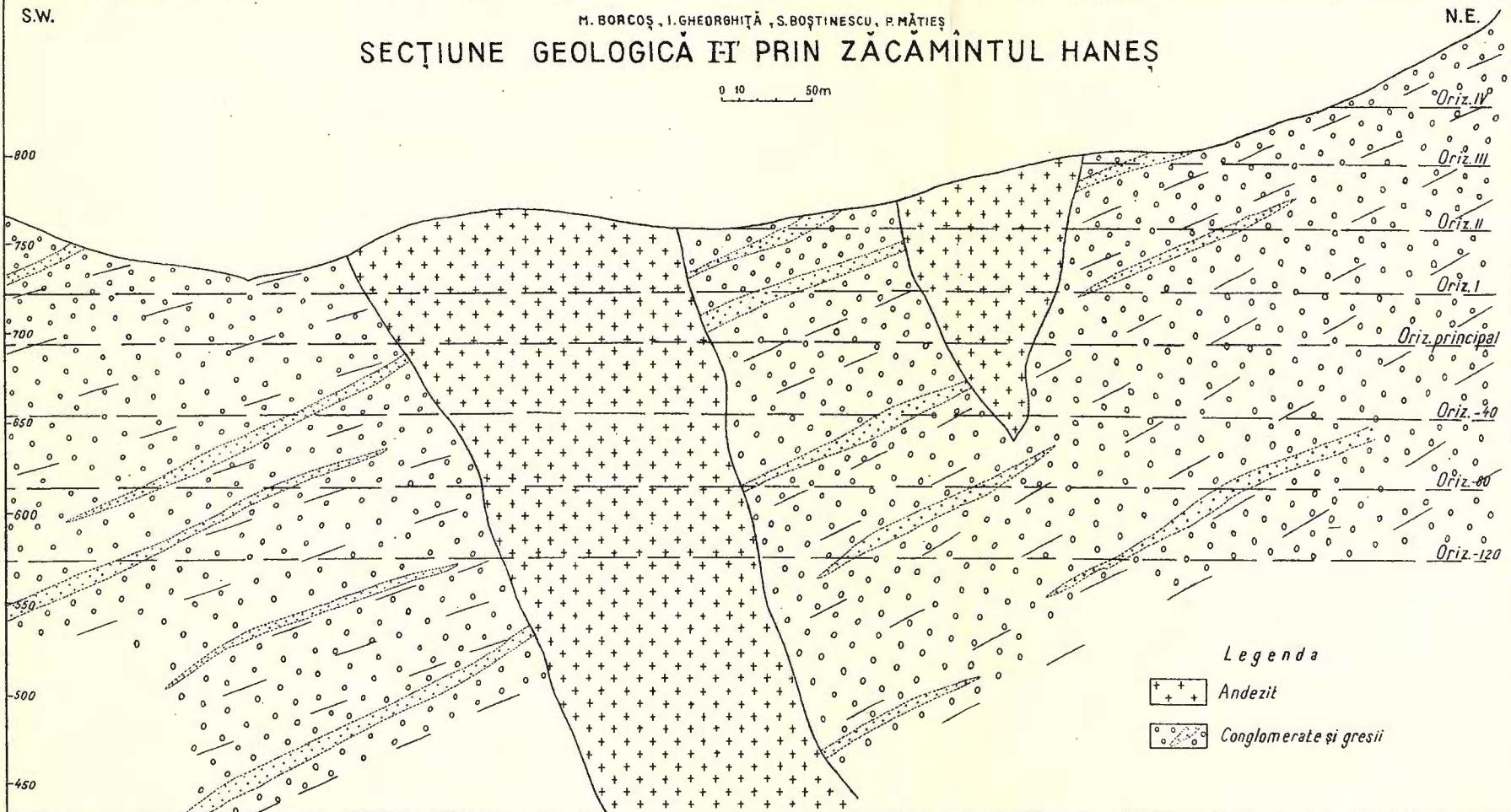


S.W.

M. BORCOS, I. GHEORGHIȚĂ, S. BOȘTINESCU, P. MÂTIES

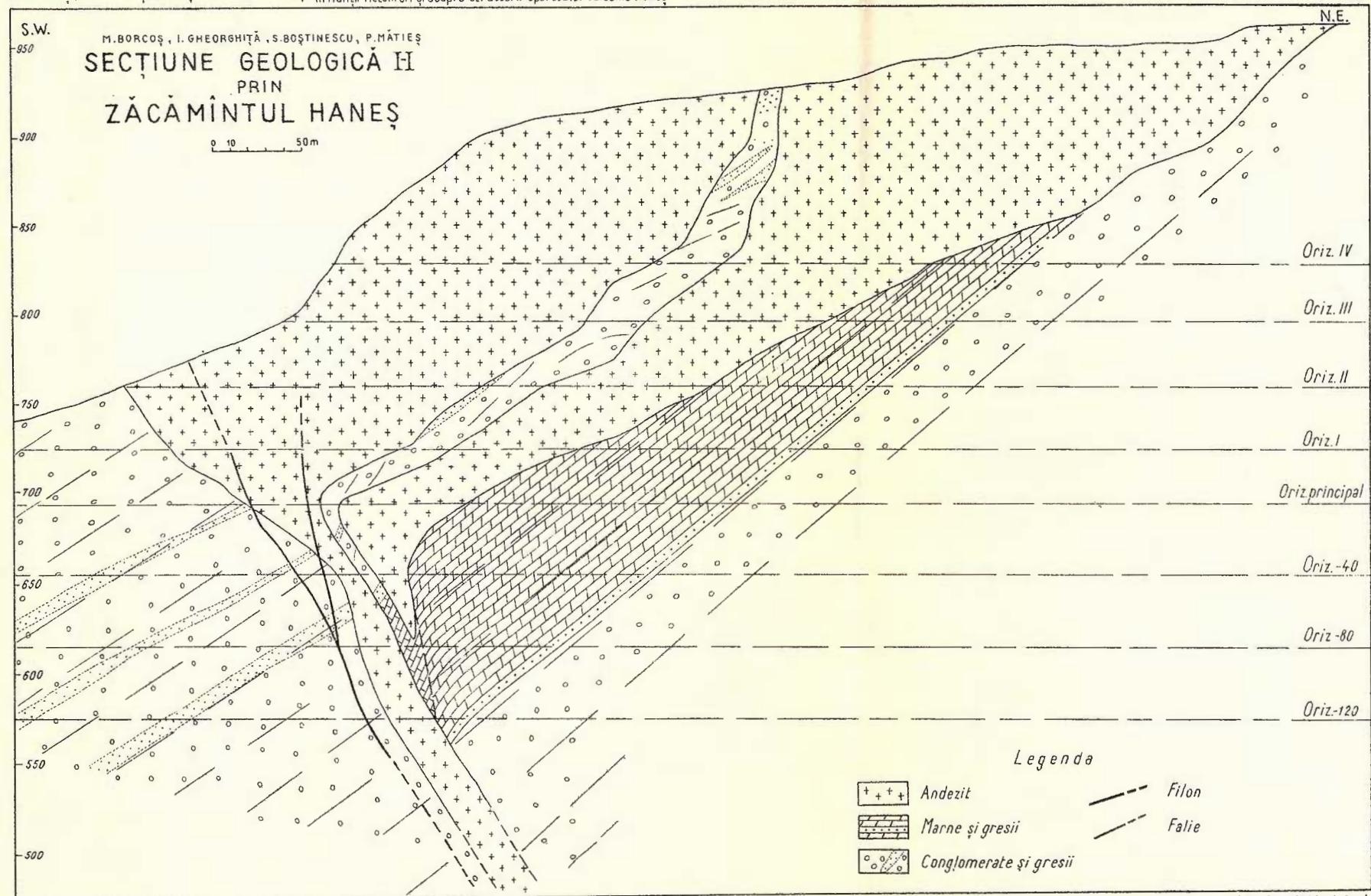
SECȚIUNE GEOLOGICĂ II' PRIN ZACAMINTUL HANES

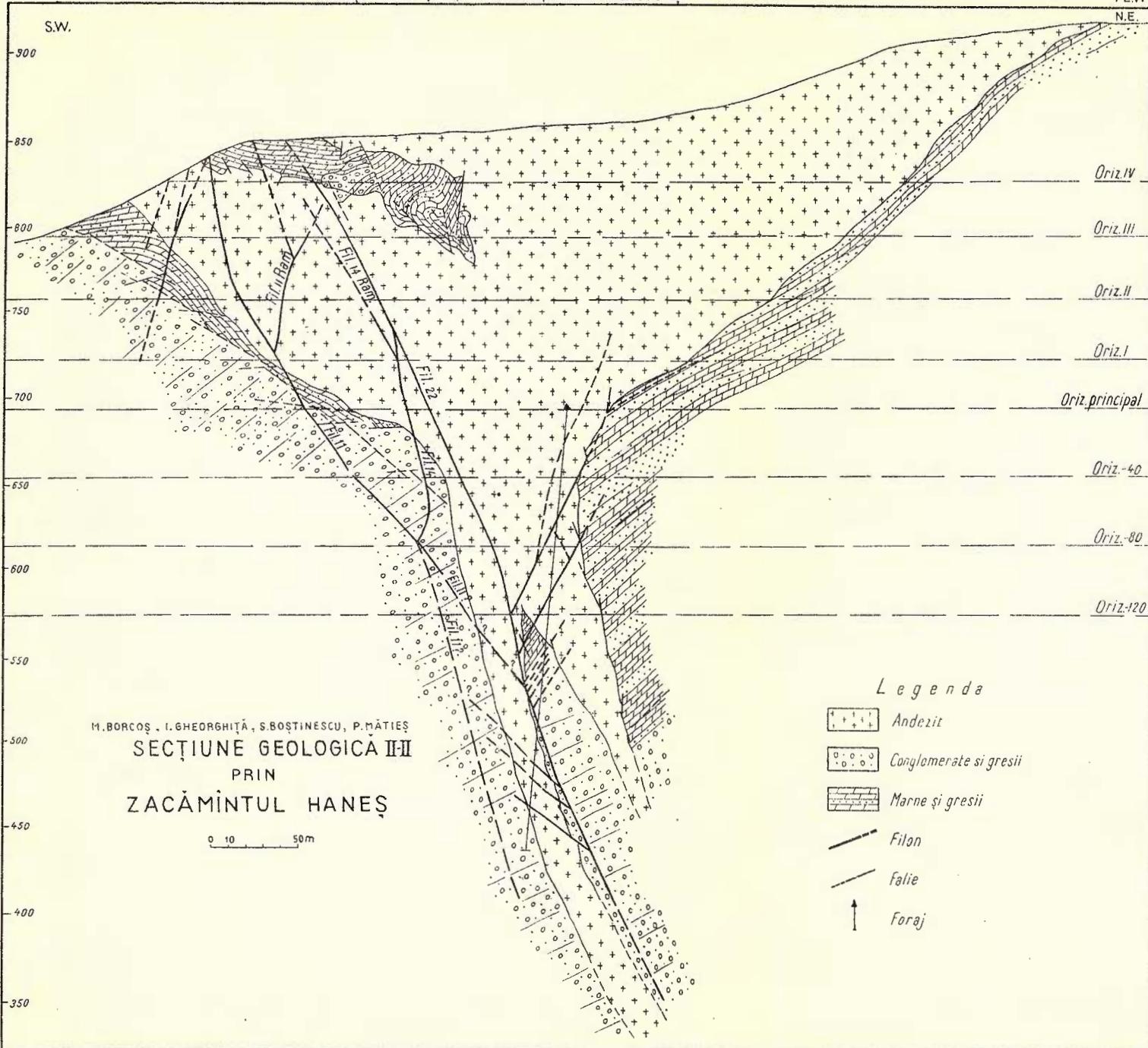
0 10 50m

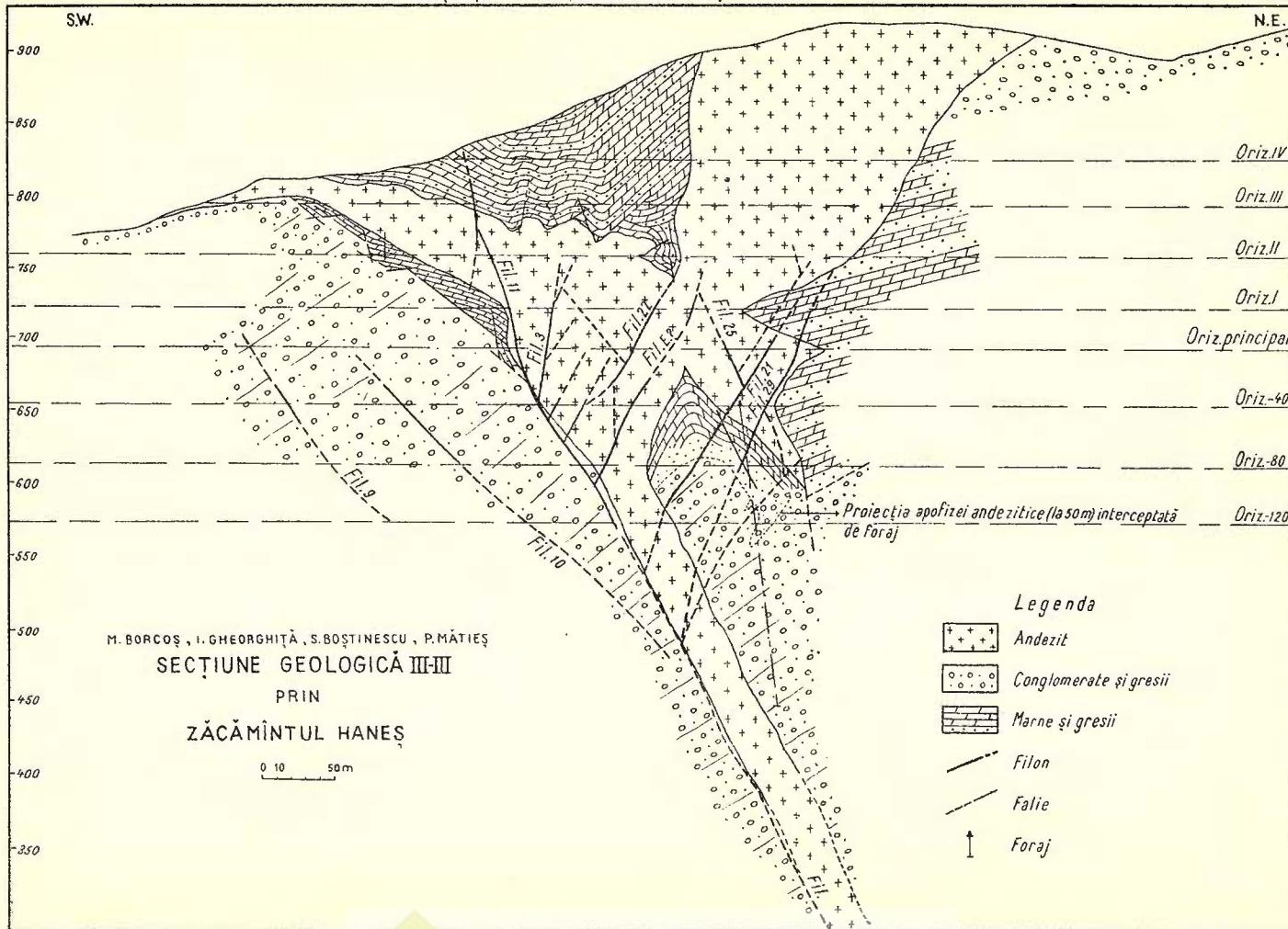


M.BORCOŞ, I.GHEORGHIȚĂ, S.BOSTINESCU, P.MĂTIEŞ: Considerații asupra unor manifestări magmatische neogene cu caracter liniar în Munții Metaliferi și asupra structurii apărătorului vulcanic Hanes

PL.V







M.BORCOŞ, I.GHEORGHIȚĂ, S.BOŞTINESCU, P.MÂIES. Considerații asupra unor manifestări magmatische neogene cu caracter liniar
în Munții Metaliferi și asupra structurii apărătului vulcanic Haneș

PL. VIII

S.W.

-850

SECȚIUNE GEOLOGICĂ IV-IV PRIN ZACĂMINTUL HANEȘ

0 10 50m

-800

-750

-700

-650

-600

-550

-500

-450

N.E.

Oriz. IV

Oriz. III

Oriz. II

Oriz. I

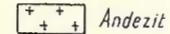
Oriz. principal

Oriz. -40

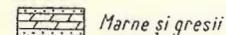
Oriz. -80

Oriz. -120

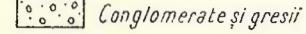
Legenda



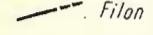
Andezit



Marne și gresii



Conglomerate și gresii



Filon

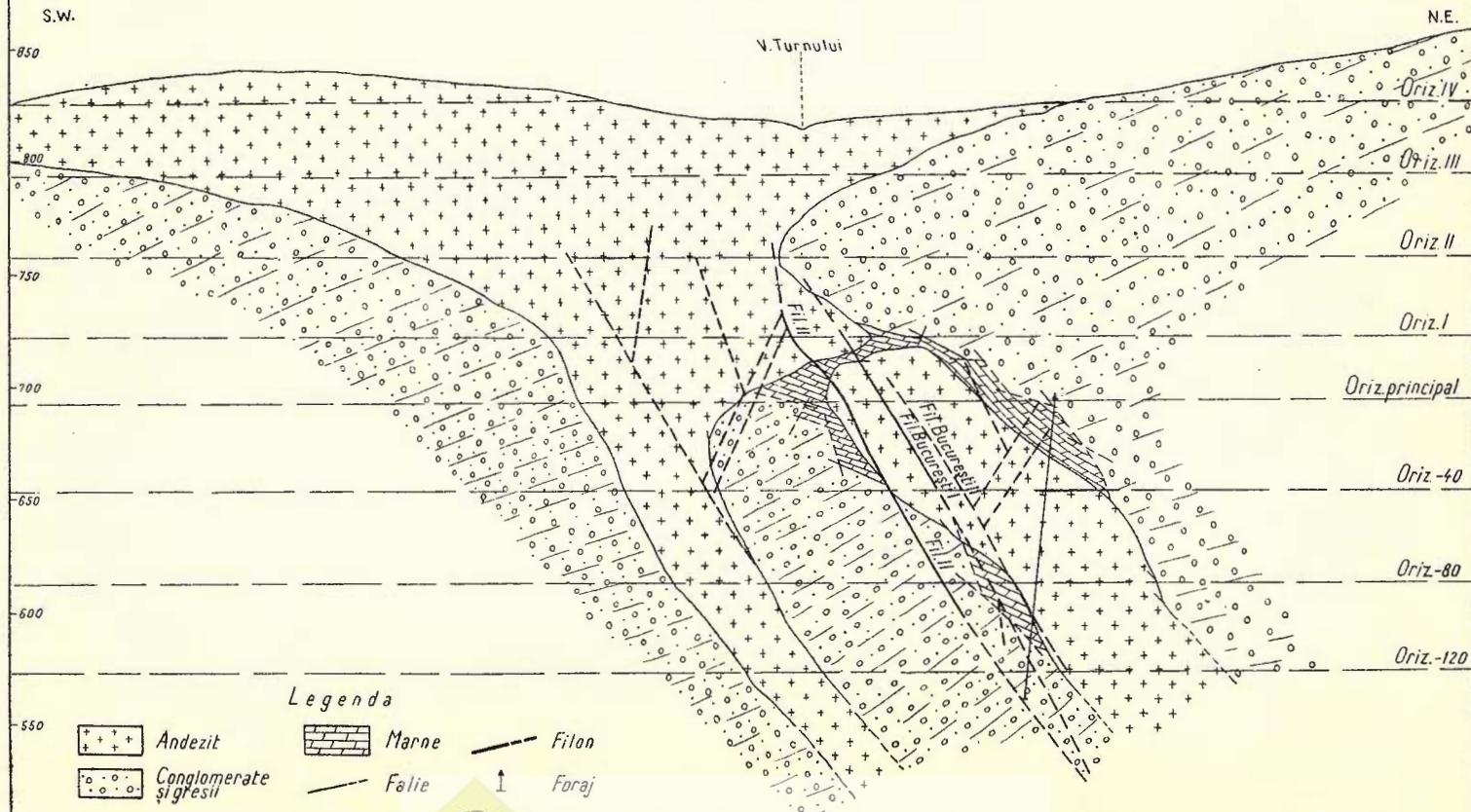


Falie

M.BORCOŞ, I.GHEORGHIȚĂ, S.BOȘTINESCU, P.MĂTİES

SECȚIUNE GEOLOGICĂ V-V PRIN ZĂCĂMINTUL HANES

0 10 50m



СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НЕКОТОРЫМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ
НЕОГЕННОВЫМИ ПРОЯВЛЕНИЯМИ ЛИНЕЙНОГО ХАРАКТЕРА В
ГОРАХ МЕТАЛИФЕРЬ И В ОТНОШЕНИИ СТРУКТУРЫ
ВУЛКАНИЧЕСКОГО АППАРАТА ХАНЕШ

М. БОРКОШ, И. ГЕОРГИЦЫ, С. БОСТИНЕСКУ, П. МАТИАШ

(Краткое содержание)

Извержения кварценосных андезитов (посттортонских — сарматских) области Вырфул Рунку-Вырфул Бряза, считавшиеся, до последнего времени, центрального типа, являются, в действительности, по крайней мере, находящимися между этими пунктами, линейного характера.

Проведенные исследования поставили на учет наличие андезитового пропластка, в результате проникновения лавы по линии разлома, ориентированного СЗ—ЮВ, которое отмечается в подземных породах в геометрических соотношениях между горизонтом мергелей и пакетом тортонских конгломератов.

В области Ханеш, где, возможно, извержения продолжались еще много времени, в верхней части андезитового пропластка, была индивидуализирована зона разлития лавы на высоте в 250—300 м.

Структура этой зоны осложняется наличием многочисленных апофиз и большим количеством седиментационного материала, захваченного в массе андезита.

Менее известный паразитарный вулканический аппарат развивается в СЗ части. Относительно большие площади, были перекрыты, выходами на дневную поверхность кварценосных андезитов с коричневой горной обманкой.

Минерализационные растворы циркулировали в массе андезитов или у контактов последних с седиментационными породами, в комплексной системе изломов с общей ориентировкой СЗ—ЮВ.



CONSIDÉRATIONS SUR QUELQUES MANIFESTATIONS MAGMATIQUES NÉOGÈNES, LINÉAIRES, DES MONTS MÉTALLIFÈRES ET SUR LA STRUCTURE DE L'APPAREIL VOLCANIQUE DE HANEŞ

PAR

M. BORCOŞ, I. GHEORGHIȚĂ, S. BOSTINESCU, P. MATIEŞ

(Résumé)

Les éruptions d'andésites quartzifères (post-tortoniennes-sarmatiennes) de la région Vîrful Runc—Vîrful Breaza, considérées jusqu'à présent de type central, accusent en réalité, au moins dans ce périmètre, un caractère linéaire.

Les recherches effectuées ont mis en évidence la présence d'une lame andésitique, résultée de l'insinuation des laves le long d'une ligne de fracture orientée NW—SE, laquelle, en profondeur, est marquée par les relations géométriques entre un niveau de marnes et un paquet de congolomérats tortoniens.

Dans le secteur Maneş, où les éruptions ont continué probablement pendant longtemps, à la partie supérieure de la lame andésitique est individualisée une zone d'évasement sur une hauteur de 250—300 m. La structure de cette zone est compliquée par l'existence de nombreuses apophyses et d'une grande quantité de matériel sédimentaire pincé dans l'andésite. Un appareil volcanique parasitaire, moins connu, est développé dans la partie SW.

À jour, comme résultat des éruptions, des aires relativement vastes ont été recouvertes par des coulées d'andésites quartzifères à hornblende brune.

Les solutions minéralisatrices ont circulé dans toute la masse andésitique ou au contact de cette dernière avec les roches sédimentaires, le long d'un système complexe de fractures, orientées NW—SE.



**CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA PETROGRAFIEI ȘI
STRUCTURII CRISTALINULUI DIN PARTEA DE NORD-EST
A MASIVULUI POIANA RUSCĂI
(ROȘCANI—BĂTRÎNA—FERIGI—D. FĂGETEL)¹⁾**

DE

G. NEACȘU, P. ZIMMERMANN, C. PARASCHIVESCU

Regiunea cercetată este dispusă pe versantul nordic al masivului Poiana Ruscăi. Localități mai importante sunt: Roșcani, Bătrâna, Ferigi și Strigoanea.

Întreaga rețea hidrografică este colectată de valea Dobrii affluent al văii Mureșului.

Culmile orientate în general E—W în partea de S a perimetrlui, unde se găsesc și înălțimile cele mai mari, își schimbă orientarea în partea de N spre bazinele sedimentare al Lăpușului, pierzind treptat din înălțime.

Istoric. L. LÓCZY (5) în anul 1882 dă primele date asupra părții de nord a masivului Poiana Ruscăi. FR. SCHAFARZIK (11, 12) cercetează mai amănunțit aceeași regiune, dând primul o imagine a cristalinului. O. KADIĆ (3) deosebește sisturi cristaline, peste care stau depozite paleozoice. Ca și HALAVÁTS, consideră că pietrișurile care acoperă culmile sunt de vîrstă sarmațiană. După KAROLY PAPP (10), calcarile cristaline ar avea vîrstă paleozoică.

Mai tîrziu, A. STRECKEISEN (13) consideră epizona masivului Poiana Ruscăi ca o unitate superioară a pînzei getice. N. GHERASI²⁾ studiază regiunea învecinată de la W din punct de vedere al resurselor miniere. V. C. PAPIU³⁾ (9), pentru aceeași regiune, deosebește după gradul de metamorfism două serii cristaline. R. DIMITRESCU (2) separă pe valea Dobrii trei nivele de roci porfirogene, pe care le aseamănă cu cele din Carpații orientali și M. Apuseni. În 1958 o echipă de geologi face cartarea stratigrafică a părții de est a masivului Poiana Ruscăi, stabilind pentru prima dată

¹⁾ Comunicare în ședință din 2 februarie 1962.

²⁾ Raport asupra ivirilor de minereu din regiunea Poieni—Bătrâna (Poiana Ruscăi de N). Arh. Com. Geol. 1942.

³⁾ Raport geologic minier. Cercetări executate pe versantul nordic al masivului Poiana Ruscăi. Arh. Com. Geol. 1948—1949.

în zona centrală (Teliuc—Ghelar) (6), mai multe complexe stratigrafice de șisturi cristaline, din care cîteva au fost întîlnite și în regiunea cercetată de noi. Complexul șisturilor tufogene a fost apoi subdivizat în trei nivele. (7). Pe de altă parte, primele studii microtectonice efectuate în Poiana Ruscăi aparțin lui I. BERCIU (1).

Geologia. Regiunea este alcătuită în cea mai mare parte din șisturi cristaline, epizonale, în care se observă creșterea treptată a intensității metamorfismului de la N spre S pe orizontală și de sus în jos pe verticală. În partea de sud a perimetrlui, peste nivelul sericito-cloritos mediu se dispune nivelul tufogen superior din cadrul complexului tufogen și tufitogen. Ultimul termen (8) în scara stratigrafică a cristalinului este complexul filitic. În legătură cu liniile tectonice se întîlnesc numeroase roci milonitice și brecii.

Sisturile cristaline și sedimentele miocene sunt străbătute de corpuri eruptive bazice-bazalte, care apar pe liniile de dislocații tectonice. Pe unele creste din regiune și pe valea Dobrui apar formațiuni cuaternare.

Cristalinul epizonal. În cadrul șisturilor cristaline deosebim:

Complexul șisturilor tufogene și tufitogene. În regiunea cercetată apare doar o parte din nivelul sericito-cloritos mediu, iar nivelul tufogen superior în întregime. În partea superioară a nivelului tufogen superior se intercalează filite, trecindu-se treptat la un complex filitic, cu un grad de metamorfism mult mai puțin intens. După proveniența materialului inițial, deosebim: roci detritogene (facies grezos și facies argilos), roci carbonatice, roci tufogene și tufitogene, roci porfirogene acide și meta-eruptive. Între aceste tipuri-limită se întîlnesc numeroase tipuri de trecere, de exemplu: între roci carbonatice și roci detritogene se întîlnesc șisturi carbonatice, calcare șistoase grafitoase, șisturi cuartitice carbonatice etc.

Îndințări de facies apar clar în zona superioară a nivelului tufogen superior. Trecerea de la calcare la șisturi detritogene și în această zonă se face printr-o zonă intermediară îmbogățită în silice și grafit¹⁾ (8). Acest fenomen se observă mai clar în jurul cătunului Fata Roșie.

Toate rocile complexului tufogen și tufitogen se încadrează, din punct de vedere al faciesurilor metamorfice, în faciesul șisturilor verzi și în faciesul albit-epidot-amfibolitic.

Roci detritogene. După granulatia materialului inițial, se pot separa șisturi blasto-psamitice, șisturi blasto-pelitice cu șisturi de trecere blasto-pelito-psamitice. După compozitia mineralogică a materialului inițial, deosebim un facies grezos și un facies argilos cu faciesuri intermediere argilo-grezoase.

¹⁾ G. NEACȘU, P. ZIMMERMANN, C. PARASCHIVEȘCU. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minerale de fier în partea de NE a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Geol., 1960.

Faciesul grézos (blasto-psamitic) cuprinde cuarțite, cuarțite și sistoase și sisturi cuarțitice. Intercalații mai importante de cuarțite apar pe văile Bulinesc, Ciormanului, Budiului, în jurul satului Bătrâna și în culmea Răchițele. Cea mai mare parte din nivelul sericito-cloritos mediu este alcătuită din sisturi cuarțitice sericito-cloritoase, dintre care unele pot fi încadrate la tipul argilo-grezos intermedian. Se mai întâlnesc cuarțite rubanate și cuarțite brecificate roșcate cu hematit (Piatra Piii) sau negre cu oxizi de fier și de mangan (Bătrâna, dealul Grohot). Sub microscop prezintă structură granoblastică (înălțată) și textură sistoasă, masivă sau brecioasă. Sunt constituite din cuarț, sericit, hematit, oxizi de mangan, grafit, clorit și calcedonie. Mai rar apar pirită, zircon, epidot, apatit și turmalină.¹⁾

Faciesul argilos (blasto-pelitic) înglobează roci în care predomină minerale micacee: sisturi clorito-sericitoase, sisturi sericito-cloritoase cu grafit și sisturi sericito-grafitoase, roci ce au luat naștere din metamorfizarea unor sedimente inițiale preponderent argiloase. Sub microscop prezintă structură lepidogranoblastică și textură sistoasă. Sunt alcătuite din sericit + muscovit, clorit, grafit, calcit și cuarț. Mai rar apar hematit, limonit și pirită.

Rocicarbonate. Faciesul carbonatic își face apariția încă în nivelul sericito-cloritos mediu. O ampliere mai mare o capătă în nivelul tufogen-superior, îndeosebi la limita lui superioară. Dezvoltarea mai largă a rocilor carbonatici la partea superioară a nivelului tufogen superior în nordul regiunii cercetării are mare importanță stratigrafică, separând complexul tufogen și tufitogen de complexul filitic și punind în evidență existența unor cută sinclinales și anticlinale^{1).} În jurul cătunului Fața Roșie dezvoltarea mare a rocilor carbonatici ne face să bănuim existența probabil a unui recif în bazinul inițial de sedimentare, care se întinde probabil pe o lungime decca 3 km. Cea mai mare parte a carbonatitelor este alcătuită din calcare dolomitice, mai rar dolomite calcaroase sau calcare. Sub microscop au structură granoblastică și textură masivă slab orientată sau sistoasă. Mineralogic sunt alcătuite din calcit și dolomit. Mai apar cuarț, grafit, muscovit și minerale opace în cantitate mică.

Rocicufoogene și tufitogene. În cadrul nivelului tufogen superior predomină sisturile tufogene și tufitogene, materialul detritogen fiind subordonat. În nivelul sericito-cloritos mediu aparițiile de roci tufogene sunt foarte rare. Ca tipuri de roci se întâlnesc: sisturi cloritoase cu albă și epidot, sisturi clorito-sericitoase cuarțitice cu albă și carbonați, sisturi filitice sericitoase cu magnetit și sisturi actinolitice cu tremolit. La nord de Bătrâna se întâlnesc sisturi clorito-sericitoase cu maghetit și sisturi sericito-muscovitice cu magnetit. În zona Strigoanea, valea Dobrii, valea Casagului, Lunca Muncelani și Lunca Celeu se întâlnesc sisturi cloritoase și amfibolice tufitogene, asociate cu roci porfirogene acide. Cu ochiul liber se pot distinge porfiro-

¹⁾ Op. cit. pag. 42.

blastele de albit sau amfiboli și granulele de magnetit. Pe fisuri se găsește un limonit brun caracteristic, provenit din alterația cloritului și a magnetitului.

Microscopic, au structură microblastică, iar șisturile amfibolice nematoblastică și textură șistoasă sau orientată. Se compun din clorit, cuarț, tremolit, actinot, sericit + muscovit, albit, magnetit și calcit. Mai rar apare epidot, zoizit, zircon, apatit, grafit, turmalină, pirită, limonit și hematit.

Roci porfirogene acidică și metaeruptive. În regiune apar roci cu aspect de riolite laminate prezintând cristale de cuarț și ortoza, roci care au luat naștere prin metamorfozarea în condiții epizonale a unor roci efuzive acidică de tipul riolitului. Rocile porfirogene acidică s-au format prin metamorfozarea în aceeași condiții a unor tufuri riolitice și tufite, în care raportul material tufogen acid/material detritogen a variat în limite largi. În general predomină rocile porfirogene acidică, metariolitele fiind mult mai rar întâlnite. Microscopic au structură blasto-porfirică și lepidogranoblastică. Se întâlnesc fenocristale de cuarț cu relicte de coroziune, albit, ortoza și feldspat micropertitic. Masa de bază a rocii este alcătuită din cuarț, feldspat, sericit + muscovit, oxizi și hidroxizi de fier. Mai apare calcit, clorit, epidot, zircon, apatit și pirită.

Complexul filitic. Acesta cuprinde o serie de roci cu un grad de metamorfism și mai slab, ce stau peste complexul tufogen și tufitogen. Cea mai mare parte a rocelor acestui complex sunt reprezentate prin filite, șisturi filitice, filite cuarțitice, șisturi filitice sericito-cloritoase, filite sericito-grafitoase și phyllade. Mai rar apar cuarțite, roci carbonatice și roci porfirogene acidică. și în cadrul acestui complex, după proveniența materialului inițial se pot deosebi: roci detritogene (facies argilos și facies grezos), roci carbonatice și roci porfirogene. Întrucât aparițiile de roci carbonatice și porfirogene din acest complex sunt rare și grosimea lor redusă, ne vom rezuma la o prezentare sumară a lor, oprindu-ne mai mult la faciesul detritogen.

Roci detritogene. După compoziția mineralologică a materialului inițial, am deosebit un facies argilos și un facies grezos, între care se întâlnesc numeroase tipuri de trecere. În faciesul argilos înglobăm filite, filite sericito-grafitoase, cît și phyllade¹⁾; în faciesul grezos, am înglobat roci provenite din sedimente grezoase și grezo-argiloase: cuarțite, filite cuarțitice, șisturi filitice, cuarțo-sericitoase cu grafit și șisturi cuarțitice sericito-cloritoase. Ele apar ca intercalații în rocile faciesului argilos, precum și ca îndințări faciale cu acestea.

Faciesul grezos împreună cu cel argilos alcătuiesc fondul complexului filitic. În legătură cu aceste faciesuri, menționăm că faciesul argilos este preponderent în partea de SW a regiunii Roșcani—Bătrîna, pe cînd în cea de NW predomină faciesul grezos.

¹⁾ Prin « phyllade » înțelegem filite grafito-argiloase, în care s-a păstrat structura inițială. Acest termen a mai fost utilizat în masivul Poiana Ruscăi. (2).



Roci carbonatice. În complexul filitic apar lentile de calcare dolomitice, ce se îndințează pe direcție cu faciesurile detritogene precedente.

Roci porfirogene acidică. Aceste roci apar în partea de N a regiunii și sunt caracterizate prin participarea mare a materialului detritogen, macroscopic având aspectul de cuarțite și stisoase cu clorit și sericit. Sub microscop au structură granoblastică. Cantitatea de albit este redusă, iar ortoza lipsește complet. Cuarțul participă în proporție mare în masa rocii, majoritatea fragmentelor fiind de natură clastică, găsindu-se totuși și granule cu conture care sugerează idiomorfismul.

Rocile milonitice se dezvoltă în zonele cu deranjamente tectonice. Au aspect frământat, observându-se cu ochiul liber aglomerări de minerale micacee pe fețele de forfecare. La microscop se observă deranjări texturale și structurale, datorită cataclazării mineralelor. Se mai întâlnesc de asemenea numeroase brecii, în special în calcare și cuarțite¹⁾.

Concluzii asupra complexelor Cristalinului. În regiunea cercetată Cristalinul a fost afiliat la două mari complexe care diferă din punct de vedere al gradului de metamorfism, al compoziției petrografice și al poziției spațiale.

Complexul tufogen și tufitogen este alcătuit din trei nivele¹⁾ (8), din care în regiunea cercetată apar două: nivelul sericito-cloritos mediu, gros de peste 1.000 m, peste care se află dispus nivelul tufogen superior, a cărui grosime este cuprinsă între 450—700 m.

Complexul filitic are o grosime de 300—500 m și ocupă cea mai mare parte a regiunii. El se dispune peste complexul tufogen și tufitogen, de care este separat printr-un orizont de roci carbonatice.

Roci eruptive bazice. Cristalinul și sedimentarul miocen sunt străbătuți de o serie de corpuri de bazalte care apar atât pe liniile tectonice orientate aproximativ N—S, cât și pe cele E—W, care au scufundat bazinul sedimentar al Lăpușului. Bazaltele intruse în sedimentar au suferit procese de transformare datorită hidratării, ceea ce a dus la serpentinizarea olivinei și la calcitizarea, zeolitizarea și cloritizarea rocii. Bazaltele proaspete au structură porfirică, hialopitică, sau intersertală și textură masivă sau slab fluidală. Sunt compuse din olivină, piroxen monoclinc, feldspat plagioclaz, magnetit și pastă.

Roci sedimentare. Miocenul. La NW de Strigoanea se dispun marne, marno-calcare cu Globigerine și gresii, transgresiv pe Cristalin. La NW de Roșcani, în seria marno-argilo-grezoasă se intercalează tufuri și tufite, pe cînd la NE de Roșcani, direct pe Cristalin, se dispun aglomerate vulcanice.

¹⁾ Op. cit. pag. 42.



Quaternarul este reprezentat prin pietrișuri ce acoperă unele creste din regiune. Pietrișurile au elemente de cuart rulate, de cuarțite și de gresii conglomeratice, asemănătoare gresiilor cretacice. Mai apar terase aluviale pe valea Dobrii, conuri de dejecție și aluviuni ale văilor Dobro și Panc.

Tectonica. Regiunea cercetată este situată pe flancul nordic al boltirii largi anticlinale al cărei ax trece pe la valea Tiganului—Socet—Cerbăl (2). Succesiunea complexelor de la N de Bătrâna spre Roșcani este: complexul tufogen și tufitogen, reprezentat prin nivelul sericito-cloritos mediu, peste care se dispune nivelul tufogen superior. Structura este descendentală spre N, formând o serie de cute-scaun ce dau mici cute sinclinale și anticlinale asimetrice. De la valea Cornetu spre N, structura se schimbă treptat, de la orientarea generală N 70° — 80° E, la N 45° — 50° E, în regiunea centrală (culmea Răchițele), ajungind în N (Roșcani) la orientarea structurii N—S sau chiar N 5° — 10° W. De la culmea Răchițele spre NE se conturează o boltire anticinală, în axul căreia în dealul Grohot se întâlnește nivelul sericito-cloritos mediu. Pe flancurile boltirii sunt situate calcare dolomitice care separă cele două complexe. La W și E de acest anticinal, se schițează zone sinclinale alcătuite din rocile complexului filitic. Afundarea generală a structurii este de 5° — 30° spre N sau NE, datorită cărui fapt sinclinalul larg ce are o lățime de cca 1 km în culmea Răchițele, ajunge pînă la 3,5 km în valea Dobrii, pe cînd anticinalul de la W, avînd inițial în ax nivelul sericito-cloritos mediu, se îngustează spre N, unde are nivelul tufogen superior în ax. În partea nordică, o falie orientată E—W retează cutile, astfel încît după planul faliei nu se mai pot urmări aceleași forme structurale. La E de Roșcani se evidențiază un sinclinal al cărui flanc este faliat. Din valea Dobrii spre N, s-au trasat mai multe « axe de zero »¹⁾. Pe valea Muntelui cinci, pe valea Voica două și pe valea Sfredelite, valea Cornului și valea Dobrii încă trei « axe de zero » cu flancurile inclinate de la 5° la 30° .

Din datele microtectonice rezultă că în regiune au existat două faze de cutare. O primă fază orientează structura N 70° — 90° E și se întâlnește în sudul regiunii (Bătrâna). Faza a doua orientează structura N—S și este pusă în evidență în nordul regiunii. « Axele de zero » din această zonă reprezintă probabil elementele structurale ale primei cutări. Elementele structurale ale celor două cutări care se suprapun formează între ele un unghi de 90° — 100° .

În regiune se întâlnesc două sisteme importante de falii: unul cu direcția aproximativă N 10° — 30° W, iar celălalt orientat N 80° — 95° E. Faliiile primului sistem sunt falii « a c » în partea de sud a regiunii, devenind aproape falii direcționale N. În partea de sud a regiunii, se întâlnesc o serie de falii, orientate aproximativ N 20° —

¹⁾ « Axele zero » reprezintă locul geometric al punctelor unde valoarea unghiulară a afundărilor axiale este nulă.

30° W, care ridică compartimentele din partea de E cu 50 – 150 m. Astfel de fali apar la W și E de Bătrâna, la Fața Roșie și la W de valea Dobrii. În valea Sfredelite și pe valea Dobrii, pe o lungime de cca $3,5$ km și o lățime de $0,8$ km, șisturile niveliului tufogen superior sunt scoase de aceste fali din fundament. Compartimentul este delimitat la N și S de fali orientate aproximativ E—W. Pe valea Dobrii, între Lunca Celeu și Lunca Muncelani, faliile orientate $N 25^\circ$ W ridică în trepte compartimentele estice, fapt ce se concretizează prin apariția nivelului tufogen superior cu $1,5$ km mai spre N în compartimentul estic. Al doilea sistem de fali, orientate $N 80^\circ$ — 95° E, este sistemul după care s-a scufundat bazinul sedimentar. Deranjamentele tectonice sunt însoțite de milonite și brecii.

Date microtectonice. În sprijinul interpretării tectonice, prezentăm o serie de elemente de microtectonică. S-a lucrat după metoda clasică prin măsurare de elemente geometrice și lineare, care au fost proiectate în rețeaua Schimdt, stabilind sectoare cu petrografie și elemente structurale asemănătoare.

În sectorul « a » (Roșcanul Mic — vîrful Cornețel — valea Casagului) s-au proiectat 300 fisuri din care au rezultat trei zone de maxim, corespunzînd la trei sisteme de plane (planșă, fig. 1):

$N 70^\circ$ E/ 75° S planul *ac* cel mai frecvent

$N 58^\circ$ E/ 70° S planul oblic general

$N 90^\circ$ E/ 34° N plan oblic transversal

În sectorul « b » (la SW de sectorul « a »), din proiectarea pe diagramă a 142 fisuri rezultă două zone de maxim, corespunzătoare planului în poziție *ac* (planșă, fig. 2):

$N 85^\circ$ W/ 75° — 90° S.

În acest sector se constată afundări axiale mici spre S și spre N, determinînd cîteva axe de zero. Celelalte maxime corespund sistemelor de plane oblice transversale și oblice generale și au frecvență mai redusă.

În sectorul « c » (partea de E) s-au proiectat 187 fisuri (planșă, fig. 3) conturîndu-se mai multe zone de maxim. Prima corespunzînd planului *ac* în poziție $N 72^\circ$ W/ 83° S, perpendicular pe axe de cută, iar celealte fisuri în poziția planelor oblice longitudinale și oblice generale față de stilul general al structurii.

În sectorul « d » (în sud) s-au proiectat 270 fisuri, rezultînd patru zone de maxim, ce corespund la următoarele sisteme de plane (planșă, fig. 4):

$N 70^\circ$ W/ 75° S = *ac*

$N 24^\circ$ E/ 70° E = *ac'*

Aceste plane sunt perpendicularare pe axele *b* ale celor două cutări.

Comparînd poziția planelor *a c* din toate sectoarele, vom constata o schimbare a direcției de la WNW—ESE în S, spre NNW—SSE în N. În sectorul « d » se constată prezența planelor *ac'* cu direcția NNE—SSW, care spre N își schimbă poziția,



ajungînd la orientarea WSW—ENE și devin plane determinante. În sudul regiunii corespunzător planelor ac și ac' găsim axe de cută b și b' , care fac între ele un unghi de aproximativ 90° . În acest sector, ac este aproximativ paralel cu b' , iar ac' este paralel cu b sau fac un unghi foarte mic. În partea de N nu se întîlnesc decît axe b' , axele de zero din această zonă ar putea să reprezinte axele b . Axele b au afundări axiale în general estice, iar b' afundări axiale în general nordice.

In concluzie, elementele microtectonice arată existența a două cutări: una corespunzătoare elementelor ac și b' determinantă în sud și foarte slab reprezentată în nord, și alta corespunzătoare elementelor a c' și b' , determinantă în zona de nord și slab suprapusă pe zona din sud.

Mineralizația. În partea de sud a regiunii, în vecinătatea satului Bătrîna, dealul Grohot, se întîlnesc cîteva aflorimente de minereu cu oxizi și hidroxizi de mangan și fier, ca matrice a unei brecii cuarțitice. Cantonarea lor în cuarțite foarte slab manganișcă sugerează ideea migrării oxizilor de mangan încărcați negativ, în stare coloidală pe pereții fisurilor, de asemenea încărcați negativ. Migrarea este favorizată și de silice, care a jucat rolul de coloid de protecție. Precipitarea coloizilor de mangan a avut loc aproape de suprafață, cînd și coloizii de protecție au coagulat, întîlnind coloizii de oxizi și de hidroxizi de fier, încărcați pozitiv. Minereul prezintă forme tipic colomorfe și concreționare.

Alt tip de mineralizație este cel reprezentat prin șisturi tufogene cu magnetit, foarte rar întîlnite, puse în evidență și prin prospecțiune geofizică (valea Fînat).

Mai apar siderite și ankerite legate de dezvoltarea rocilor carbonatice, care au constituit obiectul de cercetare al lui N. GHERASI¹⁾. Se mai găsesc șisturi îmbogățite în hematit și limonit, care au luat naștere probabil prin alterarea unor carbonatite rezultînd oxizi și hidroxizi de fier, ce au migrat în șisturile vecine. În dolomitele calcareoase de la Lunca Celeului apar cuiburi și filonașe de galenă, întîlnite și de I. HANOMOLO²⁾ mai la est de zona cercetată de noi. Pe rîul Dobra, aproape de confluența cu valea Calului, apare o zonă de sulfuri complexe formate din calcopirittă pirită, marcasită și bornit, la care se adaugă malachit, azurit și limonit. Mineralizația de acest gen este cantonată în nivelul tufogen superior asociat cu roci porfirogene și reprezintă regenerarea unei parageneze de pirită și marcasită de origine sedimentar-metamorfică, prin calcopirittă și bornit de altă origine. Mai la est de această ivire, în zona Muncelul Mic, H. KRÄUTNER (4) studiază mineralizația de sulfuri de plumb și zinc.

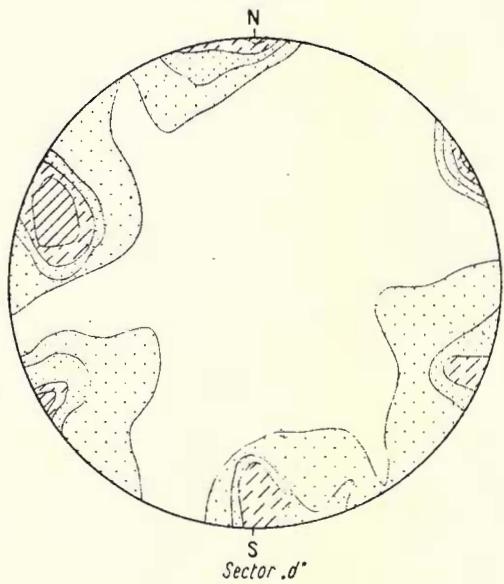
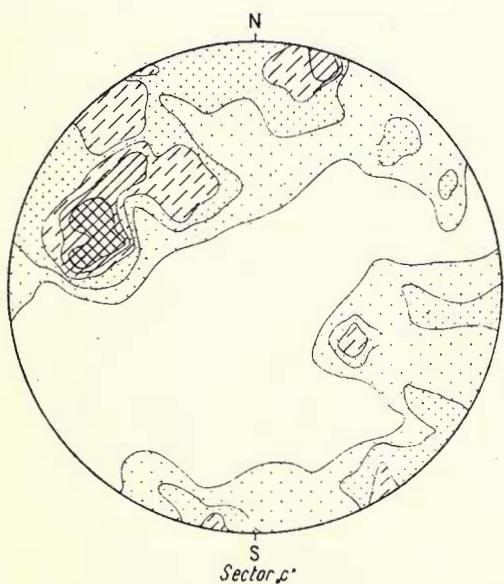
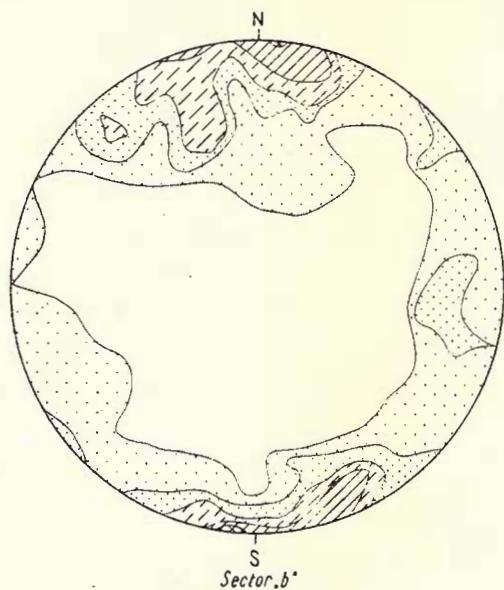
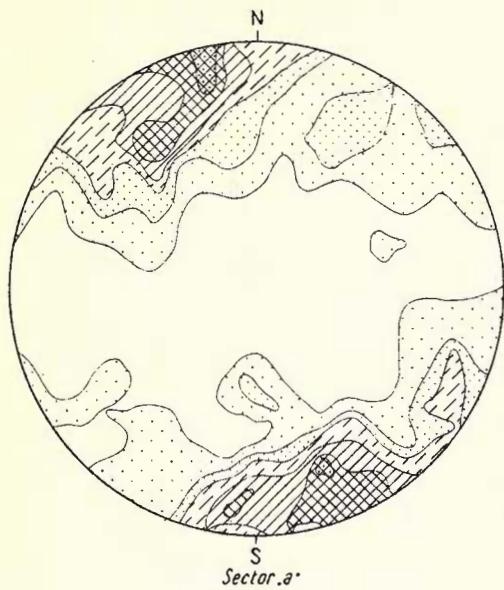
¹⁾ Op. cit. pag. 41.

²⁾ I. HANOMOLO, A. HANOMOLO, Cr. CHIVU. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din Masivul Poiana Ruscă (Vețel, Ferigi, Vf. Plaiului, Strigoanele). Arh. Com. Geol. 1960.



GHEORGHE NEACŞU, P. ZIMMERMANN, C. PARASCHIVESCU

DIAGRAME MICROTECTONICE ÎN REG. ROŞCANI-BĂTRÎNA-FERIGI



BIBLIOGRAFIE

1. BERCIU I., BERCIU E. Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar—Teliuc. În volumul de față
2. DIMITRESCU R. Asupra structurii geologice a părții de NE a Masivului Poiana Ruscă. *I.P.G.*, Studii 1, București 1955.
3. KADIC O. Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Marosufer in der Umgebung von Radulești, Bojabirz und Batrina. *Jahresb. k. ung. geol. Anst. f.* 1907.
4. KRÄUTNER H. Zăcământul de sulfuri de la Muncelul Mic. *Congr. al V-lea Asoc. Carpato-Balcanice* 1961, București (sub tipar).
5. LÓCZY L. Geologische Notizen aus dem nördlichen Teile des Krassoer Comitatus. *Földt. Közl.* XII, 1882.
6. MAIER O., MUREŞAN G., MUREŞAN M. Structura geologică a regiunii Teliuc—Ghelar (zona centrală a Masivului Poiana Ruscă). În volumul de față.
7. MAIER O., KRÄUTNER H., KRÄUTNER F. MUREŞAN G., MUREŞAN M. Structura geologică a zonei centrale a Masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960).
8. NEACŞU Gh. Cercetări geologice în partea centrală a Masivului Poiana Ruscă. (Bătrîna, Ferigi, Cerbăl, Runcu). *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960), București 1963.
9. PAPIU V. C. Cercetări geologice pe versantul de nord-vest al Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953), București 1956.
10. PAPP KAROLY. Die Eisenerz- und Kohenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest 1919.
11. SCHAFARZIK FR. Ueber die petrografische Beschaffanheit einiger Eruptivgesteine der Umbgebung von Poiana Ruscă. *Földt. Közl.* XII, Budapest 1882.
12. SCHAFARZIK FR. Ueber die geologischen Verhältnisse der Umbgebung von Luncani und Poieni sowie kroney des Tales bei Nadrag. *Jahrsb. kgl. ung. geol. RA f.* 1903, Budapest 1905.
13. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București 1931.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ ПЕТРОГРАФИИ
И СТРУКТУРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА
СЕВЕРО—ВОСТОКА ПОЯНА—РУСКЭ (РОШКАНЬ—БЭТРЫНА—
—ФЕРИДЖИ—ДЕАЛУЛ ФЭДЖЕЦЕЛ)

Г. НЯКШУ, П. ЦИММЕРМАН, К. ПАРАСКИВЕСКУ

(Краткое содержание)

Кристаллический массив исследуемой области был отнесен к двум большим комплексам, выделенным по различной степени метаморфизма, а также по петрографическому составу и пространственным корреляциям.

Туфогеновый и туффитогеновый комплекс в исследуемой области представлен средне серицито — хлоритовым уровнем, мощностью более 1000 м., над которым залегает верхний туфогеновый уровень, мощность которого насчитывает примерно — 450—700 м.

Филлитовый комплекс, мощностью в 300—500 м., занимает большую часть области. Он залегает над туфогенным и туффитогенным комплексом, от которого отделяется горизонтом карбонатовых пород.

Кристаллический массив и миоценовые отложения пересечены целым рядом базальтовых тел, которые выходят на дневную поверхность как на, С—Ю, так и на В—З сбросах, погрузивших седиментационный бассейн Лэпуджиул.

Кристаллический массив, сструктурной точки зрения, составляет северное крыло антиклинального свода, ось которого проходит по В. Циганул—Сочет—Чербэл. (2). Нисходящая к С. структура составлена из целого ряда складок — седел, соответственно из синклинальных и антиклинальных асимметрических малых складок.

К северу области структура постепенно меняется от общей ориентировки С 70—80 В (Бэтрына) к ориентировке С—Ю или даже С 5—10 З (Рошкань).

В области были выделены две фазы складкообразований. Первая фаза ориентирует структуру С 70—90 В, будучи выявлена в южной части области (Бэтрына). Вторая фаза ориентирует структуру приблизительно С—Ю и поставлена на учет в С. части области (Рошкань). «Нолевые оси» этой зоны (С) представляют, возможно, структурные элементы первого складкообразования. Структурные элементы этих двух складкообразований составляют между ними угол в 90—100°. Тектонические нарушения — представлены двумя значительными системами: первая с простирианием С. 10—30 З. а вторая с ориентировкой С. 80—95 В. Сбросы *ac* первой системы (С. 20—30 З.) становятся для второй системы складкообразования почти направленными (Рошкань). Эта система сбросов, в общем, поднимает участки востока области в ступени. Из микротектонических диаграмм явствует изменение направления планов *ac*, от ЗСЗ—ВЮВ на Ю и ССЗ—ЮЮВ на С становясь *ac'*.

На юге области планы *ac* являются приблизительно параллельными с осями *b'* севера области (вторая фаза складкообразования), а оси *b* являются приблизительно параллельными с планами *ac'* севера области (вторая фаза складчатости). Оси *b* имеют восточные погружения, а оси *b'* — северные погружения.

На юге области (Бэтрына—Грохот), на сбросах *ac* первого складкообразования были выявлены кварцевые брекции цементированные окислами марганца и железа, представляя колломорфные отложения.

Образование их имело место при посредстве миграции гидроокиси марганца, под протекцией кремнезема коллоидальной формы.

На поверхности гидроокиси марганца в коллоидном состоянии, мигрировавшем с глубин, встретили гидроокиси железа и осадились.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA PÉTROGRAPHIE ET
DE LA STRUCTURE DU CRISTALLIN DANS LA PARTIE NE DU MASSIF
POIANA RUSCA (ROŞCANI—BĂTRÎNA—FERIGI—DEALUL FĂGETEL)

PAR

G. NEACŞU, P. ZIMMERMANN, C. PARASCHIVESCU

(Résumé)

Dans la région étudiée, la Cristallin a été attribué à deux grands complexes distingués selon le degré de métamorphisme, la composition pétrographique et les relations spatiales.

Le complexe des tufs et des tuffites y est représenté par le niveau séricito-chloriteux médian, à plus de 1000 m d'épaisseur, surmonté par le niveau tufogène supérieur épais de 450 à 700 m.

Le complexe phyllitique atteint 300 à 500 m d'épaisseur et occupe la majeure partie de la région. Il repose sur le complexe tufogène et tuffitogène dont il est séparé par un horizon de roches carbonatiques.

Le Cristallin et le Sédimentaire miocène sont traversés par des corps de basaltes autant le long des failles N—S que de celles E—W, qui ont donné lieu à l'affaissement du bassin sédimentaire du Lăpușiu.

Au point de vue structural, le Cristallin constitue le flanc N d'une voûte anticlinale dont l'axe passe par Valea Țiganului—Socet—Cerbăl (2). La structure est descendante vers le N, comprenant une série de plis qui donnent lieu à de petits plis synclinaux et anticlinaux asymétriques. Au nord de la région, l'orientation de la structure change du N 70—80 E (Bătrîna) vers N—S ou même N 5—10 W (Roşcani).

Dans la région on a identifié deux phases de plissements. La première détermine l'orientation N 70—90 E de la structure et on la rencontre dans le sud de la région (Bătrîna). La deuxième phase imprime à la structure une orientation N—S mise en évidence dans le nord de la région (Roşcani). « Les axes zéro » de cette zone (N) représentent probablement les éléments structuraux du premier plissement. Les éléments structuraux des deux plissements forment un angle de 90—100°. Les accidents tectoniques sont représentés par deux systèmes importants: le premier dirigé N 10—30 W et le deuxième orienté N 80—95 E. Les failles *ac* du premier système (N 20—30 W) deviennent, dans le deuxième système de plissement, des failles presque directionnelles (Roşcani). Ce système de faille soulève en gradins les compartiments de l'est de la région. Les diagrammes microtectoniques indiquent un changement de direction des plans *ac*, du WNW—ESE dans le sud vers le NNW—SSE dans le nord, devenant *ac'*.

Dans le sud de la région, les plans ac sont presque parallèles aux axes b' du nord de la région (deuxième phase de plissement), tandis que les axes b sont à peu près parallèles aux plans ac' du nord de la region (deuxième phase de plissement). Les axes b plongent vers l'est tandis que les axes b' vers le nord.

Dans le sud de la région (Bătrîna—Grohot), le long des failles ac du premier plissement on rencontre des brèches quartzitiques cimentées par des oxydes de manganèse et de fer avec des dépôts colomorphes. Leur formation est due à la migration d'hydroxydes de mangnèse protégés par la silice sous forme colloïdale.

À la surface, les hydroxydes de manganèse à l'état colloïdal, qui ont migré de profondeur, ont rencontré d'hydroxydes de fer et ont précipité.



IMPORTANTĂ LITOGENETICĂ A ROCILOR CARBONATATE DIN EPIZONA MASIVULUI POIANA RUSCĂ¹⁾

DE

V. C. PAPIU, A. POPESCU, V. SERAFIMOVICI

Lucrarea de față continuă seria de comunicări prezentate de colectivul nostru, asupra rocilor carbonatate din epizona munților Poiana Ruscă. În cele ce urmează vom privi problema sub raportul litogenetic și, în subsidiar, sub cel stratigrafic. Redăm cu toate rezervele problema corelării cu seria șistoasă, în cadrul căreia se dezvoltă recifii metamorfozați, cum și pe cea a vîrstei acestor șisturi, deoarece, după cum am subliniat și cu altă ocazie, aceste roci nu au fost cercetate decât la limita marilor zone de roci carbonatate, iar rezultatele au fost apoi coroborate celor obținute în trecut de unul dintre autori cu ocazia cercetărilor executate în sectorul vestic al masivului între anii 1946 și 1950, iar în anii 1953—1954 în colaborare cu H. SAVU. Marea masă a seriei șistoase, a cărei cercetare a format obiectul echipei conduse de O. MAYER, cuprinde numeroase intercalări de roci carbonatate și chiar mici masive, astfel că concluziile noastre au fost trase fără studierea tuturor rocilor calcaro-dolomitice din regiune. Desigur că, la prima enunțare, pare ciudată afirmația potrivit căreia formațiunile recifale și recifogene ușor metamorfozate dau indicii mai complete asupra condițiilor de litogeneză decât cele din seriile sedimentare obișnuite. Aceasta se datorează remarcabilei accentuări a texturii primare sub efectul presiunii, în timp ce, din structura și alcătuirea chimico-mineralogică a rocilor, se pot încă perfect deduce și caracterele rocii sedimentare de origine. Coroborarea acestor elemente cu cele furnizate de alte serii cristalofiliene (în special de seria epizonală a Carpaților orientali), cum și cu datele sedimentologiei depozitelor actuale, considerăm că îndreptățește extinderea concluziilor noastre.

În cele ce urmează nu ne vom angaja în examinarea datelor bibliografice din Poiana Ruscă, subliniind doar că înainte de primul război mondial, complexului calcaro-dolomitic i-au fost atribuite cele mai variate vîrste, de la Antecambrian (Cristalin) și pînă la Cretacic. Desprindem opniile lui HALAVÁTS care, la finele secolului

¹⁾ Comunicare în ședința din 8 decembrie 1961.

trecut, consideră, într-o primă ipoteză, că formațiunea aparține Cristalinului neorizontat, pentru a-i atribui apoi vîrstă devoniană, accepțiune care a fost menținută pînă în ultimul timp. O a doua etapă este marcată de cercetările lui SCHAFARZIK (1901—1904) care admite că, în epizona masivului Poiana Ruscă, se disting o serie de filite (roci cristaline), peste care se situează calcarele și dolomitele acoperite de cuarțite și filite, alternând cu calcare dolomitice atribuite Paleozoicului neorizontat.

În 1941—1942, prof. AL. CODARCEA arată că îndințările dintre rocile carbonatate și șisturi au un caracter primar și că originea minereurilor de fier ce le însotesc, mai ales în sectorul estic, este sedimentară¹⁾. Deși natura predominant dolomitică a seriei a fost amintită și în trecut (FILIPESCU, CODARCEA), termenul neadecvat calcar sau « calcare dolomitice » a dăinuit pînă curînd. Studiul geochimic al lui M. SAVUL și V. IANOVICI (1959) arată caracterul preponderent dolomitic al acestei formațiuni.

În ceea ce ne privește, am arătat pentru prima dată caracterul recifal al formațiunii, (1953) deosebind în Cristalin trei serii stratigrafice bine distințe: seria fundamentalului (filite de Padeșu), seria cu roci carbonatate și seria superioară cu un metamorfism inferior. Am atribuit, prin comparație cu faciesurile recifale siluriene, această vîrstă seriei medii, seria inferioară fiind anteroiară, iar cea superioară eventual devoniană, și am admis că vîrsta metamorfismului este hercinică, cel puțin pentru seriile suprapuse (1960—1961).

Petrografic am distins trei complexe: carbonatat (cu întreaga gamă între calcare și dolomite), de tranziție (cuarțite dolomitice și alternanțe de calcare și filite) și șistos cu un tip blastopsamitic (cuarțite) și un tip blastopelitic (filite). Raporturile faciale dintre aceste tipuri petrografice vor fi discutate în cele ce urmează. Minereurile hematitice din seria dolomitică au fost atribuite unor depozite reziduale metamorfozate. S-a formulat ipoteza că fundamentalul recifilor ar fi fost străbătut și poate chiar format efectiv din roci eruptive bazice, generatoare actualmente de anomalii gravimetrice, corespunzînd actualelor serpentinite și diabaze slab metamorfozate întîlnite în diferite puncte ale masivului și unor amfibolite recunoscute în faciesurile mesozonale (Cincis).

Pînă la inițiativa luată de Conducerea Comitetului Geologic în anul 1958, de a carta amănuntit masivul Poiana Ruscă, zonele de roci carbonatate au fost notate pe toate hărțile cu o culoare uniformă și fără nici o diferențiere. În prezent deținem hărți în care au fost separate cu desăvîrșire toate tipurile litologice pe care le prezentăm în această lucrare (vezi harta și profilele).

Încă dinainte de anul 1950 am formulat opinia potrivit căreia avem de-a face cu o formăjune recifală cu faciesuri laterale recifogene pînă la telerecifale, arătînd

¹⁾ AL. CODARCEA Raport asupra rezervelor de minereu de fier de la Teliuc—Ghelar, din partea de E a munților Poiana Ruscă. Arh. Com. Geol., 1948.

AL. CODARCEA și N. PETRILIAN. Raport geologic asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă (reg. Teliuc—Ghelar). Arh. Com. Geol., 1942.

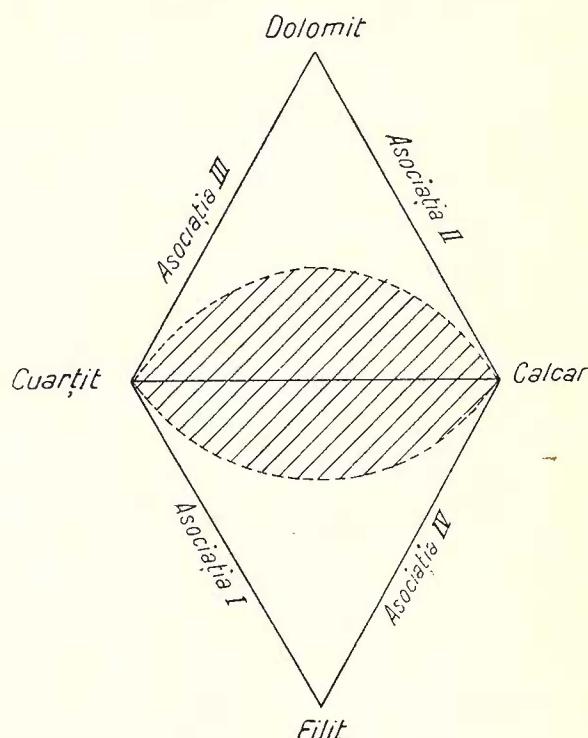


că faciesurile (corespunzînd complexelor) mixte rezultă din amestecul de material carbonatic recifogen și de materiale terigene detritice sau argiloase¹⁾.

În ultimele noastre interpretări am considerat calcarele ca faciesuri biostromice și pelagice organogene, iar carbonatitele cu chimism intermediar fie ca produse primare de amestec, fie ca produse secundare de dedolomitizare. Din nefericire nici atacarea suprafețelor lustruite cu reactivi și nici studiul secțiunilor transparente nu ne-a putut conduce la stabilirea unei ordine metasomaticice. Privirea în ansamblu a formațiunii, după cum se va arăta, și corelarea cu stilul general de interpretare a condus la anumite separări și în această direcție.

Analizele chimice au arătat existența aproape a tuturor tipurilor intermediare între termenii extremi considerați succesiv: dolomit, calcar, insolubil + Fe_2O_3 , potrivit triunghiului lui VIŞNEAKOV, a cărui nomenclatură a fost adaptată situației din Cristalin, denumind ultimul termen în mod generic: cuarțit.

Studiul micrografic a arătat însă că asociațiile intime au loc în general între calcare și filite de o parte și între cuarțite și dolomite de alta. Alternanțele la scară mare, rezultate din schimbarea condițiilor periodice locale de sedimentare au însă un caracter general la periferia masivelor de roci carbonatace. Această asociere preferențială ne permite reprezentarea grafică a seriei litologice compuse din patru termeni extremi, printr-un romb rezultat din alăturarea a două triunghiuri de amestecuri ternare, în care pe latura amestecului binar filit-calcit nu apar puncte de proiecție (vezi figura).



Grafic cu asociațiile litologice primare din care au rezultat, rocile carbonatace și cele conexe din epizona Mas. Poiana Rusca.

¹⁾ Rapoarte geologice-miiniere. Poiana Rusca. 1946—1949.

Considerații litogenetice

În cele ce urmează vom analiza semnificația litogenetică a fiecărei asociații litologice binare în parte, funcție de ocurența actuală.

I Asociația cuarțit-filit corespunde vechilor alternanțe de gresii și șisturi argiloase, cum și gresiilor cu ciment argilos, pînă la argile grezoase. Structura variază de la blastopelitică pînă la blastopsamitică, fiind reprezentată prin diferitele tipuri de roci ale seriei șistoase (filite, șisturi și cuarțite cu sericit, muscovit, uneori biotit, clorit, grafit ± albit), avînd intercalații de șisturi verzi cu clorit, actinot, epidot, albit, calcit, eventual titanit, corespunzînd unor depozite piroclastice rezultate din eruptii bazice sincrone vechiului proces de sedimentare. Facial, rocile blastopsamitice reprezintă produsul final al unei sedimentări medii pînă la microclastice (PUSTOVALOV) indicînd apropierea sursei de origine (continentul) iar tipul blastopelitic, un produs de diferențiere sedimentară argilo-microclastic, reprezentînd, atunci cînd este categoric predominant pînă la exclusiv, un depozit acumulat în larg (după cum se va vedea mai jos).

Deși acest domeniu nu formează obiectul special al lucrării noastre, el trebuie totuși abordat în mod cu totul general, găsindu-se în legătură indisolubilă cu rocile carbonatace.

În seria fundamentalui (seria filitelor de Padeșu), rocile prezintă un grad mai avansat de metamorfism, fiind puternic contorsionate și gofrate și ajungînd pînă la adevărate șisturi muscovitice. Se poate afirma că gradul de metamorfism nu este cu mult mai ridicat, ci că stadiul de încrîptire intimă este mult mai intens, indicînd probabil mai multe faze de orogeneză străbătute. În acest complex nu apar în genere roci carbonatace, fiind caracterizat prin cantități mari de cuarțite pînă la șisturi cuarțitice de culoare cenușie și mai ales neagră (grafitice), alături de filite și șisturi sericitice și cloritice.

Seria șistoasă sincronă dolomitelor participă la îndințarea facială recunoscută de AL. CODARCEA și are aceeași vîrstă cu complexul carbonatat (seria detritogenă). În această serie variația facială este foarte mare, remarcîndu-se toată gama citată mai sus, cum și șisturile verzi pirolastogene ce dovedesc o activitate vulcanică concomitentă recifogenezei. Uneori trecerea la seria subjacentă pare a se face treptat. În genere însă, caracterul plan șistos cu unele gofrări locale și apariția faciesurilor de șisturi verzi îl separă de precedentul. Semnificația acestor roci în interiorul masivelor carbonatace poate fi legată fie de vechi canale în masa recifală, fie de deplasări tectonice. Caracterul filitic din partea de W a barierei Hunedoara—Runcu Mare arată o zonă de larg în acest sector, în contrast cu partea sa estică și centrală unde țărmul pare a fi fost apropiat, caracterizat de o sedimentare mai grosieră arenitică. Cuarțitele negre sunt caracteristice în acest domeniu.

În fine, în seria superioară, înglobată de noi în trecut, împreună cu precedentele, tot în grupa « seriei detritogene », se deosebesc mai ales cuarțite albe și filite slab metamorfozate, aproape șisturi argiloase. Este remarcabilă prezența cuarțitelor albe



(tip Ceișor) pe culmile și pe principalele platouri dintre Hunedoara și Sohodol și înlocuirea lor cu filite și șisturi cloritice în sectorul vestic, peste recifii dintre Poeni și Luncani. Aceasta dovedește o sedimentare macroclastică-psamitică în primul sector și o sedimentare pelitică în al doilea, datorată unei scufundări treptate a fundului, în această parte, după încreșterea condițiilor de recifogenează.

Dacă între cele două serii superioare este o discordanță netă nu se poate spune cu certitudine. În genere, lucrul pare foarte probabil, dar, după cum se va arăta, tectonica a fost complicată de numeroase faze orogene și mai ales de mișcarea diapiră a dolomitelor masive.

II. Asociația dolomit—calcit formează de fapt obiectul acestei lucrări. Chimismul, textura și culoarea rocilor a fost, după cum am arătat în trecut, criteriu pe baza căruia am separat vechile faciesuri recifale și recifogene. Dintron tablou ce a însoțit ultima noastră lucrare (1961) reiese net că faciesurile masive pînă la orientate sănt întotdeauna de culoare deschisă și că, cu cât textura este mai stratificată pînă la șistoasă, culoarea se închide, șisturile negre putind fi atît dolomitice cît și calcitice. Culoarea albă este păstrată de calcarele zaharoide în bancuri groase și de șisturi calcaroase adeseori cu sericit, dolomitele șistoase neavînd niciodată această culoare și neparticipînd la micro-alternanțe cu filite.

Am tras concluzia că sursa de magneziu este legată de faciesurile masive, difuzînd în jurul acestora în faciesurile stratificate și șistoase.

În lumina celor expuse mai sus, s-au putut distinge trei tipuri litogenetice corespunzînd chimico-mineralogic la trei subtipuri bine definite: dolomitic, calcaros și mixt.

Tipul dolomitic. Pe această linie am considerat că faciesurile masive și orientate de culoare albă, totdeauna dolomitice, corespund vechilor recifi dezvoltăți în medii net aerobe, dolomitizate primar sau penecontemporan, preponderent pe baza magneziului fixat de organisme. Faciesurile orientate dolomitice rezultă din depozitele sub-recifale macroclastice pînă la psamitice, amestecate cu material carbonatat aleuritic și chiar pelitic, produs de activitatea organismelor perforante.

Suprafață mare de reacție a acestor depozite a permis schimburi metasomaticice în masa sedimentelor în care s-au creat medii anaerobe, bogate în substanță organică fixată adsorbтив, ce corespunde, în stadiul actual, pigmentului grafitic. Culoarea, ca și gradul de dolomitizare, au fost impuse de variația redoxipotențialului din sedimentul de origine, aflat la discreția curentilor și difuziunii oxigenului adus în anumite momente în masa sedimentului.

Aceste considerente sănt cu atît mai valabile pentru faciesurile pelitice telerecifale, în care materia organică a fost intens reținută, astfel că rocile cenușii sănt rare, iar cele albe lipsesc cu desăvîrșire. Aceeași observație se va face și pentru șisturile calcaroase, cu excepția că aceste roci pot avea uneori și culoarea albă legată de zonele



de larg, puternic oxigenate, în care s-au acumulat mîlurile pelagice pe seama cărora admitem că au luat naștere. Rezultă de aici și faptul că prezența mîlurilor dolomitice este impusă de medii alcaline și reducătoare de tipul celor din lagunele actualilor atoli, analoge calcarelor litografice cu substanță organică recunoscute în jurul recifilor portlandieni și neocomieni (cantitatea de magneziu a fost superioară în Silurian celei din Mesozoic).

Independența dintre culoare și gradul de dolomitizare, ca și legătura strânsă dintre culoare și textură arată în mod remarcabil caracterul primar al dolomitului. Organismele cu conținuturi mari de magneziu au impus acest caracter faciesurilor biohermice a căror dezvoltare era condiționată de un mediu oxidant și din care, pînă la urmă substanța organică a fost îndepărtată. În mîluri (culoare neagră) ea a fost reținută prin activitatea de suprafață a particulelor fine. Culoarea cenușie este specifică faciesurilor stratificate cu un conținut subordonat de materie organică față de mîluri dar superior celor din faciesurile masive. Este evident că, în intimitatea acestor mîluri, au avut loc procese chimice care, în cazul cînd cantitatea de substanță organică nu era suficientă, puteau pierde magneziul prin disoluție.

O excepție citată și în trecut este reprezentată de masivul de dolomit negru (!) de la Runcu Mare, cartat de C. DIACONIȚĂ-ANDREI, lipsit de faciesuri orientate și stratificate adiacente, care apare în plină masă de filite. Admitem că avem de-a face cu un vechi recif înămolit de tipul celor cîtați din fazele cuaternare ale Masivului Mediteranean de PICARD (din BLANC și col. 1959). Mișcări diapire l-au deplasat poate și mai mult aducîndu-l în poziția actuală, adică în centrul unei zone de filite. Prezența unor mici masive dolomitice în masele calcaroase din regiunea Runc—Sohodol ar corespunde unor minusculle insule recifale înconjurate de sedimente calcaroase, cu denivelări mari asemeni insulelor recifale actuale din Oceanul Pacific, fixate pe cratere vulcanice, în jurul cărora apar denivelări și fose profunde. Asupra acestei cheștiuni vom reveni mai jos.

În concluzie, faciesul dolomitic pur corespunde faciesului biohermic (masiv-orientat), subrecifal (stratificat) și telerecifal (sistros).

Tipul calcaros (curat) are la rîndul său două aspecte litologice. Primul, cu faciesul biostromic, este reprezentat prin bancurile groase de marmure ce apar în plină zonă de dolomite, slab metamorfozate, sau de șisturi corespunzînd, în accepțiunea noastră, unor vechi depozite encrinitice (de echinizi și crinoizi) atât de frecventă în faciesurile neritice ale Silurianului și Ordovicianului. Cel de al doilea, reprezentat prin șisturi calcaroase, ar corespunde depozitelor preponderent pelagice ce se dezvoltau spre larg, în zonele exterioare recifilor. Astfel de roci apar mai ales în partea vestică și nordică a barierei Hunedoara, Runcu Mare. Prin apariția sericitului ele fac trecerea spre complexul de tranziție.

Tipul mixt rezultă fie din asociații primare de material calcaros și dolomitic, fie din procese metasomaticice, potrivit următoarei scheme:



1. Asociații primare și dolomitizări:

- a) depozite mixte detritice calcaro-dolomitice,
 - b) depozite mixte de tipul bahamitelor devoniene,
 - c) blocuri dolomitice însedimentate în encrinite sau colonii izolate de dimensiuni reduse (?),
 - d) microalternanțe sau biosome.
2. Procese metasomaticice de dedolomitizare.

Asociații primare și dolomitizări. Depozitele mixte detrito-carbonatice corespund unui amestec de material psamitic recifal (dolomitic) și calcaros planktonic sau bentonic, a căror structură a fost ștearsă apoi de metamorfoză. Relicte spătice de tipul entrocelor și forme circulare ce pot reprezenta fie resturi de radiolari, fie foraminifere mai robuste, au fost recunoscute la microscop în calcare și dolomite calcaroase, dovedind astfel că dolomitizarea nu este un proces strict metasomatic (care ar fi șters această structură), ci că are o origine în bună parte primară. Este foarte posibil ca în parte să se fi acumulat și sub forma bahamitelor devoniene (BEALLS 1956, 1958), în care materialul magnezian a provenit din aglutanarea particulelor fine în suspensie, depuse și cimentate apoi prin calcit. Epigeneza și metamorfismul au șters aceste structuri primare, conducînd la formele recristalizate actuale. Aureolele calcaroase din jurul micilor recifi citați ar învedera tocmai atare amestecuri primare.

Blocuri dolomitice însedimentate. În regiunea fabricii de sticlă Tomești, au fost întâlnite, în calcarele zaharoide de culoare albă, blocuri dolomitice granulare, de tipul dolomitelor masive în jurul cărora se dezvoltă aceste calcare. Am admis că aceste roci rezultă din desprinderea blocurilor dolomitice de pe flancurile biohermelor urmată de înglobarea lor în masa encrinitică în curs de acumulare. Un caz analog a fost citat de MARLIÈRE (1960) din creta care înconjoară reciful campanian de la Vigny. Nu este exclus ca atare « blocuri » să reprezinte, în unele cazuri, mici colonii de organisme calcaroase (Stromatoporide) desvoltate în apropierea imediată a recifilor, fapt citat și din recifii silurieni ai insulei Gothland (RUTTEN 1958).

Microalternanțe sau biosome. Unul dintre argumentele cele mai serioase pentru susținerea originii primare a dolomitelor este recunoașterea alternanțelor, cu calcare mai ales la scară milimetrică sau submilimetrică, (aplicat și de SANDER în 1936). Atare alternanțe se recunosc, între altele, pe Valea Mare (Boș) și în cariera Tulea (lîngă Hunedoara). În ultimul caz alternează bancuri centi și decimetrice de dolomit cenușiu cu șisturi calcaroase albe, uneori sericitice. Explicația rezidă fie în curenti locali temporari care înlocuiau materialul recifogen cu cel orogeno-calcaros pelitic, fie (mai puțin probabil), în mișcări de basculare care aduceau periodic condiții de larg, aerobe, cu acumulare de material calcaros pelagic, asociate cu aporturi sincrone de argilă (din care a rezultat sericit).

Procese metasomatice de dedolomitizare. Este destul de greu să precizăm cu sorți de certitudinea într-o serie atât de heterogenă și de variată, ce aparține dolomitizării și ce aparține pierderilor ulterioare de magneziu. Zonele dedolomitizate apar în masivele de roci carbonatace legate de veniri ulterioare hidrotermale, în apropierea accidentelor tectonice. Astfel de procese pot fi deduse din modul sinuos în care variază caracterul dolomitic din masivul de la Leleșe—Cerișor, fapt ce poate fi pus în legătură cu efectele hidrotermale care au condus la formarea zăcămintelor talcifere.

III. Asociația dolomit—cuarțit. Între dolomit și cuarț amestecul poate fi impus de trei cauze:

Asociații primare rezultând din sedimentare inițială, în care materialul recifogen dolomitic se amestecă cu nisipuri terigene conducând la autocimentări și trecând prin stadiul de gresii dolomitice. Astfel de roci se cartează greu apărând mai mult în alternanțele de la periferia masivelor dolomitice sub formă de dolomite cuarțitice pînă la cuarțite dolomitice.

Vechi accidente silicioase, alcătuind intercalații groase pînă la 10 cm cu aspect cornos în masa dolomitelor, orientate sau stratificate. Amintesc perfect tipurile denumite chaille de către CAYEUX și s-au recunoscut destul de frecvent în bariera de Hunedoara (Valea Govăjdiei, Valea Zlaștilor, etc.).

Aporturi hidrotermale cantonate pe fisuri și pe planurile de šistozitate. Avem de a face cu un cuarț hialin pînă la calcedonie, asociat adeseori cu pirit. Pe traseul acestor vine de silice recristalizează calcitul, trecându-se adesea de la situația concordanță, între šisturi, la cea filoniană. Atare silicificari se întâlnesc și în calcare, fiind legate de aporturi juvenile ulterioare.

IV. Asociația calcar—filit apare mai ales în vechile zonede larg în care materialul fin se acumula posibil sub influența unor curenti de turbulență, generați de alunecări pe pantele de pe flancurile recifilor sau de erupții submarine și adeseori, chiar în zonele în care sedimentarea argilo-microclastică a avut un caracter subordonat, de șelf. Este caracteristică mai cu seamă succesiunea din sectorul vestic al barierei de Hunedoara unde seria calcaroasă trece la cea filitică.

În microalternanțe, alături de calcit, apar o seamă de minerale de metamorfism (sericit, clorit, biotit, muscovit, grafit, epidot, actinot, etc.). În cazul alternanței de calcar marmoreene și de šisturi verzi de la fabrica Tomești, admitem că aporturi piroclastice aveau loc sincron cu depunerea materialului encrinitic de pe flancurile insulei vulcanice (?) recifale de la nord de Luncani.

Transpusă în triunghiuri lui Vișneakov, complexul terigen se situează spre vîrful cu substanțe insolubile, cel intermediar, în porțiunea sa mijlocie iar cele două tipuri carbonatace, pe latura bazală, cele două colțuri corespunzînd macrofaciesurilor menționate mai sus: între ele se interpun faciesurile mixte primare. (PAPIU și colab. 1961)



Considerații stratigrafice și raporturile dintre serii

Abordând problema atât de actuală a vîrstei formațiunilor metamorfozate de la noi, păstrăm de la început toate rezervele asupra raporturilor dintre seriile șistoase care cum s-a arătat au făcut obiectul altor cercetători. Vom lua ca orizont-reper seria cu roci carbonatace, singura care poate fi analogată cu cea ce cunoaștem din domeniul sedimentarului nemetamorfozat și vom căuta să o încadrăm în coloana stratigrafică legind-o de mișcările tectonice care au modificat-o. Cum fazele orogenetice s-au suprapus în o serie de etape, la timpuri diferite, această descifrare ne apare dificilă și laborioasă.

Considerăm evident faptul că filitele de Padeșu reprezintă « seria fundamentului » peste care s-au depus recifii și formațiunile sincrone lor. Există patru posibilități de raporturi între două serii: continuitate de sedimentare (concordanță), discordanță simplă, discordanță unghiulară, transgresiune peste un fundament metamorfozat.

Dintre aceste patru posibilități considerăm că raporturile dintre seria fundamentului (I) și cea medie (II) au corespuns ultimei situații, seria I fiind cutată și poate ușor metamorfozată înainte de transgresiunea seriei cu dolomite. Fracturi profunde, anterioare orogenezei care a determinat principalul metamorfism, au putut aduce cele două serii la același nivel geometric, astfel că, metamorfismul principal le-a afectat în același timp și în mod mai mult sau mai puțin analog, astfel încât separarea netă între cele două complexe șistoase — în lipsa orizontului carbonatat — devine dificilă, uneori imposibilă.

Raporturile între seria II (cu roci carbonatace) și seria superioară (III) marchează uneori o slabă discordanță unghiulară care alteori, cum ar fi pe platoul Ceișorului, pare chiar că lipsește. Această serie păstrează în genere inversiunile de relief având poziții sinclinale, pe elevațiuni, asemenei rocilor sedimentare normale. Ea a fost metamorfozată sincron cu seria subjacentă, carbonatată.

Pentru a stabili vîrsta seriilor și funcție de ea vîrsta metamorfismului, am plecat de la remarcabila asemănare cu recifii gothlandieni (silurieni) din R.S.S. Estonă și din Insula Gothland, cum și cu recifii niagarieni (Silurian mediu) cunoscuți sub denumirea de « dolomite de Racine », cu care îi aseamănă atât ocurența cât și chismul. Prezența pe flancurile lor a minereurilor de fier (sideroze și hematite) din seria șistoasă ne conduce de asemenei spre vîrsta siluriană asemenei hematitelor și sideritelor de Brassfield (Kentucky) și hematitelor de Clinton (regiunea apalașiană). Nu negăm existența minereurilor de fier și recifilor ordovicieni și nu excludem această vîrstă. Nu excludem de altfel nici posibilitatea vîrstei devoniene, formăjune ce conține recifi de geosinclinal (LECONTE, 1958). Plecînd pentru un moment de la considerația vîrstei siluriene, am admis că formațiunea subjacentă este mai veche: ordoviciană (?), cambriană sau precambriană și că seria superioară este mai



recentă, cel puțin devoniană sau carboniferă inferioară. Seria fundamentalui a fost cutată în mișcări antesimaluriene, asintice (salairice sau vermontiene) sau cel mult taconice (caledoniene vechi), dacă le atribuim vîrstă ordoviciană (ceea ce se poate face numai cu unele rezerve). Discondanța dintre această serie și cea superioară ar fi fost determinată de o fază caledoniană nouă (ardeniică sau erică) iar metamorfismul, legat de mișcări și mai noi, hercinice (post-devoniene).

În lumina acestor date, ne permitem să generalizăm observațiile asupra formațiunilor asemănătoare pînă la identitate din Carpații orientali, în serie găsindu-se deopotrivă lentile de sideroză și de ankerit. Determinările de vîrstă absolută făcute cu metoda argonului de M. FILIPESCU (1961) au condus la vîrstă hercinică a metamorfismului gnaiselor de Cozia, de Rarău și din Munții Apuseni (Drocea). Cum ultimul caz a fost confirmat de lucrările cercetătorilor sovietici și cum rezultatele lui M. FILIPESCU au fost verificate în cazul glauconitelor cenomaniene din Dobrogea, înclinăm să considerăm determinările acestui autor ca un argument în plus în sprijinul afirmației noastre. Gnaisul de Cozia provine din domeniul getic, ca și seria dolomitica asupra căreia am tras noi aceste concluzii. Extinzînd considerațiile expuse asupra Cristalinului Carpaților orientali, vîrsta gnaisului de Rarău ne apare de asemenei conformă cu concluziile noastre. De altfel, în același sens pledează numeroasele rezultate obținute de KANTOR la Bratislava pentru Carpații mici și occidentali, grantele de Mecec din R. P. Ungară, din regiuni mai apropiate de noi etc., cum și cu unele rezultate comunicate de Acad. SEMENENKO (1961).

Evoluția paleogeografică și tectonică

Într-o lucrare recentă (depusă la Congresul Carpato Balcanic) am examinat larg evoluția paleogeografică și tectonică a regiunii citate.

Seria cu roci carbonatate corespunde unor depozite heterogene ce se dezvoltau în mare probabilitate siluriană, avînd două surse principale: o sursă terigenă și o sursă organogenă, cărora li se adăuga un al treilea tip cu caracter cu totul discontinuu: sursa piroclastică. Într-o mare parte ale cărei țărmuri nu pot fi precizate, fiind acoperite de sedimentele recente din nord și vest, fie depășite tectonic de mesozonă, în sud, fie că metamorfismul a șters deosebirile primare, se realizau condiții de recifogeneză în două zone mai importante amplasate pe bariera de Hunedoara în E și pe cea dintre Luncani și Poieni, în W. Fundul mării era constituit din seria de Padeș care alcătuia și creasta despărțitoare dintre un bazin nordic și unul meridional, în sectorul vestic. Barierele se fixaseră pe reliefuri accentuate ale fundului, orientate E—W în zona estică și E—W combinat cu N—S în cea vestică. Cele două bariere erau înconjurate de arhipelagul de insule pe care se dezvoltau recifi de tipul matur al lui RAVICHVICI (1960). Pe fundul acestor mări aveau loc erupții bazice care alcătuiau insulele suport



SCHEMĂ LITOGENETICĂ A ROCILOR CARBONATATE DIN M. POIANA RUSCĂ

The figure is a geological cross-section diagram. The vertical axis on the left lists lithological units: *Tip petrografic*, *f*, *f-c*, *c*, *c-dc*, *sistos*, *sistos p/a stratificat*, *stratificat*, *orientat*, *masiv*, *orientat*, *stratificat*, and *stratificat p/a sistos*. The horizontal axis at the bottom is labeled *Dolomitic (D)*. The diagram is divided into three main zones:

- A I**: Labeled *Recifal*, it shows a series of alternating light-colored layers (likely dolomite) and dark layers (likely shale or mudstone). A dashed line labeled μ is drawn through this zone.
- A II**: Labeled *Subrecifal*, it shows a more complex pattern of layers, some with wavy or irregular boundaries. A dashed line labeled λ is drawn through this zone.
- A III**: Labeled *Sabkha*, it shows a series of parallel, slightly tilted layers with a distinct zigzag or wavy pattern.

Annotations on the right side of the diagram include:

- Alternants metrice* (*mai rare*)
- Telerecifal*
- Subrecifal*
- Recifal*
- Subrecifal*
- Telerecifal*

Legend at the bottom right:

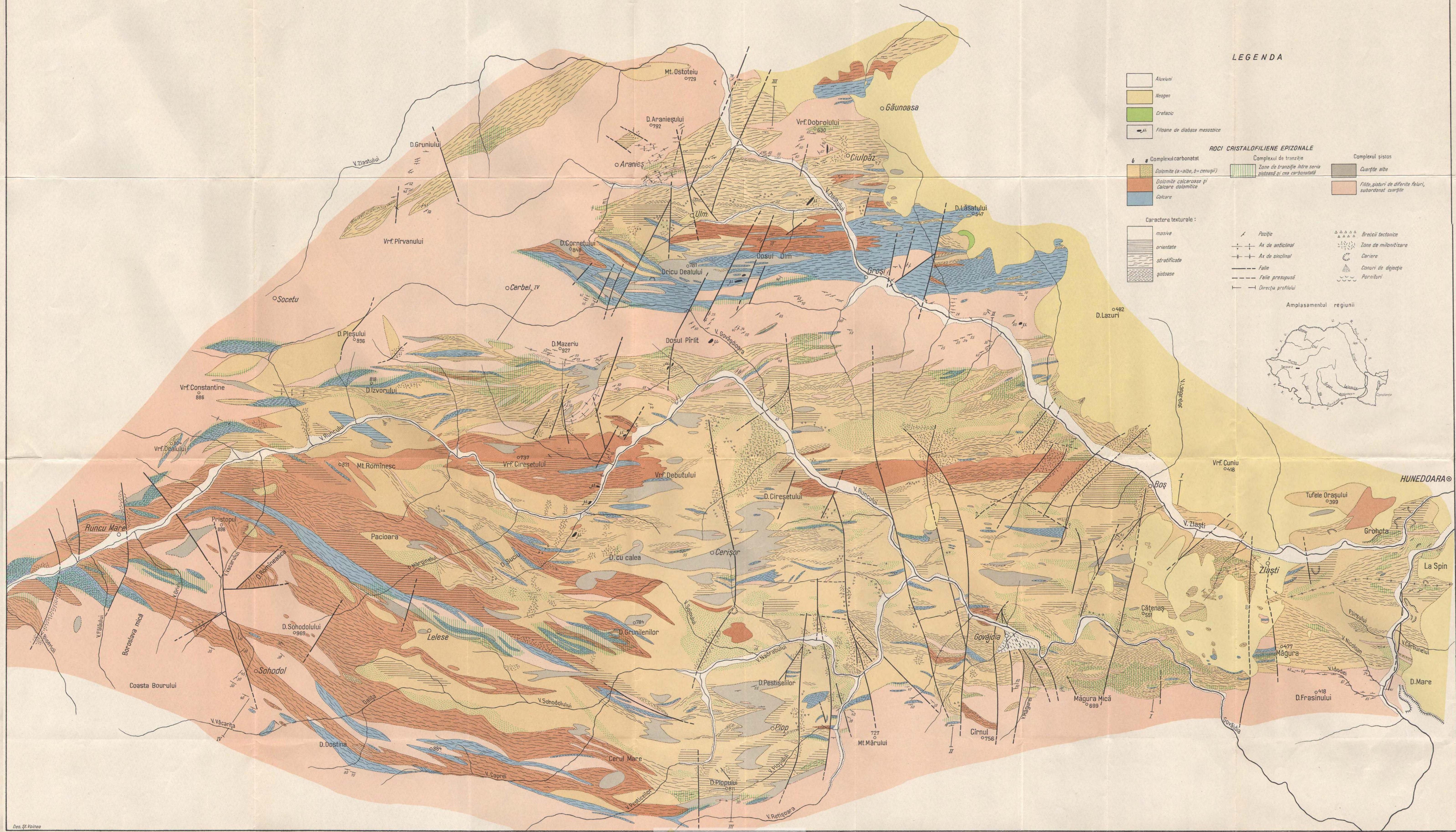
- f* = flint
- q* = cuestifit
- D* = dolomit
- c* = calcarenous

f = fyllit
Q = cuarfit
D = dolomit
C = calcar
A = diabasz
 I-IV = assz

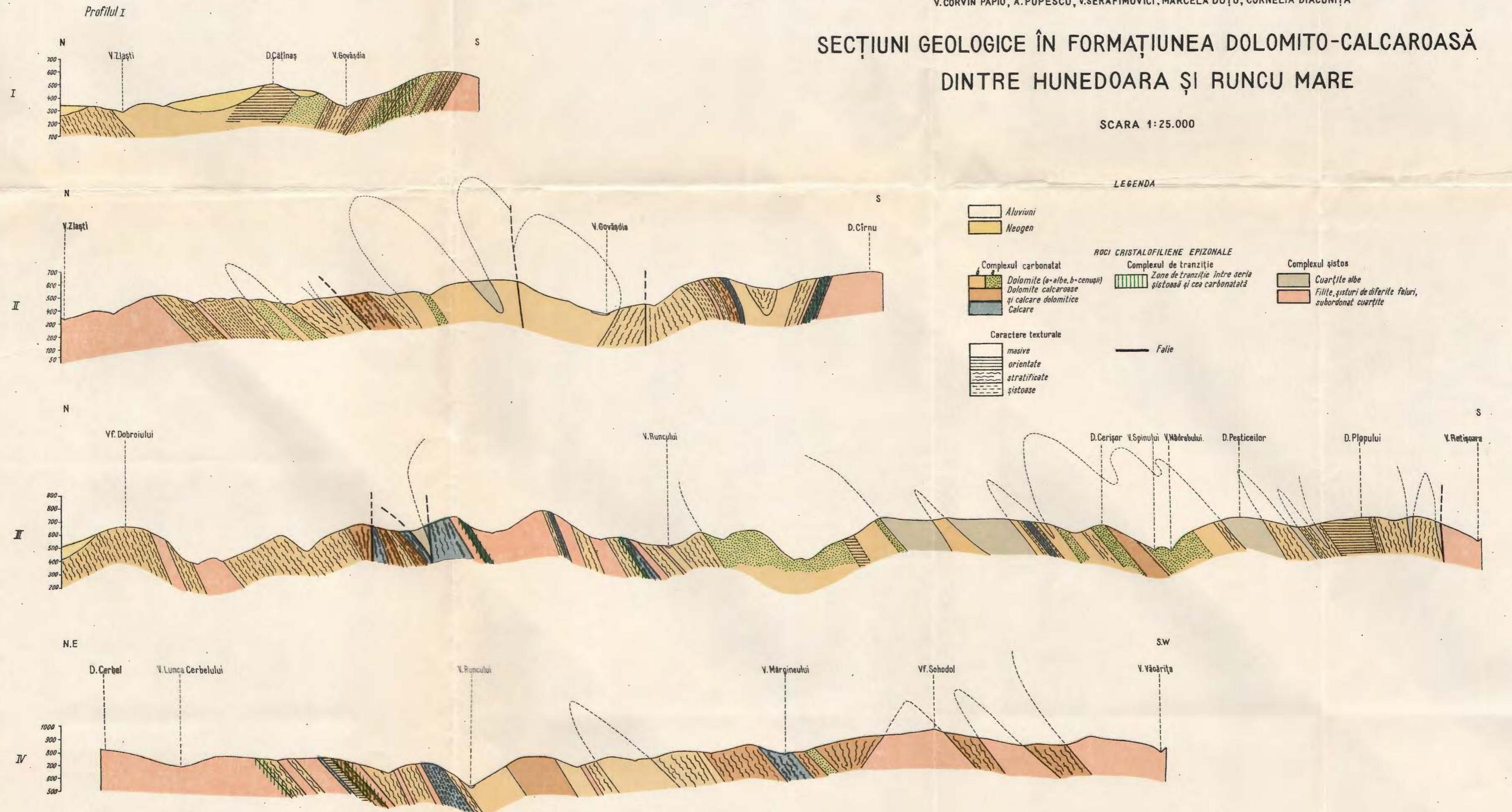
V. CORVIN PAPIU, ANTON POPESCU, VASILE SERAFIMOVICI, MARCELA DUȚU ȘI CORNELIA DIACONIT

HARTA GEOLOGICĂ A FORMAȚIUNII DOLOMITO-CALCAROASE DINTRE HUNEDOARA ȘI RUNCU MARE

0 250 500 750



V. CORVIN PAPIU, A. POPESCU, V. SERAFIMOVICI, MARCELA DUTU, CORNELIA DIACONIȚA



al recifilor și chiar reliefuri de fund analogabile cu situațiile cunoscute astăzi din mările cu recifi.

Spre vest de Runcu Mare—Sohodol, adîncimile se accentuau și se trecea la o sedimentare calcaroasă și apoi argilo-microclastică pînă în zona vestică unde regimul de barieră se manifesta din nou pentru a dispărea spre vest, după o mică revenire (la sud de Gladna Romînă). Spre vest se întindea în continuare domeniul uniform reprezentat prin zona de la sud și vest de Gladna, străpunsă mai tîrziu de mase mari banatitice.

Depozitele recifogene se îmbinău cu cele calcaroase biostromice și pelagice și cu cele terigene, cu formarea de sedimente mixte a căror evoluție ulterioară a condus, la varietatea facială pe care o întîlnim astăzi. În zona estică aporturi mari de fier, continental sau vulcanogen se fixează sub formă de minerale proprii potrivit mediului: oxizi în faciesurile terigene, siderite în cele recifogene. Sulfuretum-urile autentice nu se realizează, astfel că pirita din serie nu este decît cea juvenilă.

Către finele Silurianului condițiile de recifogeneză se schimbă treptat. În unele sectoare au loc exondări următe de acumulări reziduale de oxizi de fier, în altele sedimentarea pare a fi fost mai mult sau mai puțin continuă. Odată cu Devonianul apele se adîncesc spre vest, depunîndu-se sedimente fine (filite), în timp ce spre est se crează condiții de sedimentare terigenă detritică, cu medii oxigenate, reflectată în cuartitele albe. Cutările hercinice aduc exondarea și metamorfozarea întregii serii.

Diferența de competență dintre dolomite și șisturi conduce la cutări disarmonice. Rocile masive se deplasează asemeni unor sîmburi diapiri, luînd adesea contact cu formațiunile superioare și marcând zone anticlinale de întinderi mari.

Mișcarea diferențială continuă și în fazele orogene mai noi. Aporturi juvenile produc unele mineralizări și procese metasomaticice de tipul talcului de la Cerișor. Manifestări eruptive au loc în Jurasic-Cretacic (diabaze), Cretacic superior (banatite) și Neogen (andezite). Tectonica recentă are un caracter casant, cu falii orientate în genere NE—SW față de direcția E—W caracteristică seriei cristaline.

BIBLIOGRAFIE

- BEALES F. W. Conditions of deposition og Palliser (devonian) Limestone of Southwestern Alberta. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* vol. 40, 1956.
- BEALES F. W. Ancient sediments of Bahaman type. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, vol. 42, 1958.
- BLANC J. J., PERES J. M., PICARD J. Coraux profonds et thanatocénoses quaternaires en Méditerranée. *Coll. Ind. Centr. Inst. Rech. Scient.*, LXXXIII, La topographie et la géologie des profondeurs océaniques. Nice-Villefrence, 1958.
- FILIPESCU M. G. Zăcămîntul de talc de la Cerișor (jud. Hunedoara). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV, (1926—1927), București 1930.

- FILIPESCU M. N. Metoda și aparatura pentru extractia și dozarea cromatografică a argonului din roci, în vederea stabilirii vîrstei absolute a rocilor. *Asoc. Carpato-Balcanică Congr. V.*, București 1961.
- HALAVÁTS J. Über den geologische Bau der Umgebung von Vajda—Hunyad. *Jahresber. kgl. ung. geol. A. f.* 1902, Budapest 1904.
- KANTOR JAN. Contribuții la cercetarea geocronologică a Carpaților occidentali. *Asoc. Carpato-Balcanică Congr. V.* București 1961.
- LECOMPTE M. Les récifs paléozoïques en Belgique. *Geol. Rundschau*, Bd. 47, H. 1, 1958.
- MARLIÉRE R. La subsidence du récif campanien de Vigny. *Mém. Soc. Géol. France*, nr. 89, nouv. série, XXXIX, 1960.
- PAPIU V. CORVIN. Cercetări geologice pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952—1953), București, 1956.
- PAPIU V. CORVIN, POPESCU A., SERAFIMOVICI V., DUȚU M., DIACONIȚĂ C. Cercetări geologice și petrografice în Masivul Dolomitelor de Hunedoara. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960).
- PAPIU V. CORVIN, POPESCU A., SERAFIMOVICI V. Considerații petrogenetice asupra rocilor carbonatați epizonale din Masivul Poiana Ruscă. *Asoc. Carpato-Balcanică, Congr. V.*, București 1961.
- RAVICOVICI A. Recifii și rolul mișcărilor tectonice în formarea lor. (traducere Inst. Geologic) *Biul. «M.O.I.P.» osd Gheol.* nr. 1, 1960.
- RUHN L. B. Osnovы литологии. Moskova—Leningrad 1953.
- RUTTEN M. G. Detailuntersuchungen an gotlandischen Riffen. *Geol. Rundschau*, Bd. 47, H 1, 1958.
- SAVUL M. și IANOVICI V. Chimismul rocilor dolomitive de la Hunedoara. *Stud. Cerc. Acad. R.P.R. Secț. Geol.-Geogr.* IV, 1, București 1959.
- SCHAFARZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Romangladna. *Jahresber. kgl. ung. geol. A. f.* 1902, Budapest 1904.
- SEmenenko N. P., Tkaciuk L. G., Ladijenskii N. R., Kotlovskaia. Vîrsta absolută a formațiunilor geologice din Carpații orientali ai Ucrainei. *Asoc. Carpato-Balcanică. Congr. V.* București 1961.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭПИЗОНАЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД МАССИВА ПОЯНА РУСКЭ

В. К. ПАПИУ, А. ПОПЕСКУ, В. СЕРАФИМОВИЧ

(Краткое содержание)

В настоящей работе авторы исследуют, с литологической точки зрения, вопрос карбонатных эпизональных пород массива Пояна Рускэ, прийдя к заключению, что эта серия отражает, в первую очередь, особенности первичной седиментации и во вторых — последующие метасоматические эффекты. Четыре главных компонента принимают участие в их образовании, а из их ассоциации образовались срединные признанные типы. Литологические крайние разновидности принадлежат следующим типам: доломиту, известняку кварциту, филлиту-слюдосланцам.



В составе пород первичные ассоциации кальцит-кварц и доломит-филлит встречаются очень редко. Они могут быть выявлены довольно часто на метрической шкале. Смесь кальцит-доломит соответствует карбонатной серии, при наличии всех срединных разновидностей. Доломитовые фации объясняются наличием биогермовой и рифовой природ формаций, в то время как известняковые фации соответствуют некоторым древним биостромам (современным мраморам и сахаровидным известнякам) или некоторым пелагическим отложениям.

На основании соотношений между породами карбонатного комплекса, были выделены окраинная доломитовая макрофация и известняковая органогенная макрофация. Первичные смеси псаммита—известнякового типа, или бахамитового типа, ведут к образованию срединных пород, в то время как доломитоизвестняковые микрочередования (отмели) представляют первичные отложения, случайно, под влиянием некоторых микропотоков мутности.

Были выявлены доломитовые блоки в массе известняков, представляющие — либо оторванные блоки с рифовых крыльев — либо древние малые колонии, строматопороидей развивающихся в непосредственной близости известняки и мраморы, по утверждению авторов, представляют древние криноидные отложения, в массе которых могли обрушится блоки или разиться соответствующие малые колонии.

Переходной комплекс является либо из смеси доломит-кварца, либо из микрочередования известняков — филлитов, пелагических образований мутности, или чередование — между пирокластическими и органогенными отложениями. Процессы дедоломитизации имеют второстепенное значение, будучи связаны с последующими гидротермальными привносами.

Смесь филлит-кварцит характеризует сланцевую серию, соответствующую некоторым глинистообломочным отложениям (детритогенная серия).

Доломитизационные процессы начинаются в первичном отложении и продолжаются, в некоторых случаях, в диагенетическом и, возможно, в метаморфизме. Известняково-доломитовое микрочередование и признанные органические остатки свидетельствуют о первичном происхождении доломитизации. Иногда выявляются вторичные процессы дедоломитизации, приписываемые некоторым гидротермальным выступлениям.

Принимая во внимание, что серия карбонатных пород и с синхронными сланцами (11 групп.) является опорным горизонтом в Массиве Пояна Рускэ, авторы установили наличие некоторой серии фундамента (филлиты Падеш, или низшую 1 групп.), а высшую серию (111 групп.) предпочтительно кварцевую — в области Хунедоара—Соходол и ассоциированную филлитовую в области Лункан—Томешть (детритогенная серия). Возраст был выделен в зависимости от (возраста) средней величины, которой считается силурийский

период (без того что бы был исключен девон). Таким образом, первая серия была выявлена как антесилурийская, не имея возможности установить точный возраст, а верхняя толща — девонская, или более новая.

Авторы допускают, что метаморфизм серии произошел в герцинских движениях, согласно с определениями абсолютного возраста, проведенными в кристаллическом Массиве Южных Карпат, Восточных Карпат, Гор Апусень и Северных Карпат.

Несогласие между нижней и верхней сериями, связано с ассинтической складчатостью, или самое большее с последней фазой каледонской складчатости (арденитовой или эрикитовой).

Заключение распространяется и на Восточные Карпаты, где сходство между кристаллическими сериями в эпизональной фации с сериями Пояна Рукэ — очень значительно, выявляя аналогию в седиментационной фазе между указанными карпатскими областями.

L'IMPORTANCE LITHOLOGIQUE DES ROCHES CARBONATÉES D'ÉPIZONE DANS LE MASSIF DE POIANA RUSCĂ

PAR

V. CORVIN PAPIU, A. POPESCU, V. SERAFIMOVICI

(Résumé)

Le travail considère du point de vue lithologique le problème des roches carbonatées d'épizone du massif de Poiana Ruscă et aboutit à la conclusion que la série reflète premièrement les caractères des sédiments primaires et en second lieu les effets métasomatiques ultérieurs. Quatre composants principaux participent à sa constitution; de leur association résultent des types intermédiaires déjà connus. Les termes lithologiques extrêmes appartiennent à des types tels que: la dolomie, le calcaire, le quartzite, les phyllites-micaschistes.

Les associations primaires calcite-quartz et dolomie-phyllite sont très rares dans les roches. Souvent on les reconnaît à l'échelle métrique. L'association calcite-dolomie correspond à la série carbonatée, ayant tous les termes intermédiaires. Les faciès dolomitiques sont de nature biohermique et récifogène tandis que les faciès calcaires correspondent à des anciens biostromes (actuellement marbres et calcaires saccharoïdes), ou à des dépôts pélagiques.

Suivant les relations entre les roches du complexe carbonaté les auteurs ont séparé un macrofaciès de barrière dolomitique et un macrofaciès organogène calcaire.



Les associations primaires de type psammitique-calcaire ou bahamitique donnent lieu à des roches intermédiaires, tandis que les microalternances dolomito-calcaires (biosomes) représentent des dépôts primaires, éventuellement sous l'influence des courants de turbidité. Dans la masse des calcaires ont été identifiés des blocs dolomitiques provenus soit des flancs des récifs soit des anciennes petites colonies de Stromatoporoidés qui se développaient dans le voisinage immédiat des récifs. Les calcaires saccharoïdes et les marbres représenteraient des anciens dépôts à Encrinites, dans la masse desquels se sont écroulés des blocs ou se sont développées de pareilles petites colonies. Le complexe de transition résulte soit de l'association dolomie-quartz soit de la microalernance calcaires-phyllites, produits pélagiques de turbulence ou des alternances de pyroclastites et de dépôts organogènes. Les processus de dédolomitisation accusent un caractère secondaire, en fonction des apports hydrothermaux ultérieurs. L'association phyllite-quartzite est caractéristique pour la série schisteuse, correspondant aux dépôts argilo-détritiques (série détritogène). Les processus de dolomitisation commencent dans le dépôt primaire et continuent — parfois — pendant la phase diagénétique et éventuellement durant le métamorphisme. Les microalternances calcaro-dolomitiques et les restes organiques identifiés, attestent de l'origine primaire de la dolomitisation. Parfois, on reconnaît des processus secondaires de dédolomitisation attribués à des interventions hydrothermales.

Considérant la série des roches carbonatées et des schistes synchrones (II^e groupe) comme horizon-repère, l'on constate — dans le massif de Poiana Ruscă — la présence d'une série du soubassement (série des phyllites de Padeș ou série inférieure — I^r groupe —) et d'une série supérieure, principalement quartzitique — III^e groupe — dans la région de Hunedoara—Sohodol et phyllitique dans la région Luncani—Tomești, affiliée à la série détritogène. L'âge des séries a été calculé en rapport avec l'âge de la série médiane, considérée silurienne (sans exclure celle dévonienne). Ainsi la série inférieure serait anté-silurienne, mais sans qu'on puisse lui accorder un âge précis, et la série supérieure semble être dévonienne ou plus récente. On admet que le métamorphisme de la série a eu lieu pendant les mouvements hercyniens comme il résulte des déterminations de l'âge absolu effectuées dans le Cristallin des Carpates méridionales et orientales, les Monts Apuseni, les Carpates septentrionales etc.

La discordance entre la série inférieure et celle supérieure serait due à des plissements assyntiques ou aux dernières phases des mouvements calédoniens (ardennique ou érique).

Les conclusions considèrent également les Carpates orientales ou la ressemblance entre les séries cristallines en faciès d'épizone et les séries de Poiana Ruscă est remarquable, soulignant l'analogie des deux régions carpatiques pendant la phase sédimentaire.



Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA SCARNELOR
DIN REGIUNEA ORAVIȚA¹⁾

DE
VIORICA PIEPTEA

Cercetarea sistematică a terenurilor cristalofiliene și eruptive din regiunea Oravița a început în a doua jumătate a secolului XIX, odată cu lucrarea lui B. COTTA și a continuat la începutul acestui secol. Lucrarea de bază asupra geologiei Banatului este aceea a lui AL. CODARCEA, intitulată « Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocșa Montană » (1930). Același autor mai are o serie de lucrări privitoare la metamorfismul de contact din regiuni încercinante aceleia de care ne ocupăm (13). El a arătat că aureola de contact a intruziunilor banatitice este foarte dezvoltată în calcarele mesozoice care au suferit influențe atât strict termice cât și metasomatische.

Începînd din anul 1955, Comitetul Geologic a întreprins o serie de cercetări avînd ca obiect cartarea, prospecțiunea și explorarea regiunii în care se situează localitatea Oravița; acestea au cuprins formațiunile cristalofiliene, eruptive și sedimentare. Formațiunile de contact din regiunea Oravița, în special acelea rezultate din metamorfozarea calcarelor, nu au fost încă suficient cercetate. Aceste roci prezintă un deosebit interes pe de o parte prin faptul că găzduiesc mineralizația, iar pe de altă parte, datorită faptului că în aceste roci se întâlnesc minerale puțin obișnuite.

În anul 1958 am avut prilejul să analizăm în laborator o serie de probe trimise de către I.S.E.M. din Șantierul de explorare Oravița, în majoritate din galeria VIII Lobkowitz²⁾.

În munca de laborator ne-am bucurat de sprijinul Profesorului DAN GIUȘCĂ, căruia îi aducem mulțumiri pe această cale.

În lucrarea de față prezentăm rezultatele examenului rocilor care au rezultat din calcarele mesozoice prin metamorfismul de contact termic și metasomatic. O parte din mineralele descrise în continuare nu au mai fost citate în țara noastră.

¹⁾ Comunicare în ședință din 29 decembrie 1961.

²⁾ V. PIEPTEA. Cîteva date asupra metamorfismului de contact al calcarelor din Șantierul Oravița. I.S.E.M. Arh. Comit. Geol. (1958)

Mineralizarea scarnelor a constituit o preocupare numai în măsura în care ne-a permis materialul supus examinării. Considerăm că probele analizate sunt insuficiente pentru o cunoaștere completă a produselor metamorfismului de contact din regiunea Oravița și că problema rămâne deschisă pentru viitor.

Calcarele cristaline au luat naștere prin metamorfism de contact termic căruia i s-au adăugat rareori soluții de origine magmatică, fără a da însă fenomene de metasomatозă. De cele mai multe ori roca este formată exclusiv din calcit recristalizat. Rareori am întîlnit calcare cristaline cu tremolit, care au rezultat probabil din acțiunea metamorfismului de contact termic asupra calcarelor dolomitice cu impurități silicioase (6). Din punct de vedere al granulozității au fost întîlnite următoarele tipuri de calcar cristaline:

Calcare cristaline de culoare cenușie, cu structura microgranoblastică (granulație cca 0,06 mm);

Calcare cristaline de culoare albă, cu structura granoblastică mozaicată. Calcitul este larg cristalizat (până la 1,50 mm) cu contur poligonal și macle de translație;

Calcare microgranoblastice cu vine și cuburi în care calcitul este larg recristalizat; roca prezentând în aceste porțiuni structură mozaicată. Ele sunt rezultatul circulației unor soluții care au favorizat recristalizarea calcitului.

Scarnele. Trecerea de la calcare cristaline la scarne se face treptat, prin îmbogățirea rocii în silicați de calciu, magneziu și fier. Acești silicați sunt rezultatul unei metasomatoze în vecinătatea intruziunilor magmatice. Am considerat drept scarne și acele roci în care silicații de calciu, magneziu și fier sunt cu totul subordonăți calciitului recristalizat. Scarnele se îmbogățesc în silicați feromagnezieni până la înlocuirea aproape totală a calcitului.

Structura și textura scarnelor. Scarnele prezintă o structură granoblastică, caracterizată printr-o lipsă de uniformitate a cristalelor, atât ca dimensiuni cât și ca mod de prezentare. Mineralele care alcătuiesc scarnele sunt în general xenoblastice; au fost întîlnite însă și minerale idioblastice. Astfel, grossularul apare idioblastic, cu habitus dodecaedric și mai rar trapezoedric. Cristalele de grossular idioblastic sunt uneori mărunte, alteori de ordinul milimetrilor. Flogopitul este de asemenea idioblastic. Vezuvianul este xenoblastic față de grossular și idioblastic față de calcit. Este de remarcat faptul că dintre mineralele idioblastice flogopitul și vezuvianul sunt dintre primele minerale de contact formate, ele luând naștere în condițiile metasomatōzei pneumatolitice.

Sunt frecvente structurile de concreștere, atât între granat și calcit, cât și între diopsid și calcit. Structura poikiloblastică este de asemenei frecventă. Se întâlnesc incluziuni poikiloblastice de flogopit în cristale larg dezvoltate de calcit, precum și în

cristale de granat. Diopsidul mărunt recristalizat apare de asemenea ca incluziuni în cristale mari de calcit sau în cristale de granat. Apofilitul, în cristale bine dezvoltate, conține de asemenei incluziuni poikiloblastice de silicăți de calciu și magneziu.

Ca dimensiuni, mineralele ce alcătuiesc scarnele se dezvoltă cu totul diferit. Unele minerale sunt întotdeauna mărunte (flogopitul, diopsidul), altele, dimpotrivă, sunt larg dezvoltate (vezuvianul, granatul); la mineralele porfiroblastice se remarcă o tendință spre idioblasteză. Mineralele mărunte (flogopitul, diopsidul) sunt incluse în mineralele mai mari sau se aglomerează formând zone cu orientarea paralelă. Astfel, în unele scarne au fost observate microscopic zone microgranoblastice constituite din diopsid, precum și zone criptocristaline formate din concreșteri între flogopit și calcit. Astfel de zone alternează fie cu benzi constituite din porfiroblaste de granat, fie cu benzi formate din idioblaste de vezuvian dispuse în mod orientat. Din alternanța acestor zone diferite ca alcătuire mineralologică și ca structură reiese textura rubanată a rocii. În lucrări de specialitate, textura rubanată a scarnelor este pusă pe seama venirilor succeseive din bazinul magmatic printr-o metasomatiză ritmică (7).

Descrierea mineralelor care constituie scarnele. Granatul este un mineral des întâlnit în rocile analizate. Prezintă în mod frecvent birefringență, ceea ce ne sugerează că este vorba de granați calcici (ugrandit), cități de altfel în rocile de contact.

La microscop am putut deosebi următoarele varietăți de granat:

Granat incolor, cu indicele de refracție foarte apropiat de cel al vezuvianului (1,73), de care se deosebește cu greu între nicolii paraleli. Prezintă în mod frecvent anizotropie. Aceste caractere ne-au determinat să-l considerăm ca fiind probabil grossular.

Cea de a doua varietate de granat apare în secțiuni subțiri intens colorat în galben-verzui sau în galben-brun. Refringența este mult mai puternică de cît a celuilalt granat, alături de care apare, putîndu-se observa o trecere zonară de la un granat la celălalt, în cuprinsul aceluiași cristal (serie izomorfă) (pl. I, fig. 4). Acest granat este întotdeauna izotrop. Am considerat această varietate de granat ca fiind probabil andradit.

Prima varietate de granat, considerat de noi grossular, a fost întâlnită în scarne cu vezuvian sau mai frecvent în scarne diopsidice; acest granat se prezintă în următoarele moduri: Când este mărunt recristalizat mineralul apare izotrop, prezentînd concreșteri cu calcitul; adeseori formează cristale scheletice, centrul cristalului fiind ocupat de aglomerări de calcit mărunt recristalizat. Alteori granatul este xenoblastic, alungit după o singură direcție, corespunzînd pătrunderii de substanță pe cale metasomatică (pseudofiloane metasomatiche). Acest granat este slab birefringent, cu o culoare de interferență anomală, cenușie-albăstruie. În sfîrșit, granații idioblastici

larg dezvoltați sănt birefringenți și constituți din numeroase unități de maclare cu orientare optică variabilă.

Celălalt granat, considerat de noi andradit, apare în scarnele mineralizate. Andraditul include adeseori microblaste de diopsid, dispuse astfel încât scot în evidență structura zonară a acestuia.

Structura zonară a granatului este frecventă; repartiția zonelor izotrope și birefringente în cadrul cristalelor este variabilă (pl. I, fig. 3).

D i o p s i d u l se prezintă aproape în toate scarnele examinate mărunt recristalizat, cu habitus prismatic. Apare în cristale răspândite printre granoblastele de calcit sau în aglomerări sub formă de șiruri dezvoltate printre mineralele larg cristalizate. Adeseori diopsidul mărunt recristalizat este inclus în cristale mari de granat sau calcit sub forma unor incluziuni poikiloblastice. Rareori a fost întlnit diopsid în cristale mai bine dezvoltate (0,90 mm), cu habitus scurt prismatic (pl. I, fig. 1). În scarnele analizate, diopsidul se asociază mai ales cu granatul birefringent (grossular).

V e z u v i a n u l se prezintă în cristale pînă la 1,30/0,60 mm, cu habitus prismatic, de cele mai multe ori idioblastice. Se observă adeseori culori anomale de interferență în tonuri de verzu și albastru-indigo, precum și structură zonară. Ca și grossularul, vezuvianul prezintă adeseori același aspect ciuruit cu calcit mărunt recristalizat avînd aspectul unor concreșteri.

F l o g o p i t u l apare în acele scarne în care este prezent vezuvianul, în care presupunem deci un apport de flor. El se prezintă în general în cristale mărunte (0,10 mm), rareori atingînd 0,60/0,30 mm. Flogopitul este idioblastic, cu habitus tabular. Cînd este mai larg dezvoltat conține incluziuni poikiloblastice de granat și calcit. În mod frecvent cristale fine formează aglomerări sub formă de incluziuni poikiloblastice în calcit și în granat.

Flogopitul întlnit în rocile analizate este incolor; $Ng - Np = 0,035$. Mineralul are aspectul muscovitului, de care se deosebește printr-un 2V foarte mic (aproape 0°), caracter specific micelor fero-magneziene. La marginea cristalelor de flogopit, precum și de-a lungul direcțiilor de clivaj, se observă uneori procesul de cloritizare. Acest clorit prezintă o serie de caracteristici care ne sugerează varietatea diabantit: relief pregnant, mai puternic decît al flogopitului, culoare de absorbție verde-albăstruie cu pleocroism puternic, birefrigență foarte scăzută, semn optic negativ, practic uniax.

S c a p o l i t u l se prezintă în cristale prismatice de cca 1,20/0,70 mm, incolore; conține incluziuni fine de calcit. Scapolitul a fost întlnit în calcare cristaline cu rare cristale de grossular.

A p o f i l i t u l (pl. II fig. 1) a fost întlnit într-o singură probă, sub formă de cristale pînă la 0,60 mm, incolore, uneori idioblastice, cu forme sugerînd în mod clar sistemul patratic de cristalizare. Refringența este 1,537; $Ng - Np = 0,004$. Prezintă clivaj după secțiunea bazală. Mineralul prezintă extincție dreaptă, alungire negativă față de direcția de clivaj (001) și semn optic pozitiv.

G y r o l i t u l (?) (pl. II, fig. 2). Prezența sa ne-a fost sugerată de următoarele caractere: incolor, $N < 1,54$, uniax, semn optic negativ, $Ng - Np = 0,011$, este atacat de HCl. Cristalele sunt lamelare sau alungite; rareori ating 1 mm. Formează aglomerări cu structură radiară. Se asociază cu calcit larg recristalizat, într-o structură mozaicată, ce se dispune după anumite direcții în roca constituită din calcit micro-granoblastic.

C h o n d r o d i t u l se prezintă în agregate de cristale de culoare brun-gălbuiu, incolor în secțiune subțire. Prezintă un clivaj distinct, față de care unghiul de extincție este de 30° . Determinarea microscopică a fost confirmată de următoarele încercări: la încălzire cu acidul sulfuric, mineralul dă reacția fluorului; proba se înnegrește prin calcinare; gelatinizează cu acidul clorhidric; printr-o analiză chimică s-a pus în evidență, alături de conținutul mare de magneziu, prezența în cantitate mică a fierului, precum și cu totul subordonat prezența manganului, calciului, potasiului și sodiului.

Chondroditul apare însotit de andradit, vizibil atât microscopic cât și macroscopic.

Sub microscop se constată trecerea chondroditului în brucit și în magnezit.

B r u c i t u l (pl. II, fig. 3) apare în solzi fini, formând aglomerate cu aspect fibros. Indicele de refracție al mineralului este apropiat de indicele balsamului de Canada. Mineralul este uniax, cu semn optic pozitiv, cu birefrigență moderată.

M a g n e z i t u l se prezintă în cristale bine dezvoltate, care înlocuiesc brucitul.

W o l l a s t o n i t u l apare în cristale cu habitus prismatic, variind de la 0,50/0,25 pînă la 0,60/0,35 mm. Unghiul de extincție ($\times 1 c$) este de 32° . $Ng - Np = 0,014$. Mineralul este biax negativ cu $2V$ mic. Prezintă dispersie evidentă. Wollastonitul formează aglomerări de cristale dispuse în rocă după anumite direcții. Este în mare măsură înlocuit de calcit, păstrîndu-se în continuare habitusul mineralului primar. Wollastonitul se asociază cu grossularul și cu diopsidul larg cristalizat.

A d u l a r u l (pl. III, fig. 1) apare în cristale pînă la 0,80/0,50 mm, cu habitus tabular. Prezintă uneori macle Karlsbad. Refringența este 1,52. $Ng - Np = 0,007$.

Conform celor arătate de DAN GIUȘCĂ (5), valoarea mică a unghiului $2V$ și matarea polisintetică pe care am întîlnit-o uneori indică o modificare triclinică a adularului, cu optică sanidinică. Culoarea de interferență ușor anomală în ton cenușiu-verzui indică o oarecare dispersie.

Pentru confirmarea determinării mineralogice a adularului am executat o reacție microchimică, în cadrul căreia prezența potasiului a fost pusă în evidență prin formarea de cristale incolore de bitartrat de potasiu cu simetrie ortorombică, puternic refringente, avînd culori vii de interferență (4).

Adularul apare în scarne într-un procent redus. O analiză chimică parțială¹⁾, executată asupra unei probe în care a fost determinat microscopic adularul, indică un conținut de 1,46% KO și 1,71% NaO.

¹⁾ Analyst: CR. POPESCU.

Adularul este asociat cu cuarț, calcit și pirită.

S t i l b i t u l (pl. III, fig. 3) se prezintă în aggregate lamelare, cu relief puternic negativ. Prezintă clivaj după fața (010), alungire negativă. Unghiul de extincție variază între 3° și 7° . Mineralul este biax negativ cu $2V$ mic.

S c o l e c i t u l (pl. III, fig. 4) formează aggregate fibroase, dezvoltate perpendicular pe direcția fisurilor. Prezintă alungire negativă și birefringență foarte scăzută. Unghiul de extincție variază între 15° și 17° . Depunerea stilbitului este ulterioră depunerii scolecitului. Zeoliții au fost întâlniți atât în scarne, cât mai ales în calcare cristaline, ocupând fisurile în associație cu epidot, talc și granule de pirită.

Tipurile de scarne și factorii care determină diversitatea lor. Un prim tip îl constituie acele roci în care calcitul a fost numai în mică parte înlocuit, roca putând fi denumită calcar cristalin cu minerale de contact. Aceste roci au o structură granoblastică mozaicată. Între cristalele largi, idioblastice, de calcit se dezvoltă cuiburi sau înșiruiri de calcit mărunt recristalizat, asociat cu microblastă de piroxeni, epidot, granat și grăunți de minereu. Din examinarea acestor secțiuni reiese că microblastele de diopsid și granat, împreună cu granulele de minereu, s-au format concomitent cu recristalizarea calcitului în condițiile metamorfismului termic. În aceste roci granatul, sub formă de grossular, este adeseori birefrigent și xenomorf. Adeseori microblastă de diopsid și granat, împreună cu grăunți de minereu, se aglomerează în șiruri dezvoltate paralel. Din alternanță acestor zone bogate în silicati calcici cu zone în care predomină calcitul reiese textura rubanată a rocii.

Un alt tip de scarne a rezultat printr-o metasomatoză mai puternică. În aceste scarne, alături de grossular apar vezuvianul și flogopitul, care indică o metasomatoză pneumatoitică. Granatul formează cristale largi, concrescute cu calcitul. Diopsidul se menține sub formă de microblaste, fie incluse în cristalele de granat, fie aglomerate în zone care mulează cristalele de vezuvian. Ca și în tipul precedent, mineralizația este sporadică.

Prezența scapolitului determină un alt tip de scarne. Într-o masă de calcit microgranoblastic sunt răspândite cristale de scapolit bine dezvoltate. Mineralele opace sunt reprezentate prin pirită în cea mai mare parte transformată în oxizi.

Un alt tip de scarne este acela în care apariția andraditului coincide cu îmbo-gătirea în mineralizație, fiind vorba de o metasomatoză a fierului. În aceste scarne andraditul se dezvoltă în cristale largi izotope, uneori zonate, alături de cristale de grossular dodecaedrice, maclare, cu birefringență anomală. Diopsidul apare în microblaste incluse în cristale largi de andradit, precum și în aglomerări de cristale mărunte. Spre deosebire de alte roci, în scarnele cu andradit diopsidul apare uneori mai bine dezvoltat (pînă la 0,90 mm), iar wollastonitul poate fi prezent. Aceste scarne care conțin andradit au fost afectate de soluții cu o compoziție complexă și temperatură din ce în ce mai scăzută, pînă la soluții nîni epitermale. În ele apar minerale

opace care, înlocuind calcitul, cimentea și andraditul, umplând interstițiile. Au fost observate concreșteri între andradit, calcit, cuarț și minereu. Incluziunile de cuarț în andradit indică cristalizarea cuarțului înainte de a se termina cristaloblasteza andraditului. Prezența în aceste scarne a unor fisuri în care minereul apare sporadic alături de zeoliți și epidot secundar este un indiciu că depunerea din soluțiuni a mineralelor a continuat pînă la faza epitermală.

Rocile cu chondrodit constituie un alt tip de scarn. Acest mineral apare în agregate columnare cu grosimi pînă la 10 cm. El este asociat cu andradit, cuarț, calcit, epidot. Deoarece chondroditul este un mineral imcompatibil cu prezența cuarțului, apariția sămburelui de chondrodit alături de cuarțul din jurul acestuia ne permite să presupunem că roca s-a format în mai multe etape. Într-o primă fază a avut loc metasomatoza florului cu formarea de chondrodit; într-o fază ulterioară au avut loc veniri de soluțiuni hidrotermale din care au rezultat cuarțul și epidotul.

Diversitatea scarnelor analizate, atît în ceea ce privește compoziția mineralologică cît și textura lor, este rezultatul conlucrării mai multor factori:

Acțiunea metamorfismului de contact termic, care a înlesnit o serie de reacții chimice, atît între componente roci inițiale, cît și între aceștia și elementele care au provenit din bazinul magmatic.

Compoziția chimică a rocii inițiale supusă metamorfozării.

Calcarele cristaline cu rare cristale de tremolit, precum și cele cu microgranoblaste de diopsid au provenit din calcar slab magneziene, cu impurități silicioase. Este posibil ca ele să se fi format printr-un simplu metamorfism termic fără sau cu un foarte slab aport de substanță. Din calcarele magneziene bogate în silice au apărut scarnele cu wollastonit și diopsid; procentul mare de silicați în aceste roci indică în același timp o metasomatoză magneziană.

Scarnele cu chondrodit au provenit din calcare sărace în siliciu, care au suferit de asemenei o metasomatoză magneziană. Scarnele cu grossular, vezuvian și flogopit indică prezența impurităților argiloase în calcarele cristaline supuse metamorfismului. În general, este greu de deosebit dacă unii silicați calcici au luat naștere printr-un aport de substanță sau prin simple reacții chimice în condițiile ridicării de temperatură. Ori care ar fi originea acestor silicați, compoziția chimică a calcarelor supuse metamorfismului de contact determină pînă la un punct mineralele care vor lua naștere.

Un alt factor, și cel mai important în formarea scarnelor, îl constituie aportul din magmă sub formă de gaze și soluțiuni.

În rocile studiate de noi acțiunea pneumatolizei s-a manifestat prin metasomatoza clorului și a fiorului. Aportul de clor a determinat apariția scapolitului; metasomatoza florului a permis apariția chondroditului și a contribuit la formarea flogopitului, vezuvianului, apofilitului.

Aportul de substanță pe cale de soluțiuni a avut loc după procesul de pneumatoliză și a durat un timp îndelungat, manifestîndu-se prin veniri succesive, începînd cu

metasomatoza magneziului și terminând cu ultimele depuneri din soluțiuni hidrotermale. Metasomatoza magneziului și a fierului a dus la cristalizarea silicaților calcici ai acestor metale: diopsid, andradit. Problema a fost dezbatută de AL. CODARCEA (2), care a arătat că în formarea scarnelor au avut loc două procese metasomaticice capitale: metasomatismul magneziului și metasomatismul fierului. După părerea acestui autor primele scarne au fost diopsidice, iar peste ele s-au format cele granatice și apoi minereurile.

În probele examineate de noi andraditul apare însoțit în mod constant de sulfuri și adeseori de cuarț, de adular și de zeoliți. Andraditul se situează așa dar la limita între metamorfismul de contact metasomatic și depunerile din soluțiuni hidrotermale care încheie ciclul petrogenetic al scarnelor. Andraditul și-a prelungit cristaloblasteza pînă la depunerea din soluțiuni împreună cu calcitul și calcopirita; într-un eșantion de rocă corneană am întîlnit un filon de calcopirite însoțită de calcit și andradit.

Faza hidrotermală propriu-zisă s-a manifestat printr-o metasomatoză a siliciului. Am întîlnit roci constituite aproape în întregime din cuarț, eventual asociat cu calcit, în structuri de incrustație, tipice pentru depunerile din soluțiuni de temperatură scăzută. În aceste roci, aglomerate sporadice de andradit și diopsid amintesc preexistența unui scarn.

Zeoliții și epidotul sunt ultimele minerale depuse din soluții epitermale. Ele se întîlnesc atât în scarne, cât mai ales în calcarele cristaline, unde formează depuneri pe fisuri, ca rezultat al unei circulații pînă la periferia aureolei de contact.

Cîteva analize calcografice executate asupra unor probe de la Oravița arată că mineralizația este formată din sulfuri, reprezentate prin calcopirită, pirotină, mai puțin pirită, blendă și tetraedrit.

Dintre mineralele opace pirita apare sporadic în calcarele cristaline cu diopsid și granat, roci formate în condițiile metamorfismului de contact termic cu un slab aport metasomatic.

Mineralizarea are loc odată cu metasomatoza magneziului și a fierului pe cale de soluțiuni. Ea continuă să se dezvolte pe măsură ce se intensifică metasomatoza fierului, prin soluțiuni cu temperatură din ce în ce mai scăzută. Mineralizația devine frecventă în scărne bogate în andradit, unde apare în parageneză cu adularul și quartul, ceea ce denotă veniri din soluțiuni reziduale, făcîndu-se astfel trecerea către depunerile hidrotermale. Mineralizarea se încheie cu depunerea pe fisuri din soluțiuni epitermale, împreună cu zeoliții și epidotul. Din cele arătate, reiese că mineralele opace s-au format în toate fazele de aport magmatic, începînd cu faza pneumatolică și sfîrșind cu depunerile din soluțiuni epitermale.

În cea dintîi parageneză, aceea a piritei în prezența microgranoblastelor de diopsid și granat ca minerale de contact, mineralizarea este cu totul sporadică. În ultima fază, aceea a depunerilor din soluțiuni epitermale, în prezența zeoliților și epidotului,



PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Scarn cu granat și diopsid. Cristalele de diopsid prezintă clivajul după față (110). N II. 70 ×.

Fig. 2. — Scarn cu structură microgranoblastică, constituit din granat (g) diopsid (d) subordonat wollastonit (w). N II. 10 ×.

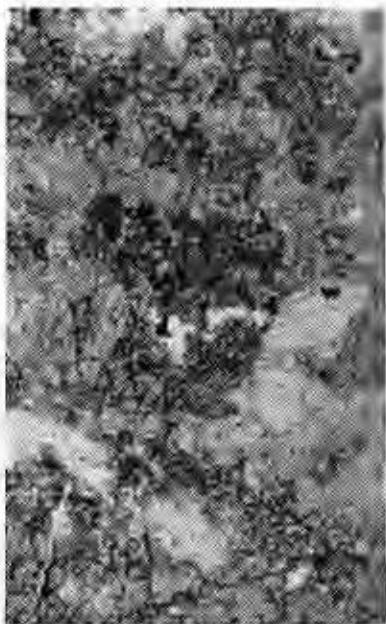
Fig. 3. — Cristal de granat prezintă schimbarea compozitiei chimice de la centru la periferie: în centru andradit (?) izotrop, în zonele exterioare grossular (?) birefringent. N +. 70 ×.

Fig. 4. — Cristal de granat prezintă în mod zonar schimbarea compozitiei chimice: în centrul cristalului grossular (?) incolor, la exterior andradit (?) colorat în galben-brun. N II. 70 ×.

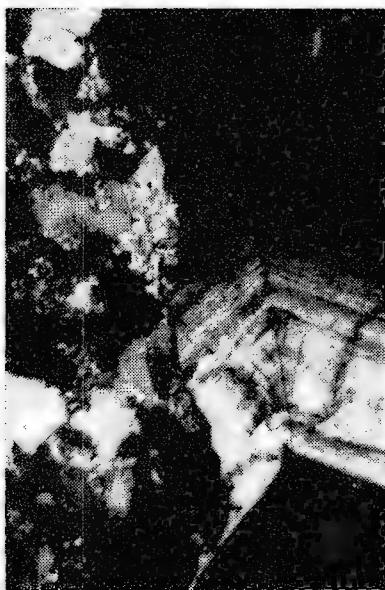
V. PIEPTEA. Contribuționi la cunoașterea scarnelor din regiunea Oravița. PL. I.



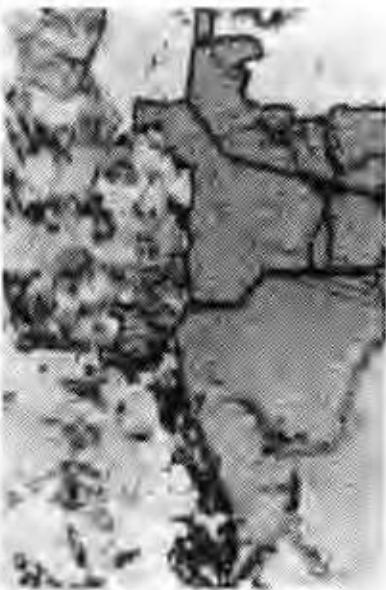
1.



2.



3.



4.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Apofilit. Secțiunile de birefringență maximă prezintă direcțiile de clivaj după (001). Secțiunea izotropă reprezintă secțiunea bazală. N +. 70 ×.

Fig. 2. — Gyrolit (?). N +. 70 ×.

Fig. 3. — Brucit în pseudomorfoză după chondrodit humic. N +. 100 ×.

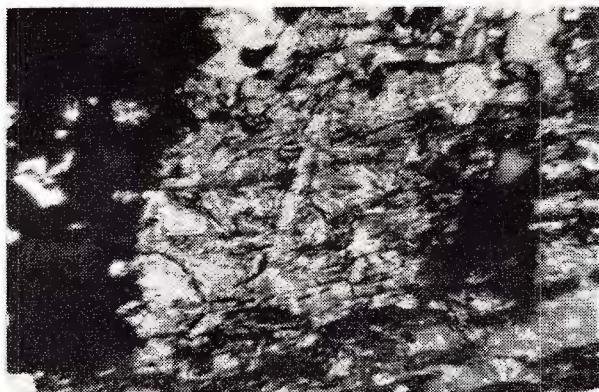
V. PIEPTEA. Contribuții la cunoașterea scarnelor din regiunea Oravița. Pl. II.



1.



2.



3.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.



Institutul Geologic al României

PLANŞA III



Institutul Geologic al României

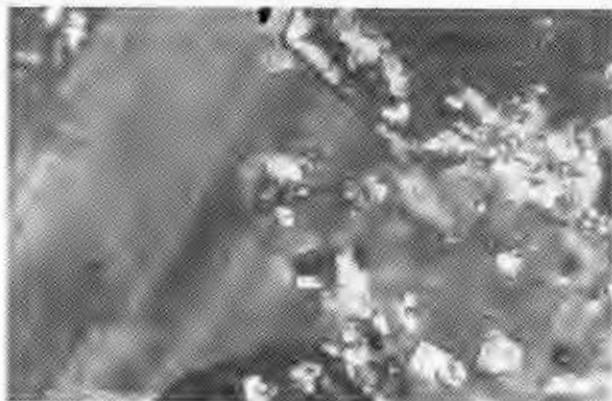
PLANŞA III

Fig. 1. — Adularul prezentind maclaţiuni polisintetice apare între două cristale de granat (g) idioblastice, cu marginea birefringentă. Atât granatul cît și adularul conțin incluziuni poikiloblastice de diopsid. N +. 70 ×.

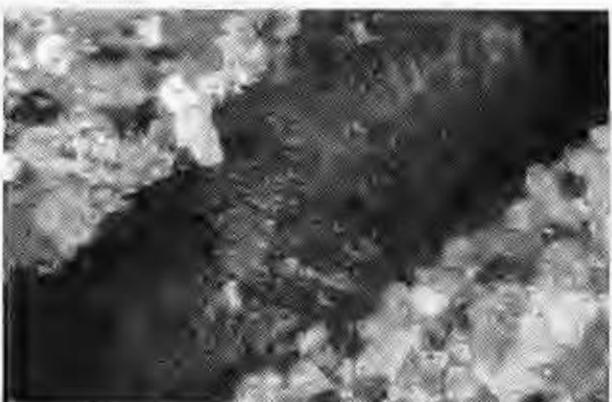
Fig. 2. — Scolecit depus pe o fisură în calcar cristalin. N +. 70 ×.

Fig. 3. — Stilbit. N +. 50 ×.

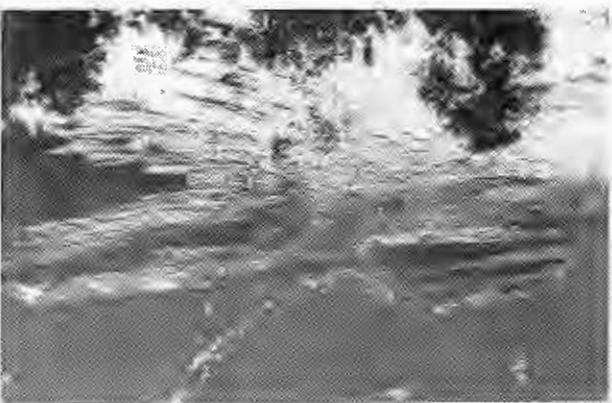
V. PIEPTEA. Contribuții la cunoașterea scarnelor din regiunea Oravița. Pl. III.



1.



2.



3.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.



Institutul Geologic al României

mineralizarea este de asemenei lipsită de importanță. Ea s-a manifestat pînă la periferia aureolei de contact, prin umplerea fisurilor ce străbat calcarele cristaline.

Mineralizarea devine frecventă în rocile rezultate din aportul metasomatic pe cale de soluțiuni, respectiv în scarnele cu andradit. Acest aport s-a produs într-un interval larg de temperatură, fapt care a permis apariția adularului, mineral care apare în mod constant în parageneză cu mineralizația.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL. Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri de la Ocna de Fier (Banat). Minele Reichenstein. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XII (1923–1924), București 1930.
2. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier–Bocșa Montană (Jud. Caraș-Banat). *An. Inst. Geol. Rom.*, XV, 1930.
3. CODARCEA AL., KISSLING AL., KISSLING MARG. Asupra ludwigitului de la Ocna de Fier. *Acad. R.P.R. Bul. științ.*, II/3–4, București 1957.
4. CAVEUX L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. I-ère partie, Méthodes d'analyse des roches sédimentaires. Paris 1931.
5. GRUȘCĂ DAN. Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Acad. R.P.R. Studii și Cercet. Geol.*, V/3, București 1960.
7. HARKER ALFRED. Metamorphism, a study of the transformation of rockmasses, London 1932.
6. LINDGREN W. Mineral Deposits, New-York 1928.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ СКАРНОВ ОБЛАСТИ ОРАВИЦА

В. ПИЕПТЯ

(Краткое содержание)

В настоящей работе представлен целый ряд минералогических и петрографических данных, касающихся пород известняковой природы, подверженной kontaktовому метаморфизму области Оравица. Исследованная область составляет часть, как это показал А л е к с а н д р К од а р ч а, kontaktового ареала, проведенного гранодиоритовыми интрузиями возраста верхнего мела в доломито-юрских известняках.

Автор представляет целую серию минералов выявленных в скарнах, часть которых еще не были цитированы в нашей стране. Он описывает более детально следующие минералы: гранат под видом гроссуляр и андрадит, диопсид, везувиан, флогопит, скаполит, хондродит, бруцит, волластонит, апофиллит, джироллит, адуляр, стильбит, сколецит.



Следует затем представление скарнов, как с физиографической, так и с петрографической точек зрения.

Принимая во внимание наличие асоциаций между минералами, а также и структуру породы, автор выделяет несколько контактовых типов пород известняковой природы.

Ассоциация кальцита — микрогранобластовых гросуляр и диопсидов. Они произошли после контакто — термического метаморфизма со слабым метасоматическим привносом.

Кристаллические известняки со скаполитом.

Сформированы контакто — термическим метаморфизмом с привносом хлора.

Ассоциации гросуляр — везувиан — флогопит — микрогранобластовый диопсид — кальцит указывают на усиленную метасоматозу.

При образовании этих пород принимала участие пневматолитовая соматоза под видом привноса фтора.

Ассоциация широко развитого диопсида — волластонита — граната под видом гросуляра и андрадита-кальцита, образовалась метасоматозой магнезии при участии растворов, к которым прибавляется метасоматоз железа.

Ассоциация андрадит — кальцит — кварц — адуляр — минерализация. Соответствует метасоматозу железа с растворами все более низкой температуры, с плавным переходом к седиментации гидротермальных растворов.

Минерализация происходит во всех фазах магматического привноса, начиная с пневматолитической фазы.

Оруденение становится частым, одновременно с привносом железа, путем растворов, соответственно — в скарнах с андрадитом. Этот привнос имеет место в большом температурном интервале, обстоятельство позволившее появление адуляра — минерал, который выявляется постоянно в парагенезисе с минерализацией.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES SKARNS DE LA RÉGION D'ORAVIȚA

PAR

V. PIEPTEA

(Résumé)

Le travail présente une série de données minéralogiques et pétrographiques sur les roches calcaires soumises au métamorphisme de contact, de la région d'Oravița. Cette dernière est située — comme l'a montré AL. CODARCEA — dans l'auréole de



contact déterminée dans les calcaires dolomitiques jurassiques par les intrusions grano-dioritiques crétacées supérieures.

Sont indiqués les minéraux rencontrés dans les skarns, dont certains n'ont pas encore été mentionnés en Roumanie. Suit la description détaillée de plusieurs minéraux tels que: grenat sous forme de grossulaire et d'andradite, diopside, vésuvien, phlogopite, scapolite, chondrodite, brucite, wollastonite, apophyllite, gyrolite, adulaire, stilbite, scolécite.

Les skarns sont décrits du point de vue physiographique et pétrographique.

Tenant compte de l'association des minéraux, ainsi que de la structure de la roche, l'auteur distingue plusieurs types de roches de contact, de nature calcaire.

L'association calcite — microgranoblastes de grossulaire et de diopside a résulté du métamorphisme de contact thermique à faible apport métasomatique.

Les calcaires cristallins à scapolite se sont formés par suite du métamorphisme de contact thermique, auquel s'est ajouté l'apport de chlore.

L'association grossulaire — vésuvien-phlogopite — diopside microgranoblastique — calcite indique une métasomatose intense. À la formation de ces roches a participé la métasomatose pneumatolytique, sous la forme d'un apport de fluor.

L'association diopside largement développé — wollastonite — grenat sous forme de grossulaire et d'andradite-calcite a résulté d'une métasomatose du magnésium, par voie de solutions, à laquelle s'est ajoutée la métasomatose du fer.

L'association andradite-calcite-quartz-adulaire-minéralisation correspond à une métasomatose du fer par des solutions à température toujours plus réduite, réalisant ainsi un passage lent vers les dépôts des solutions hydrothermales.

La minéralisation est rencontrée dans toutes les phases de l'apport magmatique, en commençant par la phase pneumatolytique. La minéralisation devient fréquente dès que se produit l'apport du fer, par voie de solutions, dans les skarns à andradite. Vu que l'apport a eu lieu dans un intervalle de température très large, il a permis l'apparition de l'adulaire en paragénèse constante avec la minéralisation.





Institutul Geologic al României

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA CUPRINSĂ ÎNTRE
VĂILE GEMENEA ȘI GREBEN¹⁾)

DE

F. TĂNĂSESCU, G. PITULEA, F. BĂNCILĂ

Lucrarea de față reprezintă rezultatele cercetărilor întreprinse în regiunea Gemenea—Ostra de către F. TĂNĂSESCU și G. PITULEA în perioada 1958—1961, la care se adaugă și colaborarea lui F. BĂNCILĂ pentru zona de izvoare a pîrîului Greben unde s-au executat cîteva profile comune.

Regiunea cercetată se plasează în partea de SE a munților Rarău și este delimitată, la N de interfluviul Slătioara—Gemenea, la E de contactul zonei cristalino-mesozoice cu stratele de Sinaia, la S de creasta Muntelui Greben—Bitca Nedelii, iar la W, de creasta despărțitoare a bazinului văii Bistriței de cel al văii Moldovei. Comunele cele mai apropiate sunt Gemenea și Ostra.

Studiile geologice asupra regiunii pe care o prezentăm sunt puține, singura lucrare publicată fiind cea a lui TH. KRÄUTNER (9), în care autorul insistă mai ales asupra orizontării sedimentarului, formațiunile cristaline fiind tratate cu totul general.

Harta geologică sc. 1: 100.000 prezentată de M.I.P.C. în anul 1957 reprezintă un pas înainte față de lucrările anterioare, fără a elucida însă toate problemele petrografice, stratigrafice și tectonice ale regiunii.

Cercetări numeroase au fost efectuate în regiunile învecinate — Rarău, munții Bistriței — dintre care cităm pe cele ale lui UHLIG (15), TH. NICOLAU (10) TH. KRÄUTNER (8), M. SAVUL (13, 14), M. ILIE (5, 6, 7), D. PATRULIU (11), etc.

Structura geologică a regiunii

Regiunea este constituită din formațiuni cristalofiliene și depozite sedimentare de vîrstă triasică, cretacică și cuaternară.

Sisturile cristaline. Terenurile cristaline din regiune sunt reprezentate prin șisturi de epizonă, corespunzătoare faciesului de șisturi verzi al lui

¹⁾ Comunicare în ședința din 27 aprilie 1962.

TURNER. Șisturi cu cristalinitate mai ridicată, corespunzătoare zonei cu granat a faciesului amfibolitic, se întâlnesc numai în apropierea gnaiselor de injecție (tip Rarău) care străbat Cristalinul de epizonă.

Rocile cu cea mai largă dezvoltare în regiune sunt șisturile sericitoase cuarțitice cu cantități variabile de clorit. În cuprinsul lor sunt intercalate, sub formă de lentile sau benzi continue, cuarțite negre, cuarțite și șisturi cuarțitice sericitoase, șisturi cuarțitice grafitoase, roci porfirogene, șisturi cloritoase cu albit și epidot ± biotit, amfibolite și șisturi amfibolice, precum și gnaise de Rarău și micașisturi cu două mice.

Sisturile sericitoase cuarțitice ± clorit au structură granolepidoblastică, textură șistoasă și sunt alcătuite din sericit și cuarț care formează adesea — cu muscovitul și cloritul — benzi paralele. Alte ori, mineralele micacee se dispun neregulat în masa cuarțoasă. Rare ori, între granulele de cuarț cu conture zimțate se întâlnesc granule de albit maclat polisintetic sericitizat și calcitizat, care prezintă adesea aspect porfiroblastic. Cantitatea de clorit crește uneori considerabil, trecîndu-se la șisturi cloritoase cu sericit.

Cuarțitele negre apar ca lentile cu dimensiuni reduse în Arșiă Rea, Muntele Tarnița, pîrul Botușana, etc. Într-o masă cuarțoasă în care granulele de cuarț zimțate se întrepătrund dînd un aspect tipic de mozaic, este răspîndit un pigment de culoare neagră, de natură cărbunoasă (13), dispus de obicei sub formă de vînișoare milimetrice, paralele, constituind singurul element care subliniază structura orientată a rocii.

Cuarțitele și șisturile cuarțitice sericitoase formează fie benzi continue — uneori de cîțiva km lungime — fie lentile de dimensiuni reduse. Prezintă o structură granoblastică pînă la granolepidoblastică și textură orientată pînă la masivă. Masa fundamentală a rocii o formează cuarțul, în care sericitul și uneori muscovitul se dispun neregulat sau sub formă de benzi paralele, între care se întâlnesc uneori granule de feldspat (albit maclat polisintetic).

Sisturile cuarțitice grafitoase au o șistuozitate pronunțată și sunt constituite din cuarț, grafit și sericit. Cuarțul apare uneori sub formă de lentile mulțate de mineralele micacee. Procentul de cuarț variază în limite largi, apărînd adesea simple șisturi grafitoase, foioase. Grafitul formează un agregat fin, răspîndit în masa cuarțoasă, sau benzi, paralele cu șistozitatea. Rare ori, asociate intim cu sericitul și grafitul, apar epidotul, zoizitul și titanitul.

Porfirogenele apar sub formă de benzi care se pot urmări pe distanțe de zeci de kilometri, prezintând grosimi ce variază de la cîțiva metri pînă la peste 100 m. Au textură paralelă pînă la șistoasă, uneori rubanată — datorită alternanței dintre benzile de cuarț cenușiu și cele albe de feldspat — și structură porfiroblastică.

Denumirea de roci albe porfirogene, care se utilizează frecvent, provoacă uneori confuzii, deoarece culoarea lor variază de la alb ca făina — datorită feldspatului alterat — la alb-cenușiu, slab verzui, întlnindu-se și varietăți de culoare albă cu tente

rozii. Menționăm că o mare parte din ceea ce unii cercetători includ la roci porfirogene sunt de fapt cuarțite feldspatice provenite din arcoze metamorfozate.

Masa fundamentală a rocii este constituită din cuarț, feldspat — în cea mai mare parte albit și mai puțin microclin — și mică, în care se dezvoltă fenocristale de cuarț și feldspat. Feldspații sunt reprezentați prin microclin, care a suferit evidente procese de albitezare — de la periferie spre centrul cristalinului — și albit, alungit după fețele de prismă (100,010) și maclat polisintetic.

Compoziția acestor roci corespunde unor porfire cuarțifere și tufurilor lor, la care s-a adăugat o cantitate variabilă de material terigen.

Sisturile cloritoase cu albit și epidot ± biotit se înfilnesc ca mici intercalații în pîrul Cheilor, pîrul Greben, etc. și sunt alcătuite din clorit, epidot, albit, biotit, cuarț, actinot, zoizit, clinozoit și minereu.

Cloritul — de obicei un pennin — răspîndit în toată masa rocii, este asociat intim cu zoizitul și epidotul și se dispune paralel cu șistuozaitatea, adesea anastomozând cristalele de albit care pe alocuri se dezvoltă porfiroblastic. Prin creșterea conținutului de actinot, care se prezintă sub formă de baghete dispuse haotic sau paralel cu șistuozaitatea, se realizează trecerea la sisturile actinolitice, frecvent asociate cu amfibolitele și sisturile amfibolice din regiune. Parageneza albit — epidot — clorit conduce la concluzia că aceste roci provin prin metamorfozarea unor sedimente tufogene amestecate cu material detritic. M. ILIE (7), descrie roci asemănătoare în aureola de contact a gnaiselor de Rărău.

Amfibolitele și sisturile amfibolice au o dezvoltare redusă apărînd ca mici intercalații în zona de izvoare a pîrului Hojdenilor și la S de vîrful Tarnița și nu au mai fost semnalate de cercetătorii anteriori ai regiunii. După compoziția mineralologică și structură, am separat amfibolite cu actinot și epidot și amfibolite cu granat. Amfibolitele cu actinot și epidot sunt constituite din hornblendă. actinot, epidot și porfiroblaste de feldspat dezvoltate într-o masă cuarț-feldspatică microgranulară. Actinotul este frecvent cloritizat și ondulat, mulind granulele de cuarț și feldspat. Epidotul este răspîndit neregulat în masa rocii sau orientat după șistozitate. Alături de epidotul cu culori de birefringență vii, apare un epidot cu birefringență scăzută, care se confundă cu zoizitul. Amfibolul se dezvoltă în cristale largi, idiomorfe, și alături de porfiroblastele de feldspat — albit maclat polisintetic — imprimă roci structura porfirionematoablastică. Uneori, prin creșterea procentului de feldspat, se face trecerea la gnais amfibolice, iar prin creșterea procentului de material detritic în dauna feldspatului, se trece la sisturi amfibolice. HARKER (4), descrie roci asemănătoare provenite din metamorfozarea unor gresii cu multe impurități (Hornblendengarbenschiefer). M. SAVUL (13), menționează roci de acest tip în Cristalinul epizonal din regiunea Șarul Dornei. Amfibolitele cu granat le-am înfilnit ca fragmente doar în pîrul Hojdenilor, în apropierea gnaiselor de Rărău. În compoziția lor intră o hornblendă verde comună, parțial cloritizată și cu incluzuni de epidot,

o cantitate redusă de feldspat intens alterat și granat puternic fisurat, cloritizat și răspândit neuniform între cristalele de hornblendă.

Gnaisele de Rarău au constituit obiectul a numeroase studii (7, 10, 12) și nu vom insista asupra descrierii lor. Menționăm doar că în regiunea cercetată, dezvoltarea cea mai mare o au gnaisele de culoare alb-cenușie, care reprezintă variații ale tipului clasic cunoscut în literatură, dar care au aceeași structură și compoziție mineralogică. În zona părții Clifelor — părții Aluniș, aceste gnaisi prezintă o importanță deosebită, deoarece sunt intens injectate cu baritină.

Micașisturile cu muscovit și biotit se întâlnesc pe părții Hojdenilor, părții Cheilor, etc., în apropierea gnaiselor de Rarău. Aceste roci cu metamorfism mai ridicat sunt constituite din cuarț, minerale micacee, albiți maclat de obicei polisintetic și microclin cu structură pertitică.

Prezența microclinului vine în sprijinul ideii unei injecții de material cuarț-feldspatic în sisturile preexistente în care s-au insinuat gnaisele de Rarău. Pe de altă parte, absența micașisturilor din vecinătatea majorității ivirilor de gnaise oculară din regiune ne îndreptățește să ne punem întrebarea dacă nu cumva aceste roci apar împreună cu gnaisele de Rarău în butoniera unor mici anticlinale cu mesozonă.

Formațiuni sedimentare. Triasicul. Depozitele triasice sunt reprezentate prin conglomerate și gresii cuarțitice, calcare, dolomite, calcare dolomitice și jaspuri.

Conglomeratele și gresiile silicioase se întâlnesc în toată regiunea la baza calcarelor dolomitice. Conglomeratele au o culoare alburi-gălbui, rareori slab violacee și sunt constituite aproape în exclusivitate din elemente de cuarțite albe, mai rar cenușii, cu conture slab rotunjite pînă la angulare. Rareori, conțin elemente de Cristalin. În partea superioară, conglomeratele trec treptat la gresii silicioase cu paie de muscovit și ciment silicios sau argilos. Culoarea gresiilor este alb-gălbui, uneori violacee și chiar verzuie.

Calcarele, dolomitele și calcarele dolomitice formează orizontul cel mai constant al cuvetei marginale a Bucovinei. Grosimea acestui orizont depășește de obicei 150 m. În bază se dezvoltă un nivel de calcare dolomitice extrem de fine, cu o stratificație evidentă, avind o culoare cenușie cu tente maronii și spărtură aşchieasă, uneori concoidală, și care trec treptat la dolomite masive, cu alterație caracteristică și aspect ruiniiform.

Cercetările noastre au arătat că peste dolomite se dispune un orizont de calcare cenușii cu structură grăunțoasă și cu un conținut de cuarț de peste 5%. Pe fețele de alterație a rocii, cuarțul ieșe în relief formând asperitați. Eroziunea nu a mai lăsat din acest nivel decît cîteva fîșii alungite N—S pe creasta Greben — Tarnița și pe muntele Aluniș.

Vîrsta conglomeratelor și a calcarelor dolomitice a fost mult controversată, ele fiind atribuite cînd Permianului cînd Triasicului. În ultima lucrare asupra regiunii

Rarău, M. ILIE (7) le consideră permiene. Deși ne lipsesc argumente paleontologice, totuși, prin paralelizare cu depozitele asemănătoare din munții Hăghmaș, a căror vîrstă a fost determinată pe baze paleontologice de către I. ATANASIU (1), considerăm că gresile și conglomeratele bazale aparțin Werfenianului inferior, iar calcarele, dolomitele și calcarele dolomitice, părții superioare a Triasicului inferior și probabil părții inferioare a Triasicului mediu (Anisian).

Jaspurile se dispun concordant și în continuitate de sedimentare peste calcarile descrise, formând un orizont cu grosimi variind de la cîțiva metri pînă la 15—20 m, ce se urmărește cu intreruperi, din munțele Greben pînă la S de vîrful Aluniș, precum și în bazinile pîraielor Aluniș și Tarnița. Uneori jaspurile depășesc orizontul calcarelor dolomitice și vin în contact direct cu Cristalinul (izvorul pîrului Clifelor). Jaspurile sunt de diferite culori: cenușii, crem-gălbui, verzui, cărămizii și se prezintă în bancuri de 5—20 cm grosime. Sunt dure, compacte și uneori au intercalații foioase de cîțiva cm grosime. Culoarea lor variază atât pe verticală, cât și pe orizontală.

La microscop se disting două tipuri: unul reprezentat prin jaspurile cenușii, crem-gălbui, verzui, formate dintr-o masă fundamentală (cca 45%) izotropă de silice criptocristalină, la care se adaugă material detritic și resturi de organisme (radiolari sferici și spiculi de spongieri silicioși, globulari sau monoaxoni, care se recunosc doar după vechea umplutură de clorit rămasă în masa silicioasă), și altul reprezentat prin jaspurile cărămizii, alcătuite din material detritic, spiculi de spongieri și radiolari (predomină forme sferice *Caenosphaera*, *Nasselaria*, *Tricolocapsa* (?) și spiculi de *Collodaria*), conservați în calcedonită foarte fină, într-o masă intersticială aproape total izotropă, rezultată din impregnarea silicei cu o pulbere hematitică ce dă roci culoarea roșcată-cărămizie. Procentul de resturi de radiolari și spiculi de spongieri turtiți și alungiți în direcția stratificării variază în limite largi.

Discuțiile asupra vîrstei jaspurilor sunt vechi. Astfel, HERBICH și UHLIG (15) le-au considerat Triasic mediu și apoi Triasic superior, iar KRÄUTNER (8, 9) le consideră calovian-oxfordiene. În 1957, M. ILIE (7) le acordă vîrstă Permian superior, după ce într-o lucrare anterioară, în colaborare cu D. PREDA (12), le repartizase Triasicului. Vîrsta triasică a jaspurilor supradolomitice din regiunea Rarău a fost demonstrată de către I. BĂNCILĂ și V. PAPIU (2) pe baza unui studiu amănunțit al jaspurilor de la Pojorîta. DAN PATRULIUS (11) le acordă aceeași vîrstă (Ladinian).

Indiferent de disputele diferenților cercetători, se poate afirma că jaspurile sunt legate organic de calcare, în unele puncte, de-a lungul crestei Greben—Aluniș, observându-se o trecere gradată: dolomite-calcare silicioase — jaspuri. Deci, ele sunt ceva mai noi decât orizontul dolomitelor și calcarelor și trebuie considerate ca aparținând Triasicului mediu (Ladinian).

Între munțele Greben și vîrful Aluniș, KRÄUTNER (9) separase deasupra jaspurilor un orizont continuu format din șisturi argiloase și grezoase cărămizii, pe care le-a considerat ca orizontul roșu basal al stratelor de Sinaia. În realitate însă, aceste șisturi

reprezintă variații de facies ale jaspurilor — cu un procent scăzut sau lipsite total de material organic — care se întâlnesc în regiunea cercetată ca intercalații de dimensiuni reduse atât în jaspurile de culoare crem-verzuie (S de vîrful Aluniș), cît și în jaspurile cărămizii (creasta muntele Greben — vîrful Tarnița).

Cretacicul. Sedimentele cretacice sunt reprezentate prin depozitele flișului vest-intern în faciesul stratelor de Sinaia și prin depozitele de umplutură ale cuvetei marginale a Bucovinei.

Stratele de Sinaia sunt bine dezvoltate la limita estică a regiunii cercetate, de-a lungul contactului anormal dintre Cristalin și flișul vest-intern, fiind formate din marnocalcare dure, compacte, de culoare cenușie-albăstruie, dispuse în plăci sau în bancuri subțiri, având intercalații de gresii calcaroase, gresii micacee, calcare cenușiu în bancuri de 10—40 cm și șisturi argiloase negricioase fin stratificate. Rareori se întâlnesc nivale de microconglomerate cu elemente de Cristalin și calcare triasice (pîrul Pietrei).

Începînd din muntele Tarnița și pînă sub vîrful Greben, peste jaspuri sau direct peste Cristalin, se dispun depozitele aptiene reprezentate prin gresii arenacee, cenușii, limonitizate, cu elemente negre și cu intercalații de microconglomerate și conglomere poligene de culoare verzuie-gălbui, maronie, constituite din elemente de Cristalin (filite, șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, cuarțite albe și negre, roci porfirogene, etc), precum și din marnocalcare gălbui, alterate. Deși ne lipsesc argumente paleontologice, atribuim totuși acestui complex vîrstă aptiană, prin paralelizare cu depozitele de umplutură ale cuvetei din regiunea Rarău.

Cuaternarul. Formațiunile cuaternare sunt reprezentate prin depozite aluviale și deluviale.

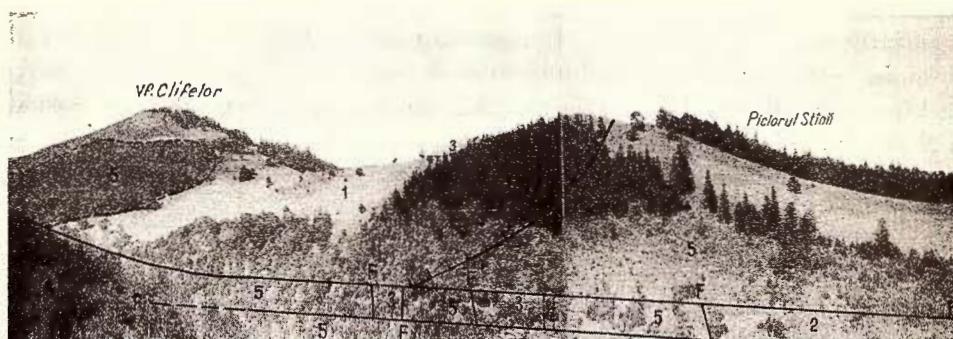
Tectonica regiunii

Șisturile cristaline au luat naștere prin metamorfismul regional al unui complex sedimentar argilo-grezos, care n-a depășit intensitatea metamorfică a faciesului de șisturi verzi. În masa Cristalinului s-au intrus gnaisele oculare de Rarău, care au influențat pe alocuri șisturile la contact, mărindu-le cristalinitatea. Gnaisele de Rarău s-au pus în loc spre finele fazei de metamorfism. Determinările de vîrstă absolută — prin metoda A^{40}/K^{40} — efectuate recent de M. FILIPESCU (3) asupra unei probe colectate de noi din pîrul Aluniș, au arătat că gnaisele de Rarău au 288.000.000 ani. În scara geocronologică a lui KULP, vîrsta acestor gnaisi se situează în Carbonifer. Deci, și metamorfismului care a generat șisturile cristaline de epizonă din regiune trebuie să-i acordăm aceeași vîrstă, sau chiar ceva mai veche.

Cristalinul are în general direcții cuprinse între NNW—SSE și N—S, în concordanță cu stilul general al șisturilor din Carpații orientali, și a fost afectat de o serie de falii perpendiculare pe structură, puse în evidență mai ales prin decroșarea benzilor de porfirogene.

Depozitele triasice și cretacice formează un sinclinal alungit N—S, rupt și decroșat de un sistem de falii paralele și perpendiculare pe structură.

Între Arșița Rea și muntele Măgura, formațiunile triasice apar ca mici petece alcătuite numai din conglomerate, gresii și calcare dolomitice. Din vîrful Măgura pînă la S de muntele Greben, aceleași formațiuni sunt prinse într-un sinclinal simetric, alungit N—S. În axul acestui sinclinal, imediat la S de muntele Greben, se mai păstrează în urma eroziunii doar două mici petece de jaspuri de 100—150 m lungime. Mai la S, sinclinalul este decroșat de o faliță transversală și rupt de o altă faliță longitudinală.



Creasta Vîrful Clifelor — Piciorul Stinii.

1, șisturi sericito-cloritoase cuarțitice; 2, gnais de Rărău; 3, calcare dolomitice (Werfenian sup. — Anisian); 4, jaspuri (Ladinian); 5, gresii și microconglomerate (Apțian); F, faliță.

tudinală care laminează flancul lui estic, astfel că pînă la N de muntele Tarnița depozitele triasice capătă aspect monoclinal. Urmează apoi un compartiment căzut, sinclinalul devenind asimetric și avînd ca umplutură gresile și microconglomeratele aptiene. (vezi figura).

Între pîraiele Tarnița și Aluniș sinclinalul este deplasat spre E și rupt longitudinal, flancul estic fiind căzut, iar cel vestic — împreună cu Cristalinul din fundal — adus în poziție anormală, datorită unui efort tectonic dirijat W—E. Se desenează astfel un solz cu o amplitudine de circa 300 m, pe care-l denumim «solzul Clife—Aluniș». Poziția anormală a Cristalinului peste Aptian este pusă în evidență și de petecul de Cristalin de pe interfluviul Clife—Aluniș, — situat la cca 150 m E de fruntea solzului — care plutește peste depozitele aptiene (vezi figura).

La vest de această linie tectonică și imediat la S de pîrul Tarnița, jaspurile stau direct peste Cristalin și suportă normal depozitele aptiene. Poziția jaspurilor peste Cristalin se datorează probabil unor mișcări de basculare a fundului bazinului de sedimentare.

Solzul Clife—Aluniș este întrerupt de o faliță majoră paralelă cu pîrul Aluniș, mai la S sinclinalul largindu-se brusc și fiind afectat de falii paralele longitudinale

care-l compartimentează, aducînd în poziție anormală diferenții termeni între ei. În dreptul pîrului Tractoriștilor falii orientate aproape E—W îintrerup această zonă atît de tectonizată în care se găsește localizat și corpul principal al zăcămîntului de baritină de la Ostra.

În acest sector, faliile longitudinale, îintrerupte la rîndul lor de falii perpendiculare, joacă rolul unor falii inverse, compartimentele estice fiind ridicate și împinse puțin spre vest, deși în toată regiunea sensul mișcărilor este evident W—E.

La S de pîrul Tractoriștilor depozitele triasice sunt încicate de gresile și microconglomeratele aptiene, calcarile și jaspurile apărînd doar în flancul vestic, încît avem imaginea unui sinclinal asimetric oarecum liniștit. Brusc însă, pe interfluviul pîrului Sec — pîrul Greben efortul mișcărilor dirijate W—E se resimte prin apariția unei dedublări a flancului estic al sinclinalului. Această dedublare se încrerupe imediat la S printr-o falie perpendiculară pe structură, sinclinalul îngustîndu-se treptat și neapărînd la zi decît depozitele de umplutură aptiene; doar pe flancul vestic al sinclinalului mai aflorează o fîșie de jaspuri.

Vîrful Greben și vîrful cu cota 1355 reprezintă compartimente din ce în ce mai ridicate, încît din vechiul sinclinal n-au mai rămas decît mici petece formate din calcare dolomitice, conglomere și gresii bazale. Petece asemănătoare se mai întîlnesc de-a lungul contactului anormal dintre Cristalin și stratele de Sinaia, pe creasta Picioarul Pietrii.

Din analiza relațiilor dintre zona cristalino-mesozoică și flișul vest-intern, se desprinde imaginea unei antrenări a zonei cristaline peste stratele de Sinaia. Urmărind de la N spre S această limită, se constată că acest contact anormal are căderi vestice cu valori de 50—80°, foarte rar fiind ezitant (N comuna Gemenea).

Cercetările noastre au pus în evidență o fereastră tectonică la izvoarele pîrului Greben, unde de sub Cristalin eroziunea scoate la zi stratele de Sinaia. Fereastra este deschisă pe o suprafață de 0,04 km² și situată la cca 600 m W de contactul anormal dintre Cristalin și stratele de Sinaia.

Această fereastră, pe care o denumim « fereastra Grebenului », deschide o nouă imagine asupra contactului anormal dintre zona cristalino-mesozoică din Carpații orientali și stratele de Sinaia, în sensul că valoarea deplasării Cristalinului de la W spre E peste flișul vest-intern este, cel puțin în anumite zone, de minimum 800—1000 m și că unele contacte ezitante care se întîlnesc ar trebui explicate mai degrabă ca efecte ale unor mișcări noi ce maschează vechiul contact anormal.

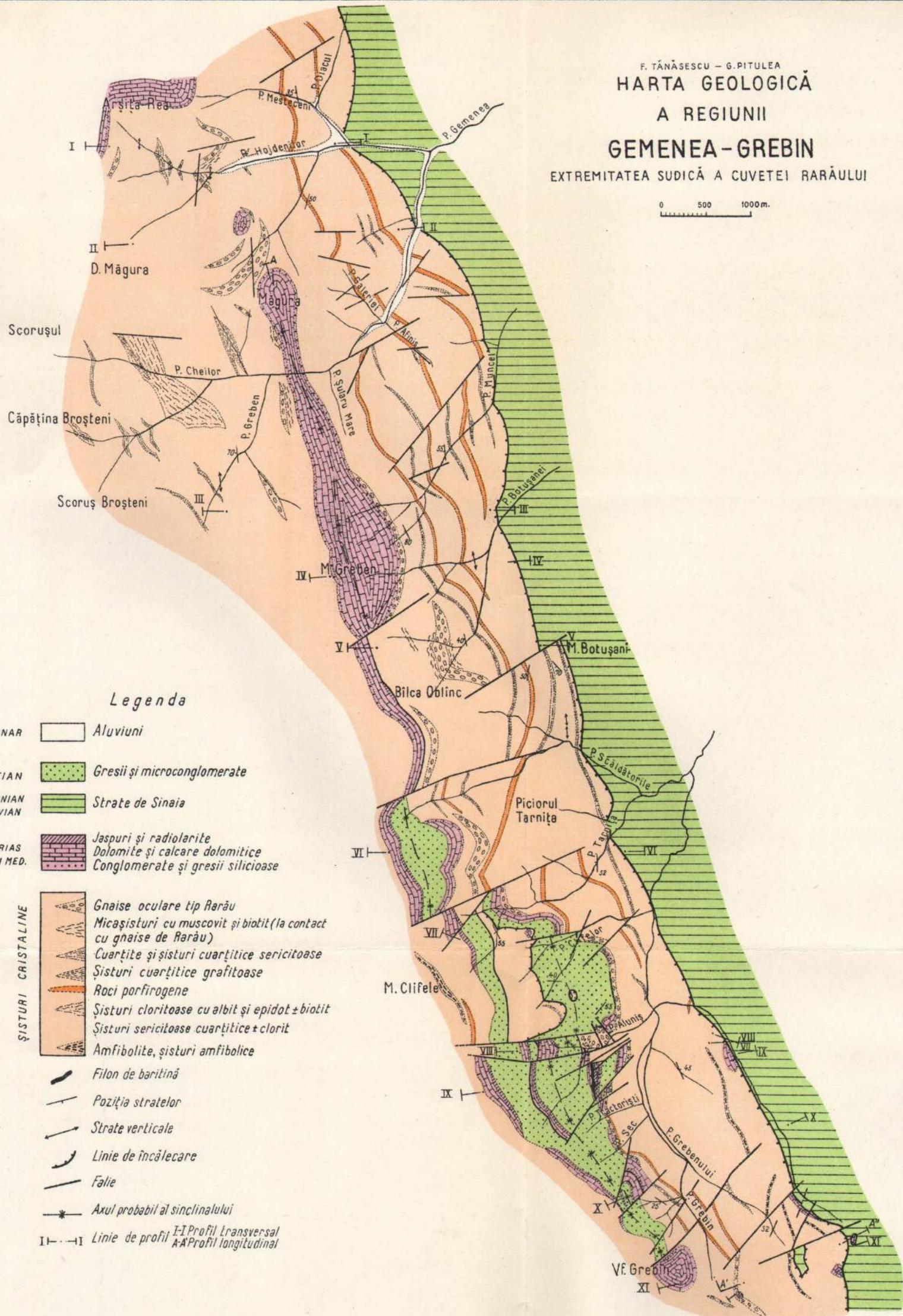
La W de Bîrca Nedeliei, în plin fîș, la circa 30 m E de contactul anormal, am întîlnit blocuri mari de calcare dolomitice pe suprafete de zeci de m, plutind parcă pe depozitele flișului. Aceste calcare au fost antrenate peste stratele de Sinaia odată cu masa șișturilor cristaline și, în urma eroziunii, au rămas doar ca petece.

În concluzie, formațiunile cristaline și sedimentare, alcătuiesc un sinclinal orientat N—S, compartimentat și decroșat de un sistem de falii paralele și perpendi-

F. TĂNĂSESCU - G. PITULEA
HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
GEMENEA-GREBIN

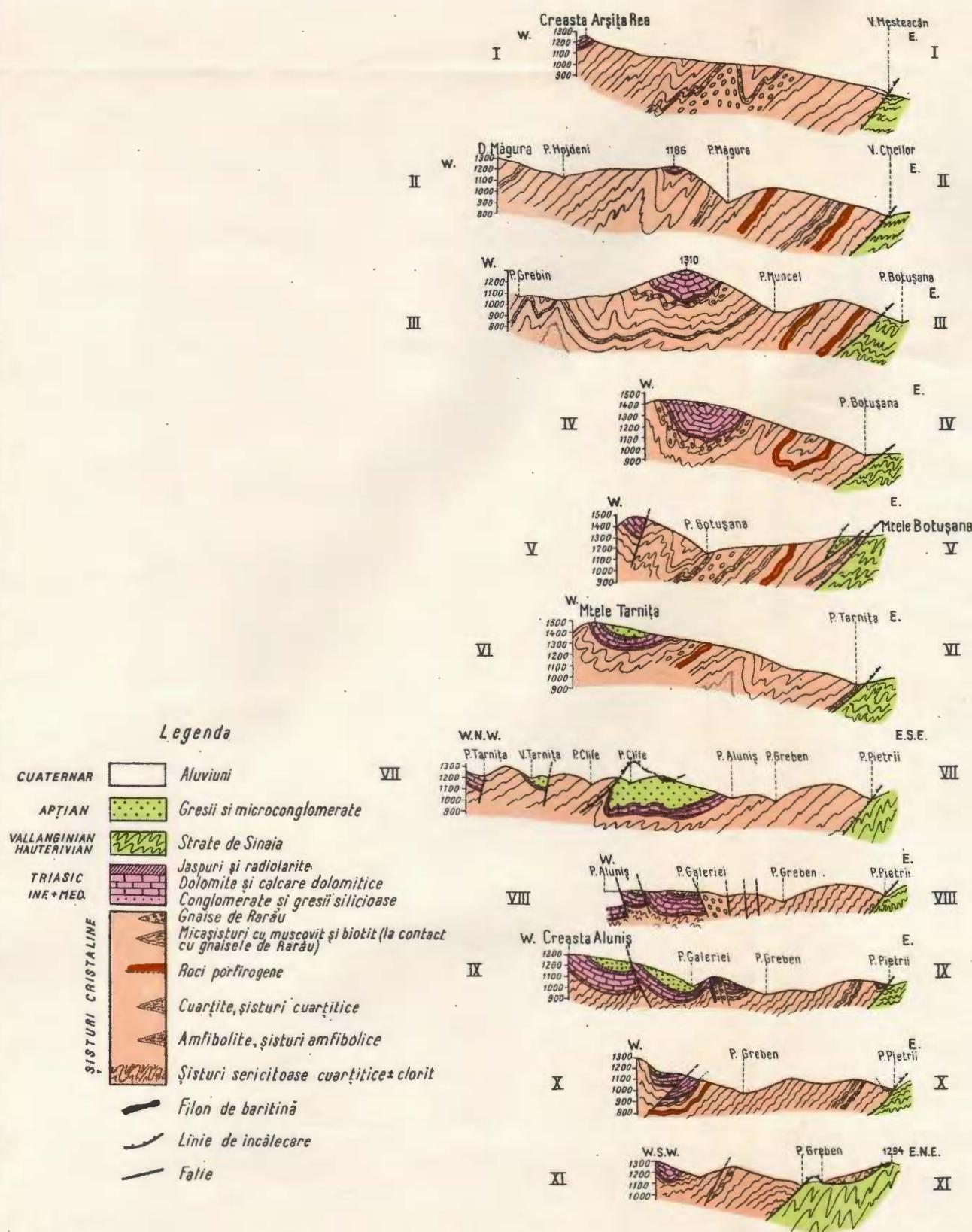
EXTREMITATEA SUDICĂ A CUVETEI RARĂULUI

0 500 1000 m.



F. TĂNĂSESCU - G. PITULEA PROFILE GEOLOGICE INTRE P. GEMENEA SI P. GREBEN

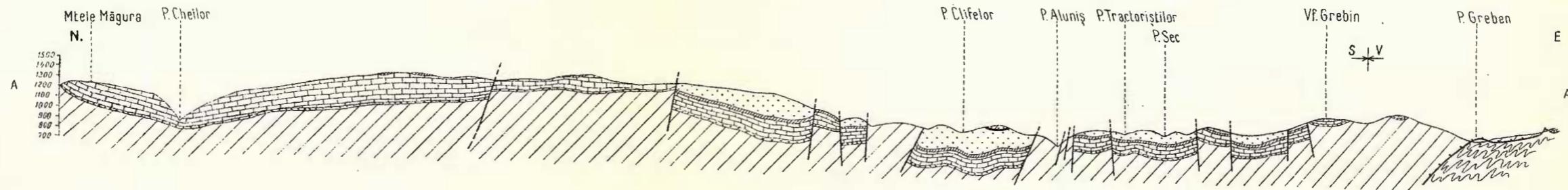
0.....500 1000m.



F. TĂNĂSESCU - G. PITULEA

PROFIL LONGITUDINAL IN REGIUNEA M TELE MĂGURA - P. GREBEN

0 500 1000 m



Legenda

APTIAN	Gresii și microconglomerate
VALLANGINIAN HAUTERIVIAN	Strate de Sinaia
TRIASIC INE + MED.	Jaspuri și radiolarite
	Dolomite și calcare dolomitice
	Gresii și conglomerate silicioase
	Sisturi cristaline
/	Folie
/	Linie de incălcare



culare pe structură. Privind regiunea de la N spre S, se desprinde imaginea unei afundări axiale a zonei mediane, maxima fiind pe interfluviul pîrîul Aluniș — pîrîul Clife, unde apare și petecul de Cristalin pe Apțian, în timp ce extremitățile nordică și sudică ale sinclinalului se ridică treptat. Această ridicare explică și apariția ferestrei Grebenului din extremitatea sudică a regiunii.

Direcția predominantă a mișcărilor a fost de la W către E, uneori apărînd dedublări (interfluviul pîrîul Sec — pîrîul Greben), iar alteori chiar solzi (solzul Clife — Aluniș).

Descifrarea stilului tectonic al regiunii prezintă și o mare importanță economică, deoarece în funcție de el lucrările de explorare a zăcămîntului de baritină de la Ostra și prospectiunile în extindere au putut fi efectuate mai rațional.

Urmăring în timp evoluția tectonică a regiunii, reiese că după metamorfozarea întregului pachet de sedimente, cînd au luat naștere șisturile cristaline (probabil în Carbonifer), a urmat o perioadă îndelungată de exondare, după care urmează transgresiunea triasică, instalîndu-se un bazin de sedimentare cu adîncime redusă, încît a fost posibilă dezvoltarea recifilor care au generat marea masă de calcare și calcare dolomitice din regiune. După depunerea jaspurilor, marea se retrage din nou, pentru a nu reveni decît odată cu transgresiunea cretacică în timpul căreia s-au depus microconglomeratele și gresiile apțiene.

Mișcările mesocretacice au întrerupt însă acest ciclu de sedimentare, zona cristalino-mesozoică fiind antrenată spre E și adusă anormal peste depozitele flișului vest-intern. Mișcări mai noi, a căror vîrstă nu se poate preciza, se fac simțite prin decroșarea contactului anormal dintre Cristalin și stratele de Sinaia (Dealul Botușana — Creasta Picatorul Pietrii).

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XII, București 1928.
2. BĂNCILĂ I., PAPIU V. C. Jaspurile triasice de la Pojarita. *Acad. R.P.R., Bul. științ. (Sect. Biol.-Agron., Geol.-Geogr.)* V/4, 1953.
3. FILIPESCU M. Determinarea vîrstei absolute a rocilor. *Asoc. geol. carpato-balcanică, Congr. V*, București 1961.
4. HARKER A. Metamorphism, ed. I, Londra 1932.
5. ILIE MIRCEA. Problema jaspurilor și radiolaritelor din Carpații României. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, 15, București 1941.
6. ILIE MIRCEA. Masivul Rarăului. *Natura*, XXXII, București 1943.
7. ILIE MIRCEA. Cercetări geologice în regiunea Rarău—Cîmpulungul Moldovenesc—Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, București 1957.
8. KRÄUTNER TH. Cercetări geologice în cuveta marginală a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV, București 1929.
9. KRÄUTNER TH. L'extrême sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XIX (1930—1931), București 1950.

10. NICOLAU Th. Gnaisul de Rarău. *Arh. Soc. Șt. Iași*, 1905.
11. PATRULIU D. La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates orientales. *Ann. Inst. geol. publ. hung.* XLIX/1, 1960.
12. PREDA D. M., ILIE M. Nouvelles contributions à la géologie de la Cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, București 1940.
13. SAVUL M. Le Cristallin de Bistritza. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, 1938.
14. SAVUL M. Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în sinclinalul marginal din Bucovina. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1955.
15. UHLIG V. Das Vorkommen der Werfener Schichten bei Cîmpulung in der Bukowina. *Mitt. geol. Ges. Wien*, III, Viena 1910.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОБЛАСТИ, ЗАКЛЮЧЕННОЙ
МЕЖДУ ВЭЙЛЕ ДЖЕМЕНЯ И ГРЕБЕН
Ф. ТЭНЭСЕСКУ, Г. ПИТУЛЯ, Ф. БЭНЧИЛЭ
(Краткое содержание)

Исследуемая область представляет продолжение к Ю — впадины Рарэул, будучи расположена на границе между кристаллизованной мезозойской зоной, составленной здесь из кристаллических эпиметаморфических формаций и отложений триасового и мелового возрастов — и зоной западно-внутреннего флиша в фации Синайских Пластов.

Отложения кристаллической мезозойской зоны составляют удлиненную на С—Ю — синклиналь, разделенную на участки, выпавшие из системы параллельных и перпендикулярных структуре сбросов. Эта синклиналь представляет осевое погружение в его срединной зоне, где выходит на дневную поверхность кристаллический участок, залегающий над осаждениями накопления (апт), в то время как к С и, в особенности, к Ю, было выявлено его постепенное поднятие до исчезновения. Это поднятие объясняет наличие тектонического окна, в южной оконечности области («Ферястра Гребенулуй»), где эрозия обнажения, из под кристаллического массива, отложения западно-внутреннего флиша (Синайские Пласти).

Мезо-меловые движения, направленные с З на В способствовали появлению — в кристаллической мезозойской зоне — некоторых чешуй (чешуя «Клифе—Алуниши»), а также и их передвижению над отложениями западно-внутреннего флиша.

Окно Гребенул подтверждает вывод, сделанный авторами, что в Карпаций Ориенталь амплитуда передвижений кристаллического массива над отложениями флиша, по крайней мере для некоторых зон — является минимум в 800—1000 м, а изменяющиеся контакты, встречающиеся иногда на границе между ними, должны быть интерпретированы как эффекты некоторых более новых движений, маскирующих старый аномальный контакт.



RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION COMPRISE ENTRE LES
VALLÉES GEMENEA ET GREBEN

PAR

F. TĂNĂSESCU, G. PITULEA, F. BĂNCILĂ

(Résumé)

La région étudiée représente la continuation vers le sud de la cuvette du Rarău et occupe la limite entre la zone cristallino-mésozoïque (constituée par des formations cristallophylliennes épimétamorphiques et des dépôts sédimentaires, triasiques et crétacés) et la zone du flysch ouest-interne, en faciès des Couches de Sinaia.

Les dépôts sédimentaires de la zone cristallino-mésozoïque constituent un synclinal allongé N—S, divisé en compartiments et décroché par un système de fractures parallèles et perpendiculaires à la structure. Ce synclinal présente un plongement axial dans sa zone médiane, où apparaît également un lambeau cristallin sur les dépôts de comblement (Aptien), tandis qu'autant vers le N que principalement vers le S il s'élève graduellement jusqu'à la disparition. Cette élévation explique l'existence d'une fenêtre tectonique (« Fenêtre de Greben ») à l'extrémité sud de la région, où l'érosion a mis au jour, de sous le Cristallin les dépôts du flysch ouest interne (Couches de Sinaia).

Les mouvements méso-crétacés, orientés W—E, ont causé — dans la zone cristallino-mésozoïque — l'apparition de plusieurs écailles (l'écaille « Clife—Aluniș ») ainsi que la poussée de la zone au-dessus des dépôts du flysch ouest-interne.

La fenêtre de Greben vient à l'appui de l'idée que dans les Carpates orientales, le déplacement du Cristallin au-dessus des dépôts du flysch — au moins dans certaines zones — atteint une ampleur de minimum 800—1000 m, et les contacts hésitants rencontrés parfois à la limite de ces derniers, doivent être considérés en tant qu'effets des mouvements plus récents qui masquent l'ancien contact anormal.





Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

CONSIDERAȚII ASUPRA DOGGERULUI DIN STRUCTURA PLEȘIVA (ZONA REȘIȚA—MOLDOVA NOUĂ, BANAT)¹⁾

DE

C. BOLDUR, I. STĀNOIU, AL. STILLĂ

În vara anului 1961, în cadrul unor lucrări de prospecțiune pentru cărbuni în zona Reșița—Moldova Nouă, am cercetat regiunea cuprinsă între valea Minișului la nord și valea Nerei la sud.

În partea de est a regiunii cercetate, către rama cristalină a bazinului sedimentar, se dezvoltă structura Pleșiva. Această structură reprezintă un anticlinal asimetric cu flancul estic foarte strivit și în cea mai mare parte laminat, datorită importanței falii longitudinale a Pleșivei.

Cercetătorii anteriori (4) separă Liasicul drept cel mai vechi termen ce aflorează la zi în structura Pleșiva, sub forma unor iviri dezvoltate, constituite din alternanțe de depozite în facies continental lagunar cu depozite în facies marin. Cercetările noastre au arătat că în realitate majoritatea depozitelor considerate liasic-inferioare reprezintă de fapt Doggerul.

Urmărind dispoziția geometrică și succesiunea litologică în cîteva profile la est de vîrful Pleșiva Mare, am constatat că depozitele în discuție formează un complex dispus peste șisturile argiloase cu Corbule, ale Toarcianului, și suportă calcarele grezoase vinete cu accidente silicioase ale Callovianului.

Complexul litologic de la est de vîrful Pleșiva, la care ne referim, are în bază un pachet de gresii calcaroase, micacee, aenușii-gălbui, uneori cuarțitice, care conțin numeroase forme de lamelibranchiate cu scoica groasă și gasteropode (*Nerinella*). La partea superioară gresile devin mai fine și trec treptat la un pachet de șisturi grezoase micacee, brune-cafenii, din care am recoltat forma *Oecotraustes* (*Paroecotraustes*) cf. *serrigerus* WAAGEN (pl. fig. 2). Din depozite echivalente, în alte puncte, tot în structura Pleșiva, am mai colectat formele:

Clydoniceras discus SOWERBY (planșă, fig. 1) (valea Cheia Columbului)

Delecticeras cf. *legayi* RIGAUX-SAUVAGE (planșă, fig. 3) (pîrul Ciungi)

Oecotraustes (*Oecotraustes*) cf. *nodifer* BUCKMAN (planșă, fig. 4) (pîrul Ciungi)

¹⁾ Comunicare în ședința din 16 martie 1962.

Dintre acestea doar *Clydoniceras discus* Sow. a mai fost semnalat la Anina, în Doggerul dezvoltat în facies central (5, 6). Repartiția stratigrafică a acestor forme în Anglia și Franța (1, 2) este dată în tabela de mai jos.

	Bathonian	
	inferior	superior
<i>Clydoniceras discus</i>	—	+
<i>Delecticeras legayi</i>	—	+
<i>Oecotraustes serrigerus</i>	rar	+
<i>Oecotraustes nodifer</i>	+	—

Concluzia ce se poate trage este aceea că pachetul superior al complexului descris reprezintă Bathonianul în întregime.

Continuitatea de sedimentare între pachetul inferior cu lamellibranchiate și poziția acestuia față de pachetul superior cu amoniți bathonieni, ne îndreptățesc să conchidem că partea bazală a complexului reprezintă Bajocianul.

Caracterul detritic-grezos, uneori grosier și existența lamelibranchiatelor cu scoica groasă sau a Nerinellelor în complexul descris, ne permite să afirmăm că în structura Pleșiva avem prezent Doggerul (Bajocian-Bathonian) de tip litoral marginal, dispus transgresiv peste Toarcianul pelitic. Poziția transgresivă a Doggerului de tip marginal a fost semnalată și în alte puncte ale zonei Reșița — Moldova Nouă (3, 5).

Argumentarea paleontologică a existenței Doggerului de tip marginal în structura Pleșiva, pentru depozitele considerate anterior liasice, vine să excludă definitiv din discuții problema faciesului marin al Liasicului.

Descrierea formelor

Clydoniceras discus Sov.

(planșa fig. 1)

1888 *Amonites discus* GROSSOUDRE, Bull. Soc. Géol. Fr., ser. 3, vol. XVI, p. 378, pl. 4, fig. 6; 6 a.

1905 *Clydoniceras discus* BLAKE, Pal. Soc. London, vol. LIX, p. 54, pl. 6, fig. 1.

1923 *Clydoniceras discus* LISSAJOUS, Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, fasc. III, mém. 3, p. 108, pl. 24, fig. 1; 2.

1930 *Clydoniceras discus* GROSSOUDRE, Cent. Soc. Géol. Fr., Livre Jub., p. 379.

1943 *Clydoniceras discus* DOUVILLE, Mém. Soc. Géol. Fr., mém. 48., t. XXII, fasc. 1—2, p. 10, pl. 1, fig. 3, 6.

1951 *Clydoniceras discus* ARKELL, *Pal. Soc. London*, p. 33, pl. 2, fig. 2 a, 2 b; 2 c.

$$D = 55; H = 33; G = ?; O = 4.$$

Specie de talie mică (una dintre cele mai mici ale genului), cu cochilia de formă discoidală. Ornamentația, absentă pe ultima cameră, constă din coaste relativ fine și falciforme. Turul de spiră are secțiunea sagitată, cu partea ventrală carenată.

Proveniență: valea Cheia Columbului, Bathonian superior.

Delecticeras cf. legayi RIGAUX & SAUAGGE

(plansă, fig. 3)

1888 *Amonites discus* GROSSOUPRE, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. III, t. XVI, pl. 4, fig. 4 a, 4 b; 5 a, 5 b.

1905 *Clydoniceras legayi* BLAKE, *Pal. Soc. London*, vol. LIX, p. 57, pl. 6, fig. 4, 5, 6.

1930 *Clydoniceras legayi* GROSSOUPRE, *Cent. Soc. Géol. Fr.*, Livre Jub., p. 379.

1943. *Clydoniceras discus* DOUVILLE, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XXII, fasc. 1–2, mém. 48, pl. 2, fig. 2, 3, 5, 6; pl. IV, fig. 4, 7, 8.

1951 *Clydoniceras legayi* ARKELL, *Pal. Soc. London*, p. 44, pl. 4, fig. 9, 10, 11 a, 11 b.

$$D = 43; H = 18; G = ?; O = 6,5.$$

Exemplarul cel-l posedăm prezintă afinități cu formele tinere de *Clydoniceras discus* Sow., de care se deosebește prin ombilicul mai larg, turul de spiră mai puțin gros, sănțurile sifonale și secțiunea dreptunghiulară a turului de spiră.

Mai prezintă asemănări cu *Delecticeras delectum* ARKELL, de care se deosebește prin comprimarea mai accentuată a cochiliei, ornamentația mai fină și sănțurile sifonale mai înguste.

Exemplarul este deformat lateral.

Proveniență: pîrul Ciungi, Bathonian superior.

Oecotraustes (Paroecotraustes) cf. serrigerus WAAG.

(plansă, fig. 2)

1888 *Amonites serrigerus* GROSSOUPRE, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, t. XVI, pl. 4, fig. 2 a, 2 b

1923 *Oecotraustes serrigerus* LISSAJOUS, *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon.*, fasc. 5, mém. 3, p. 120, pl. 26, fig. 1, 2, 3, 4, 5.

1930 *Oecotraustes serrigerus* GROSSOUPRE, *Cent. Soc. Géol. Fr.*, Livre Jub. t. II, p. 377, pl. 39, fig. 10.

1951 *Oecotraustes (Paroecotraustes) serrigerus* ARKELL, *Pal. Soc. London*, vol. CV, p. 69, pl. 8, fig. 4.

$$D = 32; H = 13; G = 4; O = 10.$$



Posedăm un exemplar din care nu s-a păstrat decât jumătate din ultimul tur de spiră.

Cochilia destul de larg ombilicată, coastele evidente și absența acestora pe porțiunea internă a turului de spiră, precum și aspectul turului de spiră, sănt caractere ce îl apropiu de *Oecotraustes serrigerus* WAAGEN.

Proveniență: est de vîrful Pleșiva Mare, Bathonian.

Oecotraustes (Oecotraustes) nodifer BUCKMAN
(planșă, fig. 4)

1923 *Oecotraustes nodifer* LISSAJOUS, *Trav. Lab. Fac. Sci. Lyon*, fasc. 5, mém. 3, p. 125, pl. 26, fig. 13 a.

1951 *Oecotraustes (Oecotraustes) nodifer* ARKELL, *Pal. Soc. London*, vol. CV, p. 68, pl. 7 fig. 7, 8.

$$D = 28; H = 9,5; G = ?; O = 12.$$

Cochilie destul de larg ombilicală. Tururile de spiră au flancurile aplatisate. Ornamentația, absentă pe ultima pătrime a cochiliei și pe jumătatea internă a flancurilor, constă din coaste dese și dezvoltate, ce se termină spinat pe partea sifonală, unde mărginesc o ușoară carenă.

Această specie prezintă afinități cu *Oecotraustes conjungens* MAYER, de care se deosebește prin ombilicul mai larg și prin spinațiunea ventrală.

Exemplarul ce-l posedăm este deformat dorso-ventral.

Proveniență: pîrul Ciungi, Bathonian inferior.

BIBLIOGRAFIE

1. ARKELL W. J. Monograph of the English Bathonian Ammonites. *Pallaeont. Soc. London* 1951.
2. ARKELL W. J. Jurasic Geology of the world. 1956.
3. BOLDUR C., BOLDUR A. Geologia regiunii Reșița-Doman-Secul. D. S. Com. Geol. XLVI (1958-1959), București 1963.
4. MUTIHAC V. Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița - Moldova Nouă (Banat). Ed. Acad. R.P.R. 1959.
5. NĂSTĂSEANU S. Faciesurile Doggerului din zona Reșița - Moldova Nouă. Banatul de vest. *Lucrările Congr. V. Asoc. geol. carpato-balcanică*, 1961.
6. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., MUTIHAC V. Cercetări geologice în regiunea dintre Anina și Doman (Zona Reșița - Moldova Nouă). *Bul. Acad. R.P.R. Secția Geol.-Geogr.* vol. 2 București 1957.



EXPLICAȚIA PLANȘEI



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — *Clydoniceras discus* SOWERBY. Bathonian sup.
Fig. 2. — *Oecotraustes* (*Paraoecotraustes*) cf. *O. serrigerus* WAAGEN. Bathonian sup.
Fig. 3. — *Delecticeras* cf. *D. legayi* RIGAUX et SAUVAGE. Bathonian sup.
Fig. 4. — *Oecotraustes* (*Oecotraustes*) cf. *O. nodifer* BUCKMAN. Bathonian inf.

C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ. Doggerul din structura Pleșiva.



1.



2.



3.



4.



Institutul Geologic al României

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ ДОГГЕРА
В СТРУКТУРЕ ПЛЕШИВА (ЗОНА РЭШИЦА—МОЛДОВА НОУЭ,
БАНАТ)

К. БОЛДУР, И. СТЭНОЮ, АЛ. СТИЛЛА

(Краткое содержание)

В верхней части песчанисто-известняково — слюдяного комплекса структуры Плешива, считавшейся раньше лейасовой, были извлечены виды:

Clydoniceras discus Sow.

Delecticeras cf. *legayi* RIGAUX & SAUVAGE

Oecotraustes cf. *serrigerus* WAAG.

Oecotraustus cf. *nodifer* BUCK.

которые указывают с достоверностью на батский возраст.

На основании разграничения комплекса между тоарским и келловейским ярусами, а также и на основании разновидностей аммонитов, отобранных из верхнего пакета и ламеллибрanches изъятых из нижнего пакета, авторы приходят к заключению, что дискуссионные отложения представляют байос-батский яруса — в окраинной фации (неритовое побережье).

CONSIDÉRATIONS SUR LE DOGGER DE LA STRUCTURE PLEŞIVA
(ZONE DE REŞIȚA — MOLDOVA NOUĂ, BANAT)

PAR

C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ

(Résumé)

À la partie supérieure du complexe gréso-calcaire micafère de la structure Pleşiva — considérée, auparavant, liasique — ont été prélevées les formes suivantes:

Clydoniceras discus Sow. (planche, fig. 1)

Delecticeras cf. *legayi* RIGAUX & SAUVAGE. (planche, fig. 3)

Oecotraustes cf. *serrigerus* WAAG. (planche, fig. 2)

Oecotraustes cf. *nodifer* BUCK. (planche, fig. 4)

qui attestent l'âge bathonien.

Suivant la position du complexe entre le Toarcien et le Callovien, ainsi que suivant les ammonites prélevées dans le paquet supérieur et les lamellibranches du paquet inférieur, les auteurs tirent la conclusion que les dépôts étudiés représentent le Bajocien-Bathonien en faciès marginal (littoral nérétique).



Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

VÎRSTA FORMAȚIUNILOR NEOGENE DIN BAZINUL
ZLATNA—ALMAȘUL MARE (MUNȚII METALIFERI)¹⁾

DE

M. BORCOȘ, GH. MANTEA

Cu toate că în bazinele post-tectonice din Munții Metaliferi s-au efectuat cercetări de ordin tectonic sau pur stratigrafic pentru stabilirea vîrstei și a succesiunii manifestațiunilor eruptive, problemele ce se desprind din complexitatea structurală și litologică a acestor bazine au continuat să rămână actuale. Deoarece cercetările noastre nu s-au extins decât asupra formațiunilor geologice din bazinul Zlatna—Almașul Mare, ne vom rezuma să facem unele considerații cu totul sumare, referitoare și la situația geologică a celorlalte bazine terțiare, în măsura în care concluziile la care am ajuns ar putea să dea unele indicații cu privire la orizontarea formațiunilor și a corelării unor faze eruptive. Deosebirile de vîrstă semnalate în interpretarea geologică a diferenților cercetători, se datorează lipsei unor dovezi paleontologice care să argumenteze o orizontare riguroasă, recurgîndu-se în acest mod la extrapolări exagerate și paralelizări cu formațiuni mai mult sau mai puțin asemănătoare din alte regiuni.

Înainte de a prezenta observațiile noastre, este necesar să arătăm cum au fost rezolvate aceste probleme de antecercetători. Pentru prima dată HAUER și STACHE (10, 11) au atribuit formațiunilor conglomeratice cu intercalări de gresii și argile din bazinul Zlatna o vîrstă miocenă. Tot ei separă o « serie inferioară », denumită și « gresia carpatică eocenă » de tip Fața Băii, pe care o paralelizează cu un orizont de gresii din bazinul Roșia Montană. Seria inferioară suportă o « serie superioară » fosiliferă, de vîrstă neogenă. F. POȘEFNY (23) acordă aceeași vîrstă neogenă formațiunilor menționate, incluzîndu-le în noțiunea de «Lokalsediment», denumire utilizată pentru sectoarele unde aceste depozite vin în contact cu roci eruptive terțiare. Aceleași depozite au fost descrise și de FRENDL în Valea Mare—Zlatna și în regiunea comunei Pătrîjeni, fără ca acest autor să precizeze vîrsta lor. Pe baza acestor observații unii cercetători admit extinderea mării acvitaniene pînă în această zonă. M. PÁLFY, referindu-se la argilele și gresia roșie din bazinul Zlatna, le consideră ca reprezentând

¹⁾ Comunicare în ședința din 20 aprilie 1962.

un orizont inferior al Oligocenului. Același autor vorbește de existența unui orizont superior, constituit din gresii și conglomerate, pe care-l atribuie Mediteranianului. În lucrările sale, St. FERENCZI (4) separă trei orizonturi, dintre care cel din bază, reprezentat prin conglomerate și gresii cu intercalații vulcanogene riolitice, ar corespunde Oligocenului și Mediteraneanului I. Orizontul superior fosilifer este atribuit Mediteraneanului II. FR. NOPCSA (18) atribuie vîrstă daniană depozitelor orizontului roșu din bazinul Zlatna, prin analogie cu depozite similare din bazinul Hațeg, care conțin resturi de reptile. Acceptând prezența Danianului în Bazinul Transilvaniei, J. SZADECZKY (26) consideră erupțiile de riolite de aceeași vîrstă. PÁLFY, FERENCZI și PAPP sunt de acord că aceste efuziuni s-au manifestat în timpul Oligocen-Miocenului.

O etapă însemnată în cunoașterea geologică a regiunii la care ne referim o constituie perioada în care au fost întreprinse cercetări de către M. ILIE (18) și T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU (8).

Determinat de asemănarea facial-litologică dintre depozitele mediteraneene din bazinul Zlatna și cele din Bazinul Transilvaniei și al Mureșului (în zona Ighiu, Bărăbanți, Micești, Vinț) și ținând cont de fauna acvitaniană determinată de A. KOCH la Cetea și Șard, M. ILIE acceptă vîrstă acvitaniană pentru majoritatea depozitelor sedimentare neogene din bazinul Zlatna—Almașul Mare. În afară de aceasta, autorul întrevede și posibilitatea existenței Burdigalianului și Helvețianului, unele din formațiunile neogene din bazinul Zlatna putind reprezenta aceste etaje. Orizontul conglomeratelor roșii cu intercalații de argile și gresii de vîrstă acvitaniană, suportă Tortonianul, cu care se încheie în această zonă ciclul de sedimentare neogen.

Concluziile la care au ajuns T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU infirmă existența Acvitanianului în acest bazin. Autorii acordă în schimb o mare extindere depozitelor tortoniene (orizontul conglomeratelor de Fața Băii și a pietrișurilor de Almașul Mare) în bazinul Zlatna—Almașul Mare, acoperite în unele sectoare de Sarmatian. Formațiunile litologice considerate de geologii mai sus citați ca sarmațiene corespund în mare parte Tortonianului delimitat de M. ILIE în culmea Breaza—Haneș și în apropierea comunelor Almașul Mare și Brădet.

Din această scurtă prezentare a etapelor de cercetare se poate observa faptul că în general orizontările efectuate sunt puse sub semnul îndoelii, tocmai datorită lipsei unor dovezi paleontologice care să argumenteze mai temeinic opiniile cu privire la vîrstă formațiunilor neogene. În lipsa unui material paleontologic, paraleлизările făcute pe criterii pur litologice, element secundar pentru corelarea sedimentelor din bazine restrînse, nu sunt concludente.

Deoarece concluziile care să ar desprinde dintr-o cunoaștere cât mai exactă a acestor fapte au o importanță deosebită în interpretarea principalelor fenomene legate de evoluția și delimitarea magmatismului neogen, ne-am propus, fiind în posesia unor date paleontologice, să precizăm vîrstă acestor formațiuni și să stabilim astfel principalele momente de manifestare a vulcanismului terțiar.



Bazinul Zlatna—Almașul Mare cuprinde formațiuni sedimentare de vîrstă tortoniană și roci eruptive asociate.

Stratigrafia depozitelor tortoniene. *Aspecte litologice.* Peste depozite cretacice în facies de fliș (de vîrstă valanginian-hauteriviană, barremiană, apțiană, cenomaniană și senoniană) și peste complexul paleovulcanitelor bazice, se dispun transgresiv și discordant depozite de vîrstă tortoniană, a căror succesiune cuprinde trei orizonturi:

Orizontul inferior este constituit dintr-o alternanță de conglomerate poligene (conglomeratele de Fața Băii — 8), gresii friabile și marne argiloase nisipoase roșii, reflectând variații de facies; la anumite nivele apar intercalații de piroclastite și curgeri riolitice și andezitice.

În continuitate de sedimentare urmează orizontul mediu, constituit din pietrișuri roșii (Pietrișuri de Almașul Mare — 8), gresii roșii și cenușii slab stratificate, argile și marne roșii-violacee și cenușii. Foarte des se întâlnesc intercalații de calcare cu *Lithothamnium* și nivele de gips. La partea superioară, orizontul prezintă marne cenușii, micaferă, fosilifere.

Orizontul superior este constituit din marne cu eflorescențe saline și gresii tufacee, cu urme de plante și cărbuni, precum și numeroase intercalații de piroclastite.

Vîrsta depozitelor. Am atribuit acestor orizonturi vîrsta tortoniană, pe considerente de ordin paleontologic și stratigrafic. În valea Brădățel—Zlatna intercalațiile de gresii și marne șistoase din orizontul basal conțin:

Pycnodonta navicularis BR.

Ostrea digitalina DUB.

Turritella bicarinata EICHW.

În șisturile argiloase marnoase intercalate în orizontul basal se găsește următoarea asociație microfaunistică:

Cibicides floridanus CUSH.

Globigerina bulloides D'ORB.

Globigerina concinna REUSS

Sphaeroidina bulloides D'ORB.

Nonion pompilioides (FICHTEL & MOLL)

Bulimina elongata D'ORB.

Bulimina pupoides D'ORB.

Entosolenia sp. A și sp. B.

Uvigerina sp.

Spiculi de Echinide

Mentionăm că toate analizele micropaleontologice, pe care le prezentăm au fost executate de ZORELA DUMITRESCU de la Laboratorul de Micropaleontologie al Întreprinderii «Prospectiuni».

Orizontul mediu, caracterizat prin prezența bancurilor de calcare cu *Lithothamnium*, cuprinde nivale fosilifere, din care, din Valea Mică, affluent al văii Ampoi (în apropiere de Zlatna), am recoltat și determinat următoarele forme:

- Anadara (Anadara) sp.*
- Glycymeris (Glycymeris) sp.*
- Anomia ephippium* din grupa *A. orbiculata* BR.
- Anomia ephippium* L.
- Pycnodonta brongniarti* B.
- Pinna aff. pectinata* L.
- Chlamys* sp.
- Lithothamnium ramossissimum* REUSS

La SW de vîrful Breaza în Valea Lungă, din marne cenușii micaferă și cinerite cuprinse în orizontul mediu au fost colectate formele:

- Glycymeris (Glycymeris) sp.*
- Pecten (Flabellipecten) sp.* din grupa *P. besseri* ANDR.
- Pycnodonta navicularis* BR.
- Ostrea digitalina* DUB.
- Phacoides columbella* LMK.
- Dilonia (Oxystele) amedei* BR.
- Polinices (Lunatia) aff. helicina* BROCC.
- Turritella bicarinata* EICHW.

Cităm de asemenea punctul fosilifer din valea Ruginii—Incăești (bazinul văii Trîmpoile), de unde au fost recoltate și determinate formele:

- Lucina (Linga) columbella* LAM.
- Venus (Ventriculoides) aff. multilamella* LAM.
- Glycymeris* sp.
- Turritella bicarinata* EICHW.

Analizele micropaleontologice au evidențiat prezența următoarei asociații:

- Globigerina eocaenica* var. *eocaenica* TERQ.
- Globigerina* cf. *triloculinoides* PLUM.
- Globigerina fringe* SUBB.
- Orbulina* sp.
- Bulimina* sp.
- Chilostomella* cf. *cziezkei* REUSS
- Nodosaria* sp.
- Globigerina triloba* REUSS
- Candorbulina universa* JEDLITSCHKA
- Dentalina* sp.
- Operculina* cf. *discoidea* SCHWAGER



Asociația de microforme citată mai jos cuprinde exemplare caracteristice: Tortonianului: (*Candorbolina universa*, *Globigerina triloba*). Prezența unor globigerine eocene (*Globigerina eocaenica*, *triloculinoides*) atestă remanieri ale unor depozite eocene în cuprinsul celor tortoniene. Orizontului superior i s-a atribuit vîrstă tortonian-superioară, pe baza fosilelor recoltate din gresiile tufacee și marnele șistoase care apar în dealul Podei, la NW de biserică din Almașul Mare:

- Dilonia (Oxystele amedei* Br.)
- Cardium* sp.
- Serpula* sp.
- Donax* sp.
- Glycymeris* sp.
- Turritella bicarinata* EICHW.

Analiza probelor micropaleontologice recoltate din aceleași gresii tufacee, evidențiază prezența formelor:

- Cibicides boueanus* CUSH.
- Cibicides ungerianus* D'ORB.
- Gyroidina gyrrardina* REUSS
- Eponides cocoaensis* CUSH.
- Pullenia bulloides* D'ORB.
- Uvigerina laviculata* CORYELL & RIVERO
- Nonion soldanii* D'ORB.
- Nonion pompilioides* (FICHTEL & MOLL)
- Dorothia ratuse* CUSH.
- Bolivina directa* CUSH.
- Globigerina bulloides* D'ORB.
- Karreniella cf. subcylindrica* NUTTALL
- Dentalina mucronata* NEUGEBOREN
- Dentalina communis* D'ORB.
- Robulus cf. cultratus* MONTE.
- Schenkiella occidentalis* CUSH.
- Globigerina conica* REUSS
- Eggerella adventa* CUSH.
- Globigerinoides conglobatus* BRADY
- Globigerina biloba* D'ORB.
- Eggerella ihungia* FINLAY
- Uvigerina utila* CUSH.
- Globigerina triloba* REUSS
- Globorotalia cf. scitula* BRADY
- Globigerina dissimilis* CUSH. & BERM.

- Candorbolina universa* JEDL.
Schenckiella communis D'ORB.
Elphidium fichtelianum D'ORB.
Elphidium sp.
Bolivina scalpata SCHWAGER var. *miocenica* MAC.
Dentalina longiscata D'ORB.
Nonion commune D'ORB.
Cibicides weste HOWE var. *weste* HOWE & WALLACE
Globorotalis minardi D'ORB.

Asociația de mai sus este alcătuită din forme marine cu testul ros din cauza materialului grezos. Foraminiferele cele mai frecvent întâlnite sunt Globigerinele. Asociația respectivă indică zona T_2 , caracteristică pentru Tortonian superior.

Distribuția depozitelor. Urmărind răspândirea celor trei orizonturi ale Tortonianului în bazinul Zlatna—Almașul Mare, constatăm dezvoltarea predominantă a conglomeratelor de Fața Băii.

Orizontul conglomeratelor de Fața Băii se dezvoltă de o parte și alta a văii Ampoiului, între Pătrîngeni și Zlatna, către NW, ocupînd suprafețe întinse în bazinul văii Trîmpoile. Același orizont este întâlnit și în valea Almașului, unde are o extindere mai redusă. Grosimea aproximativă a orizontului bazal este de 400 m.

Orizontul mediu (pietrișurile de Almașul Mare) apare bine dezvoltat în împrejurimile localității Almașul Mare, în bazinul Văii Lungi și în valea Almașului, în amonte de confluența cu valea Turnului. În bazinul văii Techereu, pietrișurile de Almașul Mare ocupă suprafețe mari în apropiere de satul Brădet. În bazinul văii Trîmpoile, orizontul mediu apare sub un facies marnos-argilos, în continuitate de sedimentare cu orizontul conglomeratelor de Fața Băii. În general, acest orizont este lipsit de intercalări vulcanogene; menționăm totuși apariții de piroclastite riolitice, intercalate la diferite nivele în pietrișurile de Almașul Mare din sectorul valea Babii — valea Almașului, precum și în bazinul văii Techereului, între Brădet și Șesuri. Grosimea pietrișurilor de Almașul Mare, în apropiere de Almașul Mare, este de cca 350 m.

Orizontul superior, caracterizat printr-o alternanță de roci cu caracter terigen și vulcanogen (uneori cu dezvoltarea preponderentă a piroclastitelor dacitice și andezitice), apare în bazinul văii Almașului, ocupînd creștele Breaza — Iepurele și Podei Pogor. Deoarece partea superioară a orizontului a fost erodată nu se poate approxima grosimea reală.

Examinînd caracterele litologice și paleontologice ale depozitelor terțiare din bazinul Zlatna—Almașul Mare, ajungem la următoarele concluzii:

În bazinul Zlatna—Almașul Mare sedimentarea terțiară începe cu depozite detritice, groziera, de vîrstă tortoniană, cu un pronunțat caracter torențial.



Fenomenele de subsidență care au jucat un rol important în evoluția bazinului Zlatna—Almașul Mare explică alternanțele frecvente ale unor faciesuri psefitic-pelitice (neritice) cu intercalații de pirolastite și curgeri andezitice și riolitice, ce reflectă caracterul sinsedimentar al eruptiilor din Tortonianul inferior.

Ulterior apar condiții pentru dezvoltarea faciesurilor recifale (calcare de Leitha).

Către finele intervalului, domeniul neritic este înlocuit treptat de cel lacustru, înregistrîndu-se o îndulcire treptată a apelor.

Eruptivul terțiар. În cuprinsul depozitelor terțiare din bazinul post-tectonic Zlatna—Almașul Mare se individualizează o serie de roci eruptive riolitice, andezitice, riocacitice și dacitice, sub formă de stilpi, curgeri de lavă sau produse pirolastice. Andezitele cuarțifere reprezintă un nivel superior, unitar, masiv, sub forma unor largi revărsări de lave, însotite de foarte puține produse pirolastice. Zonele de înrădăcinare ale acestor andezite se dezvoltă linear (2) pe distanțe relativ mari, generind adesea și corpuri subvulcanice.

Riolitele din regiune se caracterizează din punct de vedere mineralologic prin conținutul lor în plagioclaz, sanidină ± ortoză, biotit și hornblendă, ca fenocristale prinse într-o masă de bază vitroasă, de obicei cu textură fluidală (cu numeroase trihite) sau cu structură microgranulară, specifice diverselor condiții de zăcămînt. În produsele pirolastice riolitice (roci cu o structură cristalolitoclastică și textură masivă) se recunosc fragmente de riolite și cristale izolate comune acelaiași tip litologic.

Andezitele din orizontul inferior și superior prezintă caractere asemănătoare din punct de vedere mineralologic; masa fundamentală este microgranulară cuarț-feldspatică, în care sunt incluse fenocristale de plagioclaz, piroxeni și hornblendă. Tipul reprezentativ al andezitelor din cele două orizonturi este cel piroxenic, însotit uneori și de varietatea de andezite cu piroxeni și amfiboli.

Riodacitele sunt constituite dintr-o masă de bază în mare parte transformată (silicifiată, sericitată sau cloritizată), care include fenocristale de cuarț, feldspat nedeterminabil, granat și biotit. Unele caractere texturale, precum și compoziția mineralologică sunt asemănătoare ignimbritelor.

Dacitele evidențiază o compoziție mineralologică în care participă fenocristale de plagioclaz, cuarț, biotit larg dezvoltat și hornblendă ce formează uneori aglomerări. În majoritatea cazurilor fenocristalele reprezintă cca 40% din masa rocii de obicei cu o structură microgranulară.

Andezitele cuarțifere diferă de tipul andezitelor întlnite în depozitele tortoniene, atât prin chimismul lor, natura plagioclazilor, conținutul în cuarț sub formă de fenocristale sau prins în masa rocii, cât și prin dezvoltarea dominantă a hornblendei în locul piroxenului. Varietatea reprezentativă a acestor vulcanite este tipul de andezite cuarțifere amfibolice. Participarea piroxenului în compoziția rocii variază de la corp la corp, în cantitate mai mare creând subtipul de andezite cuarțifere

amfibolice cu piroxen. De asemenea, structura andezitelor cuarțifere diferă în limite destul de largi, în cadrul diverselor iviri întâlnindu-se aspecte porfirice în care hornblenda sau plagioclazii pot atinge dimensiuni de pînă la 1 cm sau situații opuse în care aceste elemente nu depășesc cu mult dimensiunile microlitelor din pastă.

Vîrsta erupțiunilor. Prezența vulcanitelor neogene intercalate în formațiunile sedimentare amintite a ridicat problema precizării vîrstei erupțiunilor. M. PÁLYI, J. SZADECZKY, ST. FERENCZI și M. ILIE admit că în regiunea Munților Metaliferi aceste erupțiuni au avut loc de la începutul Miocenului și au durat pînă la sfîrșitul Pliocenului. M. ILIE (12) consideră că în timpul Acvitanianului s-au manifestat erupții de riolite de tipul celor din bazinul Zlatna și Roșia, ele marcând o primă fază a activității vulcanismului neogen. Venirile de andezite piroxenice de tipul celor întâlnite în Valea Mare—Zlatna, legate în general de liniile tectonice formate la sfîrșitul Oligocenului, ar reprezenta o altă fază care se manifestă între Mediteranean I și Mediteranean II. O altă fază este marcată de o serie de erupții andezitice mai acide (post-tortoniene), însotite uneori de dacite și riolite.

T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU (8) prezintă într-o clasificare schema evoluției magmatismului neogen din Munții Metaliferi (cu o valoare stratigrafică), distribuind erupțiile neogene la patru faze: faza erupțiilor de andezite tip Fața Băii și riolite de Băița — de vîrsta tortoniană; faza erupțiilor de dacite tip Cîinel — de vîrsta sarmătiană; faza erupțiilor de andezite cuarțifere și dacite tip Cetrașul — de vîrstă sarmătiană; faza erupțiilor de andezite — tip Rotunda și bazalte de Detunata — de vîrstă sarmătian-pliocenă.

Datele noi privind stratigrafia depozitelor terțiare ne-au permis o încadrare riguroasă a erupțiunilor neogene. În bazinul Zlatna—Almașul Mare, în timpul sedimentării Tortonianului au avut loc erupțiuni de riolite, andezite, riodacite și dacite. Din succesiunea intercalațiilor piroclastitelor și lavelor se poate deduce că activitatea vulcanică a evoluat ritmic cu unele fenomene de recurență. Frecvența intercalațiilor de vulcanite cuprinse în depozitele tortoniene evidențiază o activitate intensă a acestui eruptivism, în special în Tortonianul inferior și în Tortonianul superior. Aceasta a determinat pe T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU să deosebească cele două faze de erupții, considerînd Tortonianul mediu (orizontul pietrișurilor de Almașul Mare) ca o perioadă de calm magmatic. Observațiile noastre au arătat că Tortonianul mediu nu reprezintă o perioadă de calm magmatic absolut, deoarece în aria principalului sector cu erupții tortoniene (sectorul Podei—Brădet) în cuprinsul Tortonianului mediu sunt prezente vulcanite riolitice. Situații similare se recunosc și în sectorul valea Babii — valea Almașului. Prezența acestor vulcanite demonstrează continuitatea eruptivismului tortonian. Este foarte adevărat că în timpul Tortonianului mediu se înregistrează o scădere a intensității eruptivismului în comparație cu Tortonianul inferior și superior.

Considerăm că eruptionsurile tortoniene aparțin unei singure faze manifestate prin mai multe momente de eruptionsi riolitice, andezitice, riodacitice și dacitice, ca urmare a unui proces accentuat de diferențiere magmatică. În sprijinul acestei afirmații pledează următoarele argumente: continuitatea eruptivismului în tot timpul Tortonianului; identitatea mineralologică și chimică a vulcanitelor recurente (andezite tip Fața Băii — Tortonian inferior și andezite tip Tuțumanu — Tortonian superior; absența mineralizațiilor (caracteristică fazei andezitelor cuartifere post-tortoniene); vîrsta tortoniană a dacitelor tip Ciinel (considerate de T. P. GHÎTUȚULESCU — M. SOCOLESCU sarmatiene și încadrate în faza a două).

În acest mod, fazei I-a de eruptionsi (corespunzătoare fazei I-a și a II-a a lui T. P. GHÎTUȚULESCU și M. SOCOLESCU) îi atribuim riolitele și andezitele tortonian-inferioare, riolitele tortonian-medii, riodacitele, andezitele și dacitele tortonian-superioare.

Distribuția formațiunilor eruptive din faza I-a. Riolitele și andezitele Tortonianului inferior sunt cantonate în orizontul conglomeratelor de Fața Băii din bazinul văii Trîmpoile, constituind nivele stratigrafice reper, în bazinul Văii Lungi (la confluență cu valea Almașului) în valea Almașului și în bazinul văii Techerău, acoperite parțial de depozitele Tortonianului mediu. În Valea Mare (afluentul văii Ampoi) sunt prezente aceleași andezite și riolite, ultimele dezvoltându-se preponderent în partea de E a bazinului (comuna Pătrînjeni). Unele intercalări de riolite întâlnite în culmea Podei—Brădet, culmea Baba și la SW de Neagra indică vîrsta tortonian-medie. Riodacitele din baza Tortonianului superior apar în zona de izvoare a Văii Lungi (W de vîrful Breaza) și suportă produsele piroclastice ale andezitelor tip Tuțumanu (Tortonian superior). Activitatea magmatismului tortonian se încheie cu dacitele tip Ciinel, ale căror produse piroclastice le întâlnim intercalate la diferite nivele în Tortonianul superior din culmea Podei—Pogor.

Faza a II-a de eruptionsi din bazinul Zlatna—Almașul Mare (corespunzătoare fazei a III-a de eruptionsi a lui T. P. GHÎTUȚULESCU și M. SOCOLESCU) este marcată de veniri importante reprezentate prin andezite cuartifere caracterizate prin: curgeri de lave larg dezvoltate; lipsa produselor piroclastice; caracterul linear al magmatismului, legat de liniiamente tectonice preterțiare; prezența mineralizațiilor.

Andezitele corespunzătoare acestei faze (andezitele cuartifere tip Runc—Breaza) ocupă cea mai mare parte din suprafața vulcanitelor neogene din bazinul Zlatna—Almașul Mare. Vîrsta acestor andezite este post-tortoniană, ele dispunindu-se peste depozitele Tortonianului superior.

Nu au fost recunoscute în bazinul Zlatna—Almașul Mare corespondențele dacitelor de tip Cetraș care însotesc andezitele cuartifere de faza a II-a. De asemenea, nu au fost recunoscute nici vulcanitele cu caracter final, corespunzătoare fazei a III-a (faza a IV-a după T. P. GHÎTUȚULESCU și M. SOCOLESCU).

Concluzii. Observațiile făcute asupra evoluției bazinului Zlatna—Almașul Mare ne-au permis să tragem următoarele concluzii:

Sedimentarea formațiunilor terțiare a început în bazinul Zlatna—Almașul Mare prin depozite tortoniene cu caracter torențial.

Tortonianul este reprezentat prin trei orizonturi distincte cu o litologie bine definită și o faună caracteristică.

Între cele trei orizonturi există continuitate de sedimentare.

Din punct de vedere paleontologic se constată o predominanță a macroformelor și microformelor de tip Bazinul Vienei și Bazinul Panonic. Nu am întâlnit forme tipice Bazinului Euxinic.

Din punct de vedere facial, în Tortonian au fost întâlnite următoarele faciesuri: detritic-litoral (cu caracter torențial), neritic, recifal, lacustru-lagunar.

Tortonianul în ansamblu este caracterizat prin prezența depozitelor mixte terigene-vulcanogene (reprezentând faciesuri sincron-heteropice).

Bazindu-ne pe distribuția vulcanitelor în cuprinsul depozitelor terțiare din bazinul Zlatna—Almașul Mare (ca urmare a unor momente de paroxism, proprii magmatismului subsecvent), pe caracterul lor litologic și pe prezența mineralizațiilor legate de ele, am considerat că este mai judicios să repartizăm eruptiile respective la două faze distincte.

Fazei I-a îi corespund eruptiile de riolite, andezite, riodacite și dacite din Tortonian. Această fază se caracterizează printr-o largă diferențiere magmatică, oglindită prin eruptii repetitive de riolite și andezite, riodacite și dacite. Centrele de activitate vulcanică din timpul Tortonianului sunt răspândite neregulat; ele au generat în mod preponderent, o cantitate mare de produse explozive. În general, această fază este lipsită de mineralizații.

Fazei a II-a, de vîrstă sarmătiană, îi corespund veniri de andezite cuarțifere. Ea constituie cel mai important moment al evoluției magmatismului subsecvent, atât prin amploarea produselor sale, cât și prin faptul că în același timp reprezintă și principala fază metalogenetică din Munții Metaliferi. Vulcanitele acestei faze jalo-nează linii principale tectono-magmatice care imprimă magmatismului un caracter linear.

După cum am amintit, faza a III-a; cu caracter final, nu a fost recunoscută în regiune.

Ținând cont de aceste concluzii, considerăm că există posibilitatea unor paralelizări cu alte regiuni unde apar formațiuni similare. Astfel, credem că ar trebui făcută o reconsiderare a vîrstei orizontului roșu din bazinul Roșia Montană, Brad—Săcărîmb, culoarul Mureșului, culoarul Crișului și din zona de contact cu Bazinul Transilvaniei. Această reconsiderare trebuie făcută reportând depozitele respective la coloana stratigrafică a bazinului Zlatna—Almașul Mare, care este bine documentată din punct de vedere paleontologic. În acest fel, se va putea stabili mai precis vîrsta

diferitelor momente ale eruptivismului terțiar și din celelalte regiuni, fapt care va permite alcătuirea unei coloane stratigrafice sintetice cuprinzînd succesiunea fazelor magmatice terțiare din Munții Metaliferi.

Trebuie să menționăm că eventualele paralelizări care se vor face în cadrul Munților Metaliferi nu trebuie să aplice în mod rigid schema succesiunii fazelor prezentată de noi, deoarece există unele decalaje în sincronismul unor momente magmatice; aceste decalaje pot fi întâlnite chiar în sectoarele cercetate de noi. Asemenea neconcordanțe sunt de altfel semnalate și în Slovacia, unde evoluția magmatismului subsecvent diferă de la un sector la altul în cadrul aceleiași unități structurale (Slovacia centrală, Slovacia de E, munții Vihorlat).

Harta geologică anexată a fost întocmită după:

1. Harta geologică a Munților Metaliferi, zona Abrud—Zlatna—Almașul Mare, scara 1: 10.000 (M. BLEAHU, S. BORDEA, M. LUPU, D. LUPU, GH. MANTEA, M. ZBREEA), 1960.
2. Harta geologică a regiunii Almaș—Stanijsa, scara 1: 10.000 (M. BORCOȘ, I. GHEORGHIȚĂ, O. ROMANESCU, L. TEODORU), 1960.
3. Harta geologică a regiunii Breaza—Runc, scara 1: 5.000 (M. BORCOȘ, I. GHEORGHIȚĂ, L. TEODORU, A. Moțoi, G. Moțoi, S. Boștinescu), 1961.
4. Harta geologică a bazinei văii Șteampurilor, scara 1: 5.000 (M. BORCOȘ, I. GHEORGHIȚĂ, A. Moțoi, G. Moțoi), 1961.
5. Harta geologică și minieră a Munților Metaliferi, scara 1: 75.000 (T. P. GHITUȚULESCU, M. SOCOLESCU), 1961.

BIBLIOGRAFIE

1. BORCOȘ M., MANTEA GH, GHEORGHIȚĂ I. Relații tectonice și stratigrafice dintre complexul rocilor bazice și depozitele mesozoice, cu privire specială asupra munților Metaliferi. *Com. Soc. de Științ. Nat. și Geogr.* 1961.
2. BORCOȘ M., GHEORGHIȚĂ I., BOȘTINESCU S. MĂTİEȘ P. Consideraționi asupra unor manifestații magmatice neogene cu caracter linear în Munții Metaliferi și asupra structurii aparatului vulcanic Haneș. În volumul de față.
3. FERENCZI I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zlatna, mit besonderer Rücksicht auf die tertären Eruptivgesteine. *Muz. Füz.*, II/1, Cluj 1914.
4. FERENCZI I. Das Tertiärbecken von Zlatna—Nagyalmans. *Földt. Közl.*, XLV, Budapest 1913.
5. GAÁL ST. Eine neue Limaart aus dem Localsediment in der Umgebung von Zlatna. *Földt. Közl.*, XLIV, Budapest 1914.
6. GAÁL ST. Mittelmiozäne Schichten bei Deva und die genaue Altersbestimmung der Eruption des einen Andesitstocks. *Földt. Közl.*, Budapest 1909.
7. GHITUȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. Relation entre la tectonique et la métallogénèse dans le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni. *Congr. int. Min. Géol. appl.*, VII, 1935. Paris 1936.

8. GHİȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métallifère. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, Bucureşti 1941.
9. GHİȚULESCU T. P., SOCOLESCU M., GIUȘCĂ D. Études géologiques et minières dans le quadrilatère aurifère. — *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII, Bucureşti 1938.
10. HAUER FR. Geologische Aufnahmen der Umgebungen von Zlatna Toroczko. *Jahrb. k. k. geol. RA*, XI, Wien 1863.
11. HAUER FR., STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
12. ILIE M. Structure géologique de la région aurifère de Zlatna. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX Bucureşti 1940.
13. ILIE M. Observations sur certains phénomènes tectoniques des régions aurifères des Monts Apuseni. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, V/4–6, Bucureşti 1941.
14. ILIE M. Les Monts Métallifères de Roumanie. *An. Com. Géol.*, XXI, Bucureşti 1950.
15. ILIE M. Munții Apuseni. Ed. Științ., Bucureşti 1957.
16. ILIE M., PAUCĂ M. Le Tortonien de l'E et de l'W des Monts Apuseni. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XX, Bucureşti 1935.
17. MACOVEI G., ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI, Bucureşti 1934.
18. NOPCSA FR. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulaféhérvár, Deva Ruskabánya u.d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. A.*, XIV/4, Budapest 1905.
19. NOPCSA FR. Die geologischen Verhältnisse des mittleren Teiles des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. k. ung. geol. A. f.* 1905. Budapest 1906.
20. NOPCSA FR. Der westliche u. südliche Teil des Centras Gebirges. *Jahresb. k. ung. geol. A. f.* 1905. Budapest 1906.
21. PAPP K. Das taube Sediment von Zalatna. *Jahresb. k. ung. geol. R. A. f.* 1914, Budapest 1915.
22. PAPP K. Die Umgebung des Dimbuberges bei Zalatna im Komitate Alsofehér. *Jahresb. d. k. geol. R. A. f.* 1913, Budapest 1917.
23. POŠEPNY F. Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. k. k. geol. R. A.*, XVIII, Wien. 1868.
24. SOCOLESCU M. Les gisements sédimentaires d'or d'âge tertiaire dans les Monts Apuseni. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIII, Bucureşti 1940.
25. SZÁDECZKY I. Amphibol Andesithöffe in der süd-westlichen Hälfte des siebenbürgischen Beckens. *Muz. Füz.*, I/2, Kolozsvar 1912.

СООБРАЖЕНИЯ КАСАЮЩИЕСЯ ВОЗРАСТА НЕОГЕНОВЫХ
ФОРМАЦИЙ БАССЕЙНА ЗЛАТНА—АЛМАШУЛ МАРЕ
МУНЦИЙ МЕТАЛИФЕРЬ)
М. БОРКОШ, Г. МАНТЬЯ

(Краткое содержание)

Новые данные полученные во время последних исследований проведенных в бассейне Златна—Алмашул Маре, позволили авторам датировать более строго третичные формации, установив в то же самое время и эволюцию главных моментов проявления неогенового вулканализма.

Собранныя фауна свидетельствует об отношении третичных формаций бассейна Златна—Алмашул Маре к тортонскому возрасту. В составе этого яруса были выделены три горизонта: а) нижний горизонт или г. конгломератов Фаца Бэией; б) средний горизонт или горизонт гравия Алмашул Маре; и в) верхний горизонт — представляя хорошо установленную литологию и характерную фауну.

Авторами установлено, с палеонтологической точки зрения, преобладание макроформ и микроформ типа Венского и Паннонского бассейнов по сравнению с формами характерными Эвксинскому бассейну.

Третичная седиментация начинается в этом бассейне дегритовыми грубообломочными отложениями, ливневого характера. В среднем тортоне была установлена на место неритовая рифовая фашия, с тем чтобы к концу интервала (T_3) последняя была последовательно замещена озерно — лагунной фашией. Стратиграфические взаимоотношения между указанными тремя горизонтами являются нормальными, будучи установлено наличие полного согласия. Феномены оседания, которые сыграли значительную роль в эволюции бассейна Златна—Алмашул Маре объясняют частые чередования некоторых неритовых фаций с прослойками пирокластитов и андезитовых и риолитовых потоков, рефлектирующих синседиментарный характер извержений тортонского времени.

На основании распределения изверженных неогеновых пород в составе третичных отложений, минералогического и химического тождества вулканитов (некоторые из них представляя явления возвращения (рекуррентности) во время нижнего, среднего и верхнего тортона), способа залегания залежи тектоно-магматического соотношения и наличия оруденений связанных с ними, авторы полагают намного более целесообразным распределить эти извержения на две обособленные фазы. Таким образом к первой фазе были отнесены авторами риолитовые, андезитовые, риодакитовые и дацитовые тортонские извержения, которые были выделены Т. П. Гицulescu и M. Соколеску как принадлежащие первой и второй фазе.

Второй фазе посттортонской (или третьей фазе по Т. П. Гицulescu и M. Соколеску) были отнесены привносы кварценосных андезитов, составляющих главную металлогенетическую фазу этого участка.

L'ÂGE DES FORMATIONS NÉOGÈNES DU BASSIN DE ZLATNA—ALMAŞUL MARE (MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR

M. BORCOŞ, GH. MANTEA

(Résumé)

Les nouvelles données acquises pendant les recherches effectuées récemment dans le bassin de Zlatna—Almaşul Mare ont permis une datation plus rigoureuse des formations tertiaires, et en même temps la détermination de l'évolution des principaux moments du volcanisme néogène.

Les faunes récoltées attestent l'âge tortonien des formations tertiaires du bassin de Zlatna—Almaşul Mare. Dans cet étage nous avons distingué trois horizons: l'horizon inférieur avec les conglomérats de Fața Băii; l'horizon moyen avec les graviers d'Almașul Mare et l'horizon supérieur accusant une lithologie bien définie et une faune caractéristique.

Au point de vue paléontologique, l'on constate la prédominance des macro- et des microformes du type des Bassins de Vienne et Pannonien comparé aux formes caractéristiques pour le bassin euxinique.

Dans le bassin de Zlatna — Almaşul Mare la sédimentation tertiaire commence par des dépôts détritiques grossiers à caractère torrentiel. Durant le Tortonien moyen s'installe un faciès néritique récifal, lequel vers la fin de l'intervalle (T_3) est substitué par un faciès lacustre-lagunaire. Les relations stratigraphiques entre les trois horizons sont normales, enrégistrant une concordance parfaite. Les phénomènes de subsidence — qui ont eu un rôle important dans l'évolution du bassin de Zlatna—Almaşul Mare — expliquent les fréquentes alternances des faciès néritiques à intercalations de pyroclastites et des coulées andésitiques et rhyolitiques. Ces intercalations reflètent le caractère synsédimentaire des éruptions pendant le Tortonien.

Suivant la distribution des roches éruptives néogènes dans les dépôts tertiaires, l'identité minéralogique et chimique des volcanites (il y en a qui présentent des phénomènes de récurrence au Tortonien inférieur, moyen et supérieur), le mode de gisement, les rapports tectono-magmatiques et les minéralisations correspondantes, les auteurs attribuent ces éruptions à deux phases distinctes. En conséquence la phase I comprend les éruptions de rhyolites, d'andésites, de rhyodacites et de dacites tortoniennes, (attribuées par T. P. GHÎTUȚESCU et M. SOCOLESCU aux phases I et II). La phase II post-tortonienne (phase III selon T. P. GHÎTUȚESCU et M. SOCOLESCU) représentée par des venues d'andésites quartzifères constitue, également, la principale phase métallogénétique de ce secteur.



STRATIGRAFIE

ASUPRA VÎRSTEI PIETRIŞURIILOR DE LA SCHELA—BUMBEŞTI JIU—ARSENI (NORD-VESTUL DEPRESIUNII GETICE¹)

DE

I. HUICĂ, V. BICLEŞANU, G. CRAHMALIU, T. GHIU, M. OPREA, S. POPA

Pietrişurile de la Schela—Bumbeşti—Jiu—Arşeni, au fost considerate încă de L. MRAZEC (5) şi G. MURGOCI (6) ca aparţinând Levantinului, fiind echivalente cu pietrişurile de Cîndeşti. Cercetătorii mai noi au susţinut mai departe vîrsta levantină a acestor pietrişuri.

În urma cercetărilor întreprinse în vara anului 1961, am găsit o serie de dovezi care pledează pentru vîrsta meotiană a pietrişuriilor, dovezi pe care le vom expune în cele ce urmează.

Aria de răspîndire a pietrişuriilor este destul de mare: încep din valea Bistriţei, imediat la E de localitatea Curpenu. Se dezvoltă puternic în localităile Beurani, Vlădoi, Hărăbor, Schela, Horezu, N. Rugi, N. Simbotin, Pajiştile, Bumbeşti—Jiu, Sadu, Arşeni, Gămani, dispărînd imediat la W de Amaradia — Pietroasă. Cu această răspîndire pietrişurile ocupă o suprafaţă de peste 70 km².

Morfologic, aceste pietrişuri reprezintă zona de racordare a masivului muntos nordic cu zona dealurilor şi depresiunilor subcarpatice sudice, formînd o parte a flancului nordic al depresiunii subcarpatice Novaci—Tg. Jiu—Tismana.

Contactul pietrişuriilor şi nisipurilor cu formaţiunile mai vechi este transgresiv şi discordant. Astfel, la localitatea Arşeni, pe valea Arşilor şi pe valea Palavrilor, pietrişurile şi nisipurile stau peste marne nisipoase, gălbui, cu mactre, care aparţin Volhinian-Bessarabianului. Spre W, la ieşirea Jiului din defileu, pietrişurile şi nisipurile transgredează peste Cristalinul danubian şi peste granitul de Suşiţa, iar la Schela, pietrişurile se aştern peste Liasicul de Gresten, peste calcarele tithonic-neocamene şi peste o formăjune argiloasă, cutată, de vîrstă caloviană².

¹) Comunicare în şedinţă din 10 martie 1962.

²) V. MUTIHAC, I. HUICĂ. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Runcu — Gorj. Arh. Comit. Geologic, Bucureşti 1958.

Transgresiunea este destul de puternică, pietrișurile depășind depozitele Sarmatianului, care apar în ochiuri de sub pietrișuri, în fâșii înguste sau în golfuri adânci, cum este situația pe Valea Vîjoaia, la 1,5 km NW de Porcen.

Monotonia litologică ce apare la prima vedere (alternanțe de nisipuri și pietrișuri) a făcut pe cercetătorii anteriori (5, 6, 8, 9) să tragă concluzii pripite asupra vîrstei și genezei acestor pietrișuri. Elementele constitutive ale pietrișurilor și nisipurilor din regiunea în discuție sunt alcătuite din granite, granodiorite, cuarțite, sisturi cristaline, marno-argile cenușii. Mărimea elementelor și gradul lor de rulare, variază cu distanța de țărm. Remarcăm faptul că la W de Jiu, pe meridianul Schela, în constituția pietrișurilor intră și elemente de calcare tithonic-neocomiene, dezvoltate mult la ramă, pe cind la E de Jiu nu se mai întâlnesc aceste elemente.

Blocurile de granite de pe Valea lui Șarpe, Valea Sadului, P. Ocea, etc., de calcar tithonic-neocomiene de pe Valea Viezuroi, Valea Vîjoaia, etc. care ating volume pînă la 3 m³, se găsesc înnecate în masa pietrișurilor și nu se depărtează prea mult de țărm. Aceste blocuri sunt în general colțuroase, ele provenind din ruperea țărmului și cădere la baza pantei, în zona litorală.

Către S, dimensiunile elementelor constitutive ale pietrișurilor scad treptat, mai întîi dispărînd blocurile masive și colțuroase, apoi elementele grosiere ale pietrișurilor, pentru ca la paralela Arșeni—Bumbești—Jiu—Pajiștile, să predomine nisipuri grosiere.

Pe măsură ce scade diametrul elementelor, crește gradul lor de rulare, ajungînd la aceeași paralelă aproape complet rotunjite.

Pentru a ilustra mai concludent succesiunea depozitelor din regiunea prezentă, redăm șase coloane stratigrafice de detaliu (vezi planșa).

Din intercalațiile de marne de pe valea Schela, valea Vîjoaia, valea Cartiului, valea Ihruma, Valea lui Șarpe, valea Sclivei, valea Viței a fost determinată de M. MIHĂILESCU o asociație micropaleontologică în care predomină formele de foraminifere și de ostracode: *Triloculna trigonula* LAM., *Quinqueloculina laevigata* D'ORB., *Quinqueloculina seminuluna* (LINNÉ), *Quinqueloculina striata* D'ORB., *Quinqueloculina vulgaris* D'ORB., *Cibicides lobatus* (WALKER & JACOB), *Nonion granosum* D'ORB., *Rotalia beccarii* (LINNÉ), *Elphidium minutum* (REUSS), *Elphidium macellum* (FICHTEL & MOLÈ), *Elphidium imperatrix* (BRADY), *Bulimina pupoides* D'ORB., *Gümbelina globulosa* (EHRENBERG), *Valvata simplex* FUCHS, *Valvata polijoanei* JEKELIUS, *Valvata meosensis* JEKELIUS, *Spaniodontella intermedia* (ANDRUSOW), *Paracypris balcanica* ZAL., *Xestoleberis hungarica* ZAL. *Xestoleberis lutra* SCHNEIDER, *Limnocythere stationis* VAVRA, *Loxoconcha subrugosa* ZAL., *Socenia incerta* BRUS.

Majoritatea acestor forme sunt caracteristice pentru Meotian.

Pe măsură ce ne apropiem de ramă, către baza pietrișurilor pe Valea lui Șarpe, valea Ganei, valea Rea, pîrul Sclivei, intercalațiile de marne cu ostracode devin

foarte dure, formînd adevărate plăci pînă la 40 cm grosime, ce se urmăresc continuu pe zeci de metri. Aceste marne dure reprezintă un facies sarmatoid, semănînd pînă la identitate cu marnele dure ce se găsesc frecvent în Sarmatianul de pe valea Palavilor și valea Arșilor. Constatarea aceasta duce la asemănarea pînă la un anumit grad a condițiilor sub care s-au sedimentat pietrișurile, cu cele existente în Sarmatianul inferior-mediu. Spre S, intercalațiile marnelor cu ostracode devin din ce în ce mai reprezentative pentru ca treptat să predomine, îmbrăcînd faciesul Meotianului tipic: marne masive, compacte, uneori cu spărtură concoidală, adesea puțin nisipoase, în care ostracodele abundă.

Datorită gradului de acoperire al terenului, precum și mascării formațiunilor din fundament de terasele vechi ale unor râuri ce curgeau în Pleistocen E—W, paralel cu zona muntoasă (9), în regiune există puține deschideri în care se poate vedea îndințarea facială a pietrișurilor și nisipurilor de la ramă cu marnele cu ostracode de la S. Totuși, în cele cîteva deschideri întîlnite de noi, situația este extrem de clară, în cît numai prezintă nici un dubiu asupra vîrstei meotiene a pietrișurilor și nisipurilor în discuție. Astfel, această îndințare se observă bine pe pîrul Curpenu, pe Valea Mare, la Porceni și la Stâncești. Prin urmare, încadrarea pietrișurilor și nisipurilor de la Schela—Bumbești—Jiu—Arșeni în Meotian, reprezintă o realitate care nu mai poate fi contestată.

De altfel, asupra vîrstei meotiene a pietrișurilor de la ramă din estul regiunii prezentate de noi, au mai fost făcute considerații care merită a fi arătate pentru a întări concluziile bazate pe datele noastre de teren.

Astfel, în monografia lui G. MURGOCI (6) se menționează în satul Titireciu pietrișuri și nisipuri cu *Modiola volhynica* și *Dosinia exoleta*, care « face pe Dl. LASCAREV să socotească aceste depozite la etajul meotic. Dacă toate pietrișurile ce se întind spre N trebuie socotite Meoticului, nu știu, căci pînă acum, cu toată insistența mea, n-am mai putut găsi fosile în loc ».

I. P. IONESCU-ARGETOIAIA (4), în valoroasa monografie asupra Pliocenului Olteniei, arată că în unele locuri, Meotianul este reprezentat « prin gresii, nisipuri, conglomerate fosiliere, a căror vîrstă meotică poate fi dedusă numai prin analogia de facies petrografic, cît și prin poziția lor stratigrafică față de celelalte formațiuni ».

De asemenea, la W de Gilort, pe un afluent estic al pîrului Gilorțelul Hirișeștilor, GR. POPESCU (7) arată că « apar marne cu ostracode de tipul celor din Sarmatianul superior, dar situate sub bancuri de pietrișuri, la marginea sudică a acestora »... s-ar putea deci presupune că în complexul pietrișurilor de la poalele munților este cuprins și Meotianul ».

Pietrișurile din regiunea prezentată au luat naștere în cutarea attică (10), ca o consecință imediată a ridicării Carpaților și Subcarpaților interni. Astfel, aceste pietrișuri, nu se găsesc în continuitate de sedimentare cu depozitele sarmatiene,

care apar sporadic de sub pietrișuri, aşa cum am arătat anterior. Prin urmare, după depunerea Sarmațianului inferior-mediu, regiunea a fost exondată și transformată într-un uscat (9) pe care s-a instalat o rețea hidrografică care a distrus prin eroziune o însemnată parte din depozitele mai vechi. Velocitatea rețelei hidrografice mărită treptat și sincron cu înălțarea Carpaților a dus la realizarea unei eroziuni sporite, care a generat materialul pe care valurile marine sortindu-l, l-au depus conform legii trilogiei marine; materialul psefitic, pietrișuri, bolovanișuri, aproape de linia de țărm în zona litorală, materialul psamitic, nisipuri, la o oarecare depărtare de țărm, în zona sublitorală și materialul pelitic mult mai departe în larg. După cum am amintit, această dispunere sortată a materialului este evidentă și în regiunea prezentată de noi.

O serie de cercetări mai noi (8, 2), axate de altfel pe considerații paleo-geografice, au preconizat geneza acestor pietrișuri pe seama unui golf levantin, care a înaintat spre N aproximativ pe cursul actual al Jiului, sincron cu formarea depresiunii subcarpatice și a dealurilor subcarpatice.

Această înaintare este greu de admis, deoarece presupune fie o ridicare locală, sudică, a fundului bazinului de sedimentare, pe un aliniament N—S, fie o coborâre a masivului muntos, nordic. Se știe însă (10) că, începând din Dacian, apele depresiunii getice se retrag treptat spre S, pe măsură ce masivul muntos se ridică (cutarea rodaniană), ajungînd în Levantin la paralela Craiovei, unde s-a conservat renumita faună de la Bucovăț.

De asemenea, afirmația că aceste pietrișuri s-au format în condiții fluvio-lacustre și că au o structură încrucișată deltaică (8) nu este conformă cu realitatea de teren, deoarece în toate văile și viroagele care taie puternic în pietrișuri, se observă o evidentă stratificație paralelă, un strat de nisip spre exemplu putindu-se urmări pe cîteva sute de metri lungime, încadrat între două straturi de pietrișuri, păstrîndu-și în general aceeași grosime. Considerăm că această stratificație paralelă, nu s-a putut realiza în condiții fluviodeltaiice, căci, după cum arată I. ATANASIU (1), cităm « în Muntenia și în Oltenia, faciesul fluviolacustru tipic, al Meotianului, pare să fie mult mai rar ».

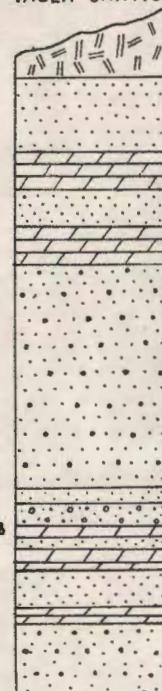
BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Contribution à la géologie des pays moldaves. *An. Inst. Géol. Rom.* XX, București 1940.
2. BADEA I. Rolul tectonicii și neotectonicii în formarea reliefului depresiunii intracolinare Cîmpu Mare. *Com. Acad. R.P.R.*, XI/1, București 1961.
3. FILIPESCU M. G. Recherches géologiques sur le NW de l'Olténie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V, București 1942.
4. IONESCU-ARGENTOIAI I. P. Etajul meotic în general și în special în Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, V, București 1923.
5. MRAZEC L. Contributions à l'histoire de la vallée du Jiu. București 1899.
6. MURGOCI G. Terțiul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București 1907.

COLOANE STRATIGRAFICE DE DETALIU IN DEPOZITELE MEOTIENE DIN REGIUNEA SCHELA BUMBEŞTI JIU-ARŞENI

SCARA 1:100

VALEA CARTIULUI - SÎMBOTIN

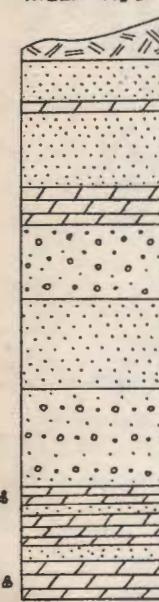


- Sol
Nisip gălbui, fin
Marne cenuşii alternind cu nisipuri gălbui, fine
Nisip fin gălbui micaceu
Marne cenuşii micacee stratificate

Nisip gălbui grosier, cu elemente de pietrisuri

Nisip gălbui fin
Pietris din elemente mărunte, rulate
Marne cenuşii, stratificate cu rare Ostracode
Marne cenuşii micacee, stratificate
Nisip fin gălbui, micaceu
Marne micacee, cenuşii-verzui-violacee, nisipoase, stratificate
Nisip gălbui grosier

VALEA VÎJOAIA - PORCENI



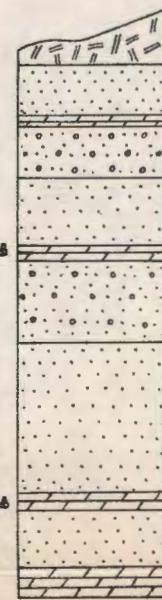
- Sol
Nisipuri gălbui fine
Marne nisipoase micacee, gălbui
Nisipuri gălbui, grosiere, din elemente rulate
Marne nisipoase, cenuşii-gălbui, micacee
Pietrisuri gălbui din elemente pînă la 3 cm diametru

Nisipuri gălbui, fine

Pietrisuri și nisipuri din elemente rulate

Marne cenuşii micacee, cu numeroase Ostracode
Nisip cenuşiu, gălbui
Marne cenuşii stratificate, micacee
Nisipuri cenuşii gălbui
Marne compacte alburii cu numeroase Ostracode

VALEA IHRUMA - SÎMBOTIN



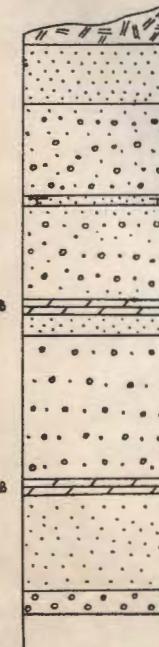
- Sol
Nisipuri micacee, gălbui
Marne albicioase, cenuşii - compacte
Pietrisuri mărunte din elemente rulate

Nisipuri gălbui, micacee, fine
Marne vînetii, compacte, cu rare Ostracode
Pietrisuri din elemente rulate, mărunte

Nisip gălbui micaceu, din elemente de cuart rulate

Marne cenuşii-vînetii, cu spărtură concoidală, cu rare Ostracode
Nisip gălbui, fin, cu zone trai grosiere
Marne cenuşii-vînetii, cu spărtură concoidală cu impresiuni de frunze

VALEA VÎTEI - BÎRCACIU

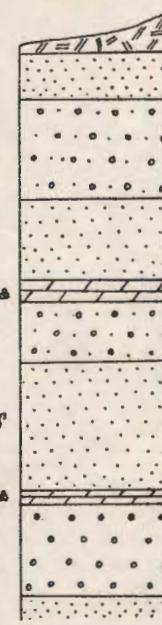


- Sol
Nisipuri gălbui, mărunte
Nisipuri și pietrisuri
Gresie rocată limonitică
Nisipuri și pietrisuri
Marne cenuşii gălbui, cu rare Ostracode
Nisipuri gălbui roscate din elemente rulate, mărunte

Pietrisuri din elemente rulate, cu diametrul sub 6 cm.

Marne albicioase, nisipoase, micacee, cu concrețiuni calcaroase și cu numeroase Ostracode
Nisipuri gălbui, grosiere
Pietrisuri din elemente rulate cu diametrul sub 10 cm.

VALEA SCLIVA - ARŞENI



- Sol
Nisipuri gălbui-roscate, grosiere, din elemente rulate

Pietrisuri gălbui, din elemente rulate pînă la 3 cm. diam.

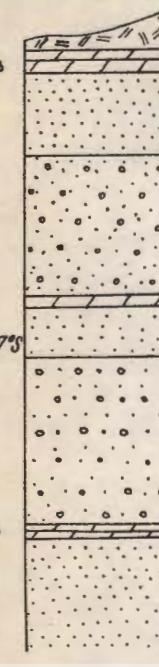
Nisipuri gălbui, micacee, fine
Marne albicioase, cu rare forme de Ostracode
Pietrisuri gălbui, din elemente rulate

Nisipuri gălbui, grosiere, stratificate

Marne albicioase compacte, cu numeroase Ostracode
Pietrisuri din elemente pînă la 6 cm. diam.

Nisipuri cenuşii din elemente rulate

VALEA LUI SARPE - SADU



- Sol
Marne albicioase, micacee, stratificate cu rare Ostracode
Nisipuri cenuşii micacee

Pietrisuri mărunte, din elemente rulate

Marne albicioase, compacte, cu spărtura concoidală
Nisipuri albicioase, micacee, fine

Pietrisuri gălbui, din elemente pînă la 4 cm diametru

Marne cenuşii micacee, stratificate, cu Ostracode
Nisipuri cenuşii, grosiere, puțin cimentate

7. POPESCU GR. Cercetări geologice în regiunea Ciocadia—Pițicu—Baia de Fier (Depresiunea Getică). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, 1952.
8. Roșu AL. Unele considerații paleogeografice în Subcarpații getici între Motru și Gilort, privind Levantinul superior și Cuaternarul. *Acad. R.P.R., Probl. geografice*, VIII, 1961. București.
9. Voitești I. P. Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a jud. Gorj—Tg. Jiu, 1935.
10. Voitești I. P. Exposé synthétique sommaire sur la structusre des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* V, București 1942.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ВОЗРАСТОМ ГРАВИЯ СКЕЛЫ —
БУМБЕШТИ—ДЖИУ—АРШЕНИ
(С—З Гетской Впадины)

И. ГУЙКА, В. БЫКЛЕШАНУ, Г. КРАХМАЛЮК, Т. ГИУ, М. ОПРЯ, С. ПОПА

(Краткое содержание)

В настоящей работе авторы приводят целый ряд доводов доказывающих принадлежность мэотическому возрасту гравия и песка окаймления Гетской Впадины на территории Скела — Бумбешти — Джину — Аршени. Установление побочного перехода гравия и песка в плотные мергеля с остракодами и наличие мэотических остракод в тонких прослойках мергеля, гравия и песка, подтверждают их мэотический возраст и их образование как последствие аттической фазы складчатости.

SUR L'ÂGE DES CAILLOUTIS DE SCHELA—BUMBEȘTI—JIU—ARSENI,
(NW DE LA DÉPRESSION GÉTIQUE)

PAR

I. HUICĂ, V. BICLEŞEANU, G. CRAHMALIUC, T. GHIU, M. OPREA, S. POPA

(Résumé)

Les auteurs démontrent l'âge méotien des cailloutis et des sables au bord de la Dépression Gétique, sur le territoire des localités Schela—Bumbești—Jiu—Arșeni. Le passage latéral des cailloutis et des sables aux marnes compactes à Ostracodes ainsi que la présence des Ostracodes méotiques dans les minces intercalations de marnes, attestent l'âge méotien des cailloutis et leur formation par suite des plissements attiques.





Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

GEOLOGIA REGIUNII DIN TRE VALEA BUZĂULUI ȘI VALEA ZIMBROAIA, CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA VÎRSTEI SĂRII
(CUVETA ȘOIMARI—CALVINI)¹⁾

DE

I. HUICĂ, O. DICEA

Regiunea pe care o prezentăm în comunicarea de față cuprinde partea de NW a Cuvetei Șoimari—Calvini și a fost cercetată de unul din noi în anii 1956²⁾ și 1958³⁾. Menționăm că în cele ce urmează, vom prezenta numai geologia depozitelor miocene și pliocene ale Cuvetei Șoimari—Calvini, depozitele oligocene neintrînd în atenția noastră decât în măsura urmăririi contactului Oligocen/Neogen.

Suprafața la care ne referim este cuprinsă între Valea Buzăului la E și valea Zîmbroaia la W. Limita nordică urmărește marginea flișului paleogen care formează rama Cuvetei Șoimari—Calvini, iar limita sudică este o linie care unește localitățile Surani, Cârbunești, Bîscenii de Sus și Măruntișu (pl. I).

Interesul economic pe care îl prezintă această regiune a atras atenția cercetătorilor încă de multă vreme. Observațiile acestora au fost consemnate fie în note scurte apărute în dările de seamă ale ședințelor Institutului Geologic, fie în studii de sinteză cu caracter regional, în anuarele Institutului Geologic sau în alte publicații.

Astfel, liniile generale asupra geologiei regiunii au fost trasate de L. MRAZEC (9), I. P. VOIȚEȘTI (15) GH. MACOVEI (7, 8), D. M. PREDA (11, 15), H. GROZESCU (15). Menționăm în mod special o lucrare de ansamblu a lui L. MRAZEC și W. TEISSEYRE apărută în 1902, asupra zăcămintelor de sare din România (9), pe care prof. GH. MACOVEI o consideră « cel mai prețios document la care va trebui să se facă apel ori de câte ori se va încerca un studiu al formațiunii salifere ».

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 aprilie 1962.

²⁾ I. Huică. Raport de cartare geologică în regiunea Pătârlage—Cătina. Arh. Com. Geol. București 1956.

³⁾ V. DRAGOȘ, C. GEORGESCU, I. HUICĂ, A. CEHLAROV, M. PERIANU. Raport geologic pentru proiecțiiuni de hidrocarburi și sare în regiunea cuprinsă între V. Bălăneasa—V. Milcovului și între V. Buzăului—V. Zîmbroaia. Arh. Com. Geol. București 1958.

Despre regiunea pe care o prezentăm, au amintit în lucrările lor și G.H. BOTEZ (1, 2), M. G. FILIPESCU (4), T. JOJA (6), GR. POPESCU (12), V. DRAGOȘ (3).

Cercetări mai de detaliu au executat în cuprinsul acestei regiuni geologii O. NIȚULESCU ¹⁾, M. NICULESCU ²⁾, J. GHERMAN ³⁾, C. STOICA ⁴⁾, KISLING, care aduc date noi de ordin paleontologic, stratigrafic și tectonic.

Menționăm în mod special lucrarea EMILIEI SAULEA (14), în care se fac precizări de ordin stratigrafic și paleontologic asupra depozitelor Miocenului mediu și superior din Subcarpați Munteniei.

În ultimii ani, M. PAULIUC și I. PANĂ întreprind cercetări amănunțite pentru descifrarea stratigrafiei depozitelor miocene și pliocene, în cadrul temelor pentru aspirantură.

Tortonianul din regiunea Crivineni—Orjani a format obiectul unor cercetări paleontologice și stratigrafice întreprinse de I. HUICĂ în anul 1958 (5) și ELENA POPA-DIMIAN în anul 1960 (11).

Stratigrafia. Formațiunile geologice care intră în alcătuirea cuvetei Șoimari—Calvini din zona pe care o prezentăm, aparțin Oligocenului, Miocenului, Pliocenului și Cuaternarului.

Oligocenul nu formează obiectul expunerii noastre decât în măsura în care va fi nevoie de a arăta relațiile acestuia cu formațiunile neogene.

Astfel, rama cuvetei Șoimari—Calvini este formată din următoarele orizonturi ale Oligocenului superior din Pintenul de Văleni: orizontul gresiei de Kliwa superioară, orizontul menilitelor superioare și orizontul supramenilitic.

Nu vom descrie aceste orizonturi deoarece acest lucru a fost făcut de GR. POPESCU (12) pentru toată regiunea dintre Valea Vărbilăului și Valea Buzăului.

Ne vom opri puțin la orizontul supramenilitic, arătând că acesta este format dintr-o alternanță de bancuri de gresie de Kliwa sub 1 m grosime și șisturi disodilice, negricioase foioase, fin stratificate, cu numeroase eflorescențe de sulf, resturi de plante și pești, în grosimi sub 1 m, precum și rare intercalații sub 0,50 m de șisturi diatomitice și diatomite. Orizontul supramenilitic are o grosime de aproximativ 30 m.

Remarcăm faptul că orizontul menilitelor superioare și orizontul supramenilitic trec uneori lateral la diatomite masive, de 80—100 m grosime, cum este situația în pintenul de Paleogen de la Malul Alb, imediat la N de Crivineni.

¹⁾ O. NIȚULESCU. Raport asupra structurii geologice a reg. Pătârlagele—Fundăturile (jud. Buzău). Arh. Com. Geol. București 1947.

²⁾ M. NICULESCU. Studiu geologic al regiunii Tîrlești—Cătina—Pătârlagele. Arh. Com. Geol. București 1949.

³⁾ J. GHERMAN. Raport asupra forajului structural de la Cătina. Sovrompetrol București 1949.

⁴⁾ C. STOICA. Harta geologică la scara 1: 20.000 regiunea Pătârlagele. Arh. Com. Geol. București 1957.

Diatomitele prezintă adesea toată gama de roci de tranziție spre menilite, formând așa zisele gaize-diatomite, roci descrise de M. G. FILIPESCU în Oligocenul dintre valea Teleajenului și valea Slănicului (4).

Acvitianul. În continuitate de sedimentare, se trece gradat la depozitele Acvitianului, reprezentate prin marne, gipsuri, gresii, conglomerate.

Depozitele acvitaniene ocupă în regiune o fâșie îngustă care urmărește apariția la zi a depozitelor Oligocenului. Această fâșie începe de la Muchea Feții, trece prin valea Muscelului și valea Bradului, Gropile Urieșilor pînă la localitatea Săticu de pe Bîsca Chiojdului. În această fâșie, care are o lungime de aproape 6 km, Acvitianul este bine deschis sub Muchea Feții, la izvoarele torenților Fundătura, precum și pe valea Muscelului, unde de la orizontul supramenilitic se trece la un complex gipsifer format dintr-o alternanță de gipsuri masive, cenușii, fumurii, în care se găsesc lentele metrice de nisipuri cenușii-gălbui, gresii gipsifere și marne șistoase-nisipoase, micacee, cenușii-negricioase.

Decalată de o falie ce trece în lungul văii Bîsca Chiojdului și îngustată de transgresiunea formațiunilor pliocene, fâșia de depozite acvitaniene se regăsește la izvoarele văii Mordanei și văii Leurdei de la W de Cătina, unde este reprezentată prin aceleași gipsuri masive, cenușii-vineții, groase de 8—16 m.

În partea centrală a regiunii prezentate nu se mai întâlnesc la zi depozitele acvitaniene, fiind mascate de depozite mai noi.

Aceleași depozite se mai găsesc reprezentate pe ambele flancuri ale sinclinalului Aricești—Zeletin. Astfel, pe flancul nordic al acestui sinclinal se trece, în continuitate de sedimentare, de la orizontul supramenilitic la șisturi marnoase, disodiliforme, alternând cu gipsuri cenușii, în plăci subțiri, cu rare intercalații de marno-calcare, dure, cenușii-negricioase, groase de 1—20 m și cu 2—3 nivele de șisturi diatomitice, gălbui-cenușii, în grosimi pînă la 0,5 m.

După această alternanță, care însumează o grosime de 20—30 m, urmează un complex gipsifer, format din bancuri de 0,20—1,20 m grosime, de gipsuri fumurii cu șuvîte pînă la 2,5 cm de gipsuri albe, fibroase sau zaharoide.

Subordonat, ca intercalații între pachetele de gipsuri, se găsesc marne cenușii, șistoase, foarte strivite.

Pe flancul sudic al sinclinalului Aricești—Zeletin se regăsesc aceleași gipsuri, formînd culmea Piatra Ciorii, toponimie foarte sugestivă.

Mentionăm că izvoarele sărate, brecia sării și colțurile de sare care apar la izvoarele văii Zimbrosaia, pe valea Adîncă și la S de clădirea căminului cultural din Aricești—Zeletin, sunt legate genetic de depozitele acvitaniene pe care le-am descris.

În prelungirea estică a sinclinalului Aricești—Zeletin, sondaje executate recent au întîlnit, sub Pliocen și Burdigalian-Helvetian, sare, marne sărate, gipsuri și marne

acvitaniene, după care au pătruns în Oligocen (pl. II). Extinderea spre E a Acvitaniului a fost urmărită prin sonde pînă la circa 3 km E de Gogeasca.

Considerăm că întreaga stivă de depozite, care se aşează concordant peste orizontul supramenilitic, reprezintă faciesul lagunar al Oligocenului, în care s-au realizat condiții optime pentru depunerea sării și gipsului.

Burdigalian-Helveticianul. Datorită faptului că nu au fost găsite în regiune depozite care s-ar putea paraleliza cu ceea ce s-a atribuit în alte regiuni Burdigalianului, precum și datorită faptului că nu se pot separa depozite care să cuprindă exclusiv Helveticianul, am atribuit Burdigalian-Helveticianului întreaga stivă de depozite care se găsește deasupra depozitelor acvitaniene și pînă la orizontul tufului și marnelor albe cu globigerine.

Astfel, o succesiune aproape continuă în valea Muscelului arată că, începînd din bază, se trece de la brecie gipsiferă acvitaniană cu numeroase îndoiri și gofrări, la o alternanță deasă de nisipuri gălbui micacee, puțin cimentate, și marne roșcate, violacee, în pachete sub 0,40 m. În această alternanță intervin și marne negricioase cu eflorescențe de sulfati, precum și bancuri de gresii polimictice, cenușii-gălbui, fine, dure, groase pînă la 3 m, ale căror capete de strat (stratele sunt aproape verticale) se urmăresc pe direcție multe sute de metri pînă în vîrful Ciortăniței. Se trece la o alternanță de gresii albe, cenusii și gipsuri impure, care formează pachete de 0,50 m—2,20 m.

În continuare, pe pîrîul Fundătura și afluenții acestuia care izvorăsc de sub Muchia Feții și vîrful Ilazului, se trece la o alternanță de argile vinete, fin stratificate, cu intercalații de gipsuri și tufuri albe dacitice. Menționăm că în dealul Colonului au fost întlnite 13 intercalații de tufuri albe, sub 4 m grosime. În continuare, în dealul Colonului urmează nisipuri gălbui, fine, stratificate în pachete sub 0,40 m grosime și argile vineții în pachete sub 1 m grosime.

Nisipurile predomină spre partea superioară, devenind mai marnoase, încheindu-se cu un strat de tuf de peste 5 m grosime, strat care aflorează în torenții pîrîului Fundătura și în valea Muscelului. În mărnele tufacee de sub tuf și de peste tuf se găsesc numeroase forme de globigerine, o erupție caracteristică ce a fost atribuită de M. TOCORJECU zonei micropaleontologice H.T. Acestea reprezintă orizontul tufului și marnelor albe cu globigerine cu care începe Tortonianul. Ar fi posibil ca depozitele inferioare, reprezentate prin argile roșii și gresiile dure gălbui, să fie atribuite Burdigalianului, iar depozitele de deasupra gresiilor dure, cu intercalații de gipsuri și tufuri, pînă la tuful și mărnele albe cu globigerine, să aparțină Helveticianului.

Depozitele descrise mai sus formează, împreună cu depozite mai noi, flancul nordic al sinclinalului Crivineni — Cătina.

Pe flancul sudic al acestui sinclinal s-au mai păstrat numai depozitele orizontului cenușiu, depozitele inferioare rămînind sub planul unei importante falii pe care o

vom descrie mai departe. Menționăm că și aici depozitele sănt alcătuite, ca și în flancul nordic, din aceleași roci: marne, gresii, cu numeroase intercalații de gipsuri și tufuri, formînd o fîșie de 250—300 m lățime, cu direcție NE—SW, între Crivineni și Stroești—Orjani.

Helveteianul mai apare în contact tectonic cu Oligocenul la Tîrlești, de o parte și de alta a văii Zeletinului, și în sinclinalul Aricești—Zeletin, unde are o dezvoltare mai mare. Aici, la 20 m în aval de școala elementară din cătunul Ronceanî, se întîlnește un tuf alb, gălbui, gros de 0,60 m, intercalat în marne cafenii, disodiliforme.

Depozitele Helveteianului mai apar tectonic la Surani, între valea Suranilor și valea Lopatnei, formînd o fîșie de 100—200 m lățime. Aici Helveteianul este predominant marnos-nisipos, cu rare intercalații de gipsuri.

Helveteianul apare de asemenea în condiții tectonice în anticlinalul Surani, unde este reprezentat prin gipsuri, gresii gipsifere, marne și tufuri dacitice.

Atât la afundarea estică a sinclinalului Aricești—Zeletin, cât și pe afundarea estică a anticlinalului Surani, Burdigalian-Helveteianul a fost străbătut de numeroase sonde, deasupra Oligocenului sau Acvitaneanului.

Tortonianul. În continuitate de sedimentare, evidentă în flancul nordic al sinclinalului Crivineni—Cătina, depozitele Helveteianului trec la depozitele Tortonianului, reprezentate prin orizontul tufurilor și marnelor albe cu globigerine, orizontul șisturilor cu radiolari și un orizont fosilifer care trece lateral la marne cu *Spirialis*. S-a arătat într-o lucrare din anul 1958 (5) că sare și brecia sării se găsesc în regiunea Crivineni—Orjani deasupra orizontului tufului și marnelor albe cu globigerine și sub orizontul șisturilor cu radiolari, avînd însă o dezvoltare lenticulară, pierzîndu-și caracterul de orizont.

Punctele fosilifere din Tortonianul superior de la Crivineni, valea Muscelului, valea Balosinului și valea Viei—Orjani descoperite de Gh. BOTEZ, Gh. MACOVEI și Gh. NICULESCU, au furnizat un bogat material de studiu cercetătorilor, situîndu-se astfel printre cele mai bogate puncte fosilifere din țară. Astfel ELENA POPA-DIMIAN (11) a descris asociația faunistică stenohalină de la Crivineni, valea Muscelului și valea Balosinului, menționînd că aceasta este formată din corali, viermi, echinide, bryozoare, brahiopode, lamelibranchiate, gasteropode, crustacei, alge calcaroase (*Lithothamnium*).

Nu vom descrie orizonturile Tortonianului din regiunea Crivineni—Orjani, deoarece acest lucru a fost făcut anterior (5), (11).

Vom insista asupra altor apariții de depozite tortoniene, din cuprinsul regiunii prezentate. Astfel, în continuarea Tortonianului de pe flancul sudic al sinclinalului Crivineni—Cătina, apare tectonic de sub depozite pliocene, o lamă formată din marne vinete, negricioase și brecii gipsifere strivite, cu eflorescențe de sare și sulfati.

Depozitele Tortonianului se mai întâlnesc între Sărari și Surani, intrînd în alcătuirea anticlinalului Sărari—Surani, unde, după datele de suprafață și după datele de foraj, acestea sunt reprezentate prin orizontul tufurilor și marnelor albe cu globigerine, brecia sării cu sare și orizontul șisturilor cu radiolari.

Anticlinalul Sărari—Surani, fiind faliat axial, apar pe falie numeroase izvoare sărate, ca cele de la NW de biserică din Surani, unde se întâlnesc trei doline dispuse în trepte, avînd elemente din brecia sării împrăștiate pe o suprafață de peste 200 m². Izvoare sărate mai apar pe dreapta văii Lopatna, la NE de Surani.

Pe Valea lui Mănilă, la Sărari, apar colți de sare, dintr-un material brecios, sare care a fost exploatață printr-o galerie de localnici, iar pe valea Zimbroaia, în apropierea confluenței cu valea lui Mănilă, se observă o succesiune clară de la sare la brecie gipsiferă și apoi la șisturi cu radiolari.

Falia după care Burdigalian-Helvetianul vine în contact tectonic cu Tortonianul cu sare de pe flancul nordic al anticlinalului Surani se observă clar la obîrșia văii Suranilor, într-un afloriment creat prin desprinderea unei pornituri recente. Acest tortonian este prins între două falii. Spre E, pe flancul sudic al anticlinalului Surani, cîteva sondaje au străbătut o succesiune formată din Pliocen, marne cu *Spirialis*, șisturi cu radiolari, brecie gipsiferă, sare și apoi au intrat în Helvetian (pl. II). Termenul final al depozitelor tortoniene îl formează « Stratele cu *Venus konkensis* », care au fost descrise la Crivineni și în valea Muscelului, de ELENA POPA-DIMIAN (11). Aceste strate sunt echivalente cu o parte cel puțin a intervalului atribuit în mod curent Buglovianului în această regiune.

Sarmatianul. Depozitele Sarmatianului intră în alcătuirea sinclinalului Crivineni—Cătina. La 800 m NW de cantonul C.F.R. de la Crivineni, baza lor este formată dintr-o gresie albă, grosieră, micacee, puternic cimentată, în care se găsesc trovanți rotunji. Această gresie, care are o grosime de 12 m, suportă un pachet de argile cenușii-gălbui, fin stratificate, cu o grosime de 30 m.

În pădurea de la izvoarele văii Balosiului Mare, Sarmatianul cuprinde în bază un conglomerat poligen gros de 2,5 m, format din fragmente de quart, calcar, gresii, minerale femice. Acest conglomerat ieșe în relief datorită puternicei sale cimentări, putîndu-se astfel urmări pe direcție cîteva sute de metri. Peste conglomerat, urmează 60 m de gresii cenușii și nisipuri albe-gălbui, grosiere în care se găsesc numerosi trovanți avînd pînă la 2 m diametru. Depozitele Sarmatianului mai ocupă o importantă suprafață între localitățile Crîng, Stroești, Mînăstirea, Valea Viei.

Valea Muscelului și valea Viei deschid o succesiune aproape continuă în depozitele acestui etaj. În bază apare un conglomerat poligen de 12 m grosime, de culoare gălbui-roșcată, format din elemente de 1—20 cm diametru, de quart, argile, marne, calcar, gresii. În acest conglomerat se găsesc intercalații de nisipuri cu trovanți. Conglomeratul bazal se evidențiază și din punct de vedere morfologic, formînd

versantul de N al vîrfului Muchia Înaltă. Se trece gradat la o alternanță de nisipuri cuarțitice slab cimentate cu trovanți voluminoși. Menționăm că prezența trovanților a făost semnalată și în sinclinalul Odăile de E. SAULEA (14), în partea inferioară a Sarmatianului. Mai sus, nisipurile trec la argile cenușii-vineții cu intercalații subțiri de marne compacțe cu spărtură concoidală, în care se recunosc forme de *Cerithium* și mactre mici, strivite. La acest nivel este foarte probabil să fi existat o sedimentare în condiții liniștite, căci se observă o trecere continuă de la marne fine la nisipuri slab cimentate, fine, care se succed de 15—20 ori într-un decimetru. De asemenea este evidentă o laminație oblică, atât în marne cât și în nisipuri.

Pe suprafața superioară a gresilor se observă variate și numeroase văluri (ripple-marks). Marnele fine dintre bancurile grezoase sunt puternic strivite, prezintând numeroase oglinzi de fricțiune. Profilul continuă cu o gresie silicioasă, dură, albă-gălbui, friabilă, cu o grosime de 10 m, și care suportă un pachet de argile vineții-regocioase cu o grosime de 20 m.

Considerăm că întreaga succesiune descrisă pînă aici care are aproximativ 260 m grosime și este caracterizată în ansamblu prin prezența trovanților, reprezintă Sarmatianul inferior și o parte din Sarmatianul mediu.

În continuare, se trece gradat la nisipuri albe, care prezintă cîteva intercalații de gresii foarte dure, în care se găsesc fosile numeroase însă foarte greu de detașat din rocă. S-au putut totuși identifica formele: *Mactra podolica* EICHW., *Irus gregarius* PARTSCH, *Cardium obsoletum* EICHW., *Cerithium rubiginosum* EICHW., *Syndesmia reflexa* EICHW. Aceste nisipuri provin probabil din remanierea gresiei de Kliwa, cu care se asemănă destul de mult. Ele formează în întregime Dealul Viei și dealul Stroești. Sub punctul topografic Minăstirea, pe un torrent ce se varsă în valea Viei, în dreptul bisericii din satul valea Viei, se găsesc două intercalații de gresii oolitice, calcareașe. Intercalația bazală, care are 15 cm grosime, de culoare alburie, suportă un pachet de marne nisipoase, gros de 20 m, care trece la o gresie oolitică calcareașă, mai închisă la culoare decît prima, groasă de 3 m, din care jumătatea inferioară conține numeroase cardiaci mici și gasteropode nedeterminabile.

Tinind seama de fauna identificată pînă acum, acest pachet superior cuprinde cel puțin o parte a Sarmatianului mediu, iar în rest ar putea să reprezinte Sarmatianul superior.

Depozitele Sarmatianului au fost studiate în Subcarpații Munteniei de EMILIA SAULEA (14), care menționează că « fauna acestui etaj are mai multe afinități cu fauna regiunii caucaziene decît cu acea a Sarmatianului de platformă ».

Meotianul. Depozitele Meotianului formează umplutura sinclinalului Crivineni—Cătină. Ele sunt puternic transgresive, depășind treptat formațiunile sarmatiene, tortoniene, helvețiene și așezîndu-se în valea Mordanei direct peste șisturile disodilice și gresia de Kliwa superioară.

În vîrful Stîneica și dealul Orjani, Meoțianul inferior cuprinde în bază o gresie grosieră, polimictică, cu fragmente de cuarț, mice, elemente femice, marne, și argile, care formează o muchie ieșită în relief datorită durității accentuate. Un caracter distinctiv al gresiilor meoțiene este faptul că prezintă concrețiuni marnoase mai mult sau mai puțin bine cimentate, fragmente de tufuri și tufite, diatomite și sisturi disodilice, răspândite haotic în masa gresiei cenușii. Între vîrful Stîneica și vîrful Titila se găsește un nivel fosilifer cu numeroase forme de *Unio* și *Theodoxus*, a căror determinare nu a putut fi făcută, fiind extrem de friabile.

Partea terminală a Meoțianului este deschisă pe pîrîul Sărat, la Cătina, unde apare o gresie extrem de dură, groasă de 2,5 m cu *Leptanodonta*, *Hyriopsis*, specii de dreissene, *Congeria novorossica* SINZOV. Urmează deasupra o gresie oolitică, de 0,40 m grosime.

Meoțianul, mai apare reprezentat între valea Viei și valea Rotăriei, unde nisipurile Sarmațianului superior suportă nisipuri, mai micacee, cu numeroase concrețiuni calcaroase.

În regiunea Surani, depozitele Meoțianului se aşază discordant și transgresiv peste toți termenii mai vechi, ajungînd să repauzeze și peste Oligocenul superior. Astfel, pe valea Ciuciurului—Surani, depozitele Meoțianului remaniază în bază fragmente de diatomite și sisturi disodilice, de tufuri dacitice și de gipsuri fumurii. Ele repauzează direct pe gresia de Kliwa și pe diatomite, constituind o brecie de peste 4 m grosime. Urmează o alternanță de nisipuri gălbui-roșcate și marne vinete-gălbui, care spre partea superioară conțin exemplare friabile de *Dossinia maeotica* ANDR., *Pirenella caspia* ANDR., *Modiolus incrassatus minor* ANDR., *Ervilia minuta* SINZ., și mai ales numeroase exemplare de *Theodoxus stefănescui* FONT.

Pe drumul care urcă de la Surani la Păcuri, la N de obîrșia văii Guruețului, au fost colectate numeroase exemplare de *Psilunio subrecurvus* TEISS., *Theodoxus stefănescui* FONT., *Hydrobia vitrella* ŢEFL. și cîteva exemplare de *Viviparus*. Grosimea Meoțianului, atîț după datele de suprafață, cît și după datele de foraj, este în jur de 350 m. Spre E de Surani, la Tîrlești, Meoțianul este reprezentat sub formă de benzi mult îngustate de îngresiunile depozitelor daciene și levantine.

Ponțianul. Cea mai clară limită stratigrafică din regiunea prezentată este limita Meoțian/Ponțian, marcată prin lumașelul cu *Congeria novorossica* SINZOV. [Acest reper se găsește în sinclinalul Crivineni—Cătina, în vîrful Cătina, în vîrful Titila, în valea Seacă de Bisceni și în dealul Deliman, unde este reprezentat printr-un banc de gresie friabilă, micacee, gălbui, de 2 m grosime, lumașelică.

Ponțianul apare între valea Viei și valea Silei, formînd o fîșie de peste 150 m lățime și de aproape 3 km lungime, cuprinzînd argile vinete, compacte, cu numeroase exemplare de *Viviparus neumayri* BRUS.

În cursul mijlociu al văii Benga, la W de Satu Nou, depozitele Ponțianului mai apar, ridicate pe o falie, unde sunt reprezentate prin marne vinete, compacte, cu numeroase forme de *Hiriopsis* sp. și de *Viviparus neumayri* BRUS.

În sinclinalul Crivineni—Cătina, Ponțianul este foarte bine deschis în valea Seacă de Bîsceni unde, peste lumașelul cu *Congerina novorossica* SINZOV, se găsesc marne vinete-gălbui, bogat fosilifere, cu:

- Paradacna abichi* R. HÖRNES
- Didacna subcarinata subcarinata* DESH.
- Valenciennius annulatus* REUSS
- Viviparus achatinoides* DESH.
- Viviparus neumayri neumayri* BRUS.
- Prosodacna sturi* COB.
- Caladacna steindachneri* BRUS.

care atestă vîrsta ponțian-inferioară a acestor depozite. În dealul Deliman, depozitele ponțiene sunt decroșate de o falie transversală cu 60 m, după care se continuă pe la N de Cătina, la W de Bîsca Chiojdului între valea Mordanei și valea Leurdei.

Între valea Suranilor și valea Lopatnei, Ponțianul este reprezentat prin nisipuri galbene cu rare intercalații de nisipuri marnoase cu *Congeria rhomboidea* HOERNES și *Congeria rumana* SABBA.

Pe clina de E a dealului Aricești-Zeletin și în dealul Cărbunești, depozitele Ponțianului sunt reprezentate prin nisipuri marnoase-gălbui, care trec lateral la marne nisipoase vineții și în sus la marne vinete. Întreaga succesiune, care are o grosime de peste 180 m, este bogat fosiliferă, cu numeroase forme de *Hyriopsis*, *Limnocardium*, *Dreissena*, *Congeria* de talie mică, etc.

În aceste depozite, ca o notă caracteristică se remarcă prezența unor concrețiuni lenticulare de marno-calcare dure, vineții sau roșcate, limonitice, pe care localnicii le adună cu grijă pentru construcții.

În dealul Prevale, depozitele Ponțianului sunt reprezentate prin marne nisipoase cu *Congeria rhomboidea* HOERNES și *Congeria rumana* SABBA, vizibile pe șoseaua Tîrlești—Gogeasca.

Între Tîrlești și Cătina s-au mai păstrat benzi discontinue de depozite ponțiene, în continuarea depozitelor meotiene. Datorită acoperirii Ponțianului cu depozitele Dacianului și Levantinului și datorită numeroaselor alunecări de teren, dezvoltate în materialul marnos argilos, nu s-a putut reconstituî succesiunea depozitelor ponțiene din aceste fișii.

Dacianul apare în valea Benga, concordant peste depozitele ponțiene, avînd în bază nisipuri gălbui, cenușii-roșcate, de 4 m grosime, cu numeroase fragmente de lamelibranchiate și gasteropode. Urmează un banc de 1 m grosime de nisipuri

marnoase cu o faună formată exclusiv din specii de *Didacna* și *Dreissena*, foarte friabile. Profilul continuă cu 6 metri de argile cenușii-vineții, cu impresiuni de cardiacee, care trec la o alternanță de marne vinete, cu nisipuri argiloase.

În intercalațiile marnoase se găsesc exemplare mari, friabile, de *Hyriopsis*. Acest pachet de 6—7 m grosime suportă o succesiune de nisipuri și argile nisipoase, fin micacee, cu structură fuiorată, cu concrețiuni marnoase, limonitice.

Urmează un nisip de 2 m grosime, gălbui-roșcat, cu numeroase resturi de cardiacee cu scoica groasă și cu coaste rare și mari, *Viviparus*, și exemplare de *Unio rumanus* Tourn.

După o intercalatie de pietrișuri de 2 cm urmează o gresie galben-roșcată, friabilă, de peste 4 m grosime, care suportă un pachet de marne nisipoase, cenușii-vineții, alternând cu nisipuri slab cimentate.

Din aceste depozite s-au determinat formele:

Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus řTEF.

Theodoxus (Calvertia) slavonicus BRUS.

Prosodacna orientalis řTEF.

Lytoglyphus rumanus řTEF.

Lytoglyphus amplus BRUS.

Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA

Dacianul mai apare la Cătina, formând aproape în întregime dealul Deliman. Aici cuprinde un nisip alburiu, fin, cu elemente negre, de 2 m grosime, care spre partea superioară devine gălbui, mai puțin fin și are intercalații de marne vinete fin stratificate, cu o grosime de aproximativ 3 m. Urmează o gresie gălbuiroșcată, dură, de 2 m grosime, care suportă un nisip gălbui-roșcat, ceva mai grosier, de 1,5 m grosime. Urmează o marnă verzuie nisipoasă, groasă de 0,5 m, peste care se astern transgresiv, pietrișurile levantine.

În valea Urdei, afluent al văii Lopatnei, imediat la N de Cărbunești, în vîrful Usturoiul și valea Fîntînei, depozitele Dacianului sunt reprezentate prin nisipuri alburii, gălbui, marnoase, alternând cu marne vinete nisipoase, din care am determinat formele:

Unio rumanus Tourn.

Prosodacna stenopleura řTEF.

Prosodacna rumana (FONTANNES)

Pontalmyra constantiae SABBA

Dreissena rostriformis (DESHAYES)

Dreissena polymorpha (PALLAS)

Viviparus rumanus (TOURNOUER)

Viviparus achatinoides (DESHAYES)



Styloceras heberti (COBĂLCESCU)

Melanopsis sp.

Hyriopsis sp.

Pe valea Ursoaia de pe stînga văii Zeletinului se regăsește aceeași alternanță de pe valea Urdei, însă se constată o însărăcire a faunei, menținîndu-se numai specia *Unio rumanus* TOURN.

Depozitele daciene continuă spre E, puțin decolate de falii transversale și acoperite de pietrișurile levantine spre izvoarele văii Mordana pînă spre Valea Seacă de Bîsceni, la S de punctul topografic Cătina.

Levantinul. Depozitele care încep din valea Corneasca, formînd o fîșie de 260—300 m lățime și care se urmăresc pe o lungime de 3,8 km, pînă sub vîrful Cornetu, constituîte din nisipuri alburii, cenușii, marnoase, cu concrețiuni calcaroase, alternînd cu marne negre cu spărtură colțuroasă, au fost atribuite Levantinului inferior. Marnele vinete, albăstrui, cu concrețiuni calcaroase ale Levantinului inferior mai apar pe valea Cusurului, între Bîscenii de Sus și Tîrlești.

Levantinul superior este reprezentat prin pietrișuri cu elemente bine rulate, de gresii cenușii-albicioase gălbui, cuarțite albe și negre, numeroase elemente de calcare albe, vineții, rar roșcate, de granite cu feldspatul roșu, ce ating diametrul de 15 m. Se mai găsesc fragmente de microconglomerate puternic cimentate, rar de granodiorite și diorite, precum și de șisturi cristaline.

Masa de pietrișuri este mai mult sau mai puțin bine legată printr-un ciment de culoare gălbui, nisipos, argilos, marnos.

O observație demnă de remarcat este faptul că frecvența galejilor de gresie de Tarcău este mult mai mare decît a galejilor de gresie de Kliwa, care în regiunea cercetată se găsește remaniată, împreună cu gama elementelor de fliș paleogen, mult mai abundantă, în Dacian.

În general, depozitele Levantinului superior prezintă o stratificație distinctă, în bună parte o stratificație încrucișată fluvio-lacustră.

De remarcat faptul că spre baza Levantinului superior există lentile de 10—20 m lungime și pînă la 4 m grosime de nisipuri gălbui, micacee, fine, care, încadrate în masa pietrișurilor, indică direcția de transport a depozitelor.

Pe lîngă aceste lentile mari de nisipuri se mai găsesc lentile mai mici de marne vinete și marne gălbui, cu concrețiuni calcaroase, cu fragmente de cuarț, mică și elemente femice. Uneori, în masa pietrișurilor Levantinului superior se găsesc lentile pînă la 3 m lungime, formate exclusiv din argile roșcate.

Levantinul superior formează umplutura cuvetei Șoimari-Calvini și reprezintă episodul final de colmatare a acestui bazin. Depozitele Levantinului superior depășesc toate formațiunile mai vechi, ajungînd la W de Cătina peste Oligocen.

Cuaternarul este reprezentat prin numeroase pornituri, depozite de pantă, trei nivele de terasă, conuri de dejecție, etc.

Tectonica este foarte complicată, diversele faze de cutare suprapunindu-se, astfel că descifrarea ei pune probleme complexe.

Se poate vorbi de tectonica flișului Pintenului de Văleni și tectonica depozitelor miocene și pliocene.

Asupra tectonicii flișului Pintenului de Văleni, atenția noastră nu a fost îndreptată.

Limita între formațiunile flișului paleogen și formațiunile miocene este distinct marcată, din punct de vedere morfologic, printr-o zonă de denivelare puternică, ce se observă de la o distanță de 4—5 km. Această denivelare morfologică a fost numită de FLORIN OLTEANU (10) « spinare marginală », numire pe care o considerăm foarte sugestivă.

Regiunea studiată cuprinde, în partea de N, un mare sinclinal asimetric, numit sinclinalul Crivineni-Cătina, flancat spre S de o falie puternică, care ar coincide cu falia marginală, vizibilă pe teren la Crivineni, Murătoarea, Valea Seacă de Bîsceni, Cărbunești, Surani, Sărari. Această falie a antrenat pe planul ei lame de sare care au fost întâlnite în sondajele din Valea Seacă de Bîsceni, foarte aproape de suprafață, precum și în sondajele de la Surani. De asemenea, numeroasele izvoare sărate, ce se înșiră pe această falie, arată că sarea se găsește la mică adâncime. Spre W, această falie se leagă pe sub depozitele levantin-superioare, cu falia din axul anticlinalului Surani-Șoimari.

La W de Cătina, falia a fost interceptată în numeroase sonde. Valoarea săriturii faliiei este foarte importantă, deoarece Oligocenul încalcă peste Sarmățian (pl. II). Această falie, ca de altfel și toate celelalte faliile din regiune, a fost reactivată cu ocazia tuturor fazelor de cutare din Acvitania și pînă în Levantinul superior—Cuaternarul inferior.

Sinclinalul Crivineni-Cătina cuprinde depozite burdigalian — helvețiene, tortoniene și sarmato-pliocene, fiind mascot, în partea de SW, de transgresiunea depozitelor daciene și levantine.

Alt element tectonic important este sinclinalul Aricești-Zeletin, care cuprinde depozite acvitaniene, helvețiene, meotiene și pontiene. De asemenea, anticlinalul Surani, avînd în ax depozite tortoniene cu sare, este mascot spre E de depozitele transgresive ale Meotianului. La S de sinclinalul Crivineni-Cătina se dezvoltă un monoclin, format din depozite helvețiene și sarmato-pliocene, care căd spre S, către centrul depresiunii Șoimari-Calvini.

În general, în regiune se găsesc numeroase cute de mică ampolare care au primit pe hartă denumiri locale, cute care afectează atît depozitele mai noi, cît și cele mai vechi.

Pe lîngă faliile longitudinale, remarcăm și numeroase rupturi transversale, pe care de obicei s-au instalat apele principale, cum este falia în lungul văii Bîsca Chiojdului, falia din lungul văii Lopatna și falia din lungul văii Suranilor, precum și faliile locale din zona Tîrlești — Aricești — Zeletin, care decoșează cu zeci de metri depozitele de la ramă.

Considerații paleogeografice. Cuveta Șoimari-Calvini, care a fost formată în Miocenul inferior, a suferit numeroase mișcări de basculare, care au dus la o depunere inegală a formațiunilor constitutive.

Astfel, cuveta Șoimari-Calvini a luat naștere (16) după încheierea ciclului de sedimentare paleogen, în timpul cutării principale a flișului Carpaților (I. P. Voîtiști) și odată cu ridicarea generală a Carpaților flișului, cînd s-a constituit la exterior depresiunea subcarpatică (faza de cutare savică).

La sfîrșitul Oligocenului, în Acvitanean, odată cu ridicarea în bloc a Carpaților flișului, se individualizează o serie de lagune în care condițiile fizico-chimice și climatice au concurat la depunerea de sare gemă și gips. Astfel, toate manifestările saline sub formă de izvoare puternic concentrate, care apar în arealul depozitelor acvitaniene și hundigalian-helvetiene de la Aricești-Zeletin și Roncești, sunt legate genetic de Acvitanean.

Transgresiunea cu care începe sedimentarea propriu-zisă a depozitelor din cuvetă este marcată de poziția gresiilor gălbui-roșcate dintre valea Muscelului și vîrful Ciortăniș.

Urmează o fază de stagnare pînă la o fază lagunară, caracterizată printr-un facies pelitic și gipsifer, corespunzînd Helvețian-Tortonianului inferior. În această fază au loc puternice erupțiuni vulcanice, puse în evidență de tufuri albe, dacitice, situate la diferite nivele din Helvețian și Tortonian inferior, avînd zeci de metri grosime.

Această fază lagunară culminează la sfîrșitul Tortonianului inferior prin depunerea breciei sării și a sării. Astfel, sarea de pe Valea lui Mănilă, de la Sărari, brecia sării și izvoarele sărate de la Surani, brecia sării de pe Valea Seacă de Bisceni, sarea de la Murăturile și izvoarele sărate de la Crivineni, aparțin genetic de această fază lagunară.

Mișcările stiriace provoacă scufundarea generală a zonelor carpatici la sfîrșitul Helvețianului și începutul Tortonianului, avînd drept consecință invazia apelor marine și stabilirea unor largi legături cu Mediterana. Se instalează astfel faciesuri marine tipice, în care faunele marine au găsit condiții optime de dezvoltare (Crivineni, valea Muscelului, valea Balosinului, Stroești, Orjani).

La sfîrșitul Tortonianului superior, ridicarea generală a zonelor muntoase duce la ruperea definitivă a legăturilor cu mareea larg deschisă și la izolare de lacuri în care se instalează faciesul ușor salmastru al Buglovianului, dezvoltat foarte bine în

apropiere de regiunea prezentată, la S de Sărari, sub Rîpa Bufnei și descris pentru prima dată de GH. BOTEZ (1) în anul 1917.

Cutarea attică de la sfîrșitul Sarmățianului ridică puternic Carpații și Subcarpații, uscatul se mărește mult și apele se îndulcesc simțitor.

Transgresiunea Meoțianului este distinct vizibilă în regiunea Cătina—Tîrlești—Cenușari—Păcuri, depozitele depășind succesiv toți termenii mai vechi, stînd discordanță peste Oligocenul din Pintenul de Văleni.

Ultimele date de foraj din regiunea văii Suranilor și văii Lopatna au arătat că depozitele pliocene iau contact direct cu diferenți termeni ai Oligocenului, iar la N de falia Aricești și la S de falia Surani iau contact cu diferenți termeni ai Miocenei. Această constatare duce la concluzia că zona cuprinsă în prezent între cele două falii a fost exondată după Acvitanian astfel că apele nu au mai acoperit regiunea decât la începutul Pliocenului.

Cutarea rodaniană de la sfîrșitul Dacianului are ca efect ridicarea Carpaților și Subcarpaților interni și o fază de regresie în Levantinul inferior, pusă în evidență și în regiunea noastră de prezența unor marne albastre cu *Helix* (Mărunțișu-Vîrful Gornetului).

În sfîrșit, cutarea valahică, prin cele două faze ale sale: faza levantin-superioară și faza cuaternar-inferior, a afectat puternic Subcarpații.

BIBLIOGRAFIE

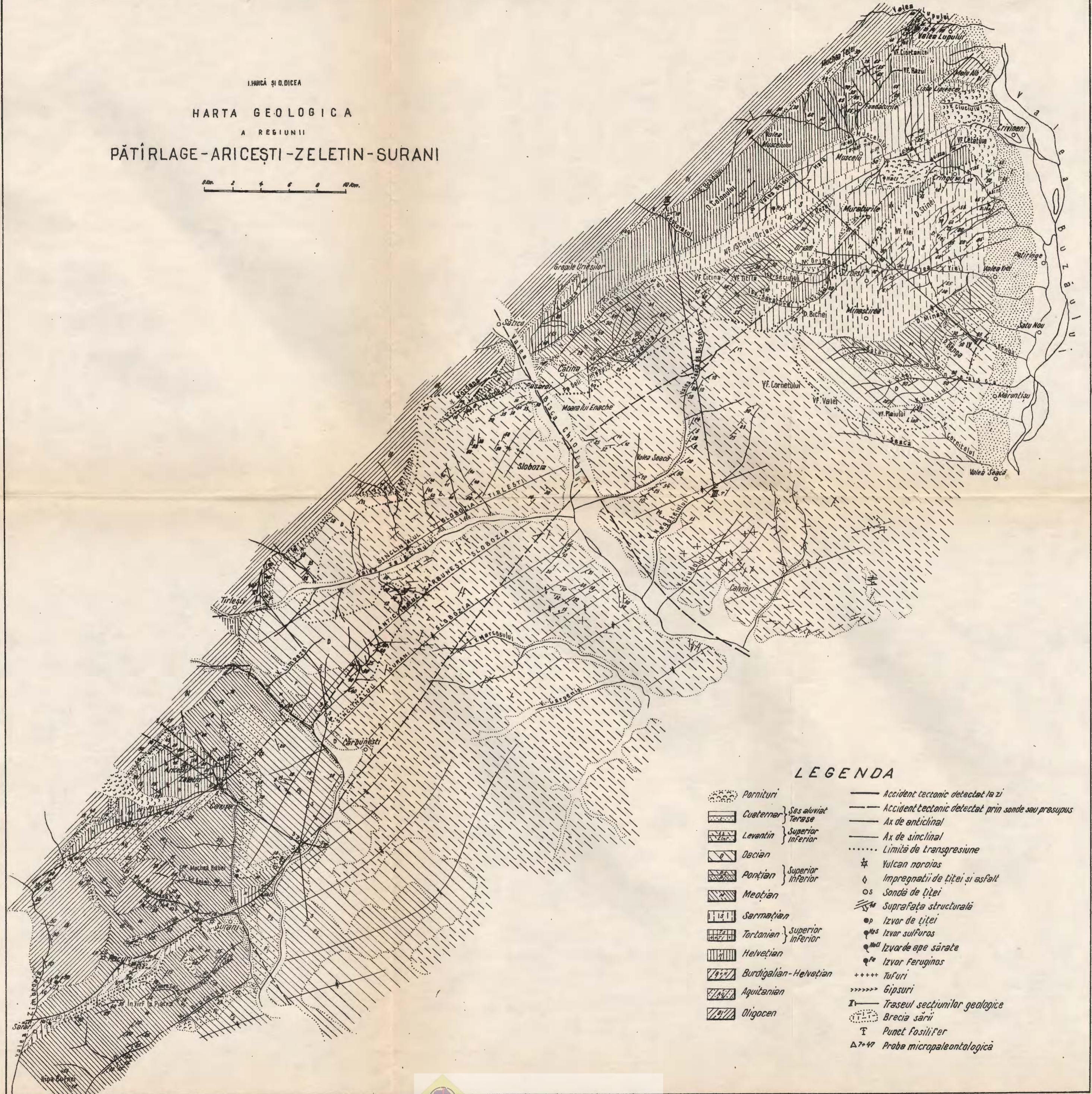
1. BOTEZ GH. Comunicare preliminară asupra Miocenului din regiunea Păcureți—Matița—Apostolache. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, București 1917.
2. BOTEZ GH. Notă asupra Tortonianului din Valea Viei (Pătârlage) jud. Buzău. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, București 1917
3. DRAGOȘ V. Cercetări geologice în cuveta Predeal Sărari. *D. S. Com. Geol.*, XLVIII, București 1961
4. FILIPESCU M. G. Études géologiques dans la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic Bîsca Mare. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIII, București 1940.
5. HUICĂ I. Notă asupra depozitelor tortoniene din regiunea Pătârlage Orjani. *D. S. Com. Geol.*, XLVI, București 1959.
6. JOJA TH. La structure géologique de la région Cărbunești—Bîsceni et son importance comme région pétrolifère. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXX (1941—1942). București 1950.
7. MACOVEI GH. Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din România. *D. S. Inst. Geol. Rom.*. VII București 1917.
8. MACOVEI GH. Structura geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cisla. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, București 1917.
9. MRAZEC L., TEISSEYRE W. Privire geologică asupra formațiunilor salifere și zăcămintelor de sare din România. *Monit. Int. petr. rom.*, III, București 1902.
10. OLTEANU FL. Depresiunea Subcarpatică între Ozana (Valea Neamțului) și Buzău. *An. Com. Geol.* XXXI, București, 1958.



I.HUNICĂ ȘI O.DICEA

HARTA GEOLOGICA
A REGIUNII
PĂTÎRLAGE-ARICEȘTI-ZELETIN-SURANI

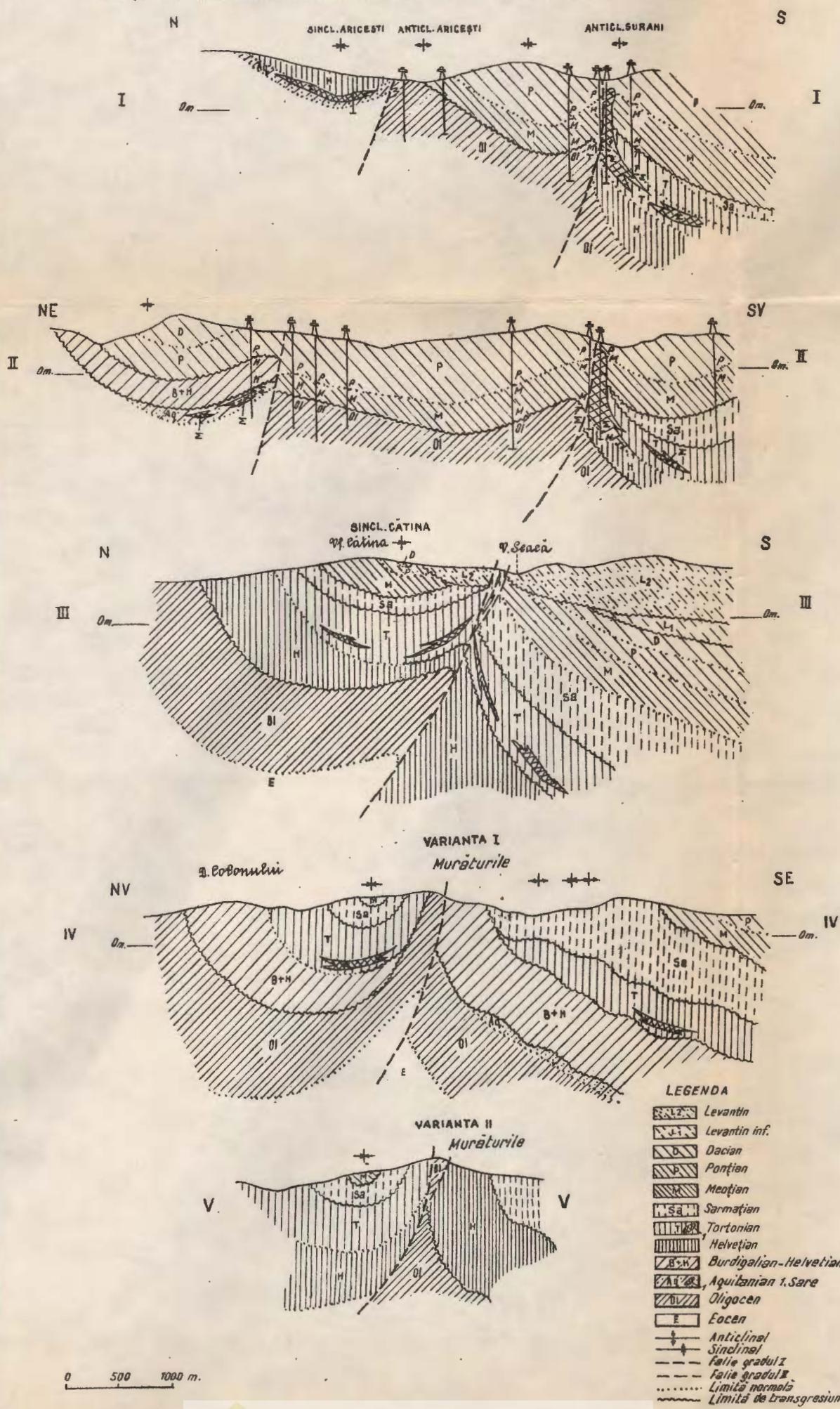
0 Km. 2 4 6 8 10 Km.



LEGENDA

	Parnituri
	Accident tectonic detectat la zi
	Accident tectonic detectat prin sonde sau presupus
	Ax de anticinal
	Ax de sinclinal
	Limită de transgresiune
	Vulcan noroios
	Impregnații de titei și asfalt
	Sondă de titei
	Suprafata structurale
	Izvor de titei
	Izvor sulfuros
	Izvor de ape sărate
	Izvor feruginos
	Tufuri
	Gipsuri
	Traseul secțiunilor geologice
	Brecia sării
	Punct fosilifer
	Probă micropaleontologică

I. HUICĂ - O. DICEA
SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN REGIUNEA PÂTÎRLAGE - ARICEȘTI - ZELETIN-SURANI



11. POPA-DIMIAN E. Contribuții la studiul paleontologic al Tortonianului din Subcarpați (Crivineni și Valea Muscelului) cu privire specială la fauna stratelor cu *Venus konkensis*. *D. S. Com. G. ol.* XLVII, București 1961.
12. POPESCU GR. Zona Flisului paleogen între Valea Buzăului și Valea Vărbișului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI București, 1952.
13. PREDA D. M. Geologia și tectonica părții de răsărit a Județului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom., X*, București, 1925.
14. SAULEA E. Contribuții la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei. *An. Com. Geol. XXIX* București, 1956.
15. VOIȚEȘTI I. P., GROZESCU H., PREDA D. M. Formațiunea cu masive de sare. *D. S. Inst. Geol. Rom. VII*, București 1917.
16. VOIȚEȘTI I. P. Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. rom. Geol.*, V, București 1942.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАСТИ В. БУЗЭУ
И В. ЗЫМБРОАЯ, КАСАЮЩИЕСЯ ВОЗРАСТА СОЛИ
(ВПАДИНА ШОЙМАРЬ—КАЛЬВИНЬ)

И. ГУЙКЭ, О. ДИЧА

(Краткое содержание)

В настоящей работе описываются отложения верхнего олигоцена и в особенности отложения супраменилитового горизонта от которого переходят, в продолжении седиментации, к отложениям аквитанского яруса, заключающего осадочный цикл олигоцена. Таким образом подтверждаются заключения к которым пришли Д. М. Пр е д а, М. Г. Ф и л и п е ск у, Г р. П о п е ск у, В. Д р а г о ш в отношении соседних районов.

На основании данных полученных на поверхности и согласно данным полученным при бурении, авторы указывают, что брекчия соли и соляные источники, которые выходят на дневную поверхность вблизи палеогенного флиша — связаны с отложениями аквитанского яруса.

Ввиду отсутствия палеонтологических данных, а также и реперных литологических горизонтов, авторы установили что вся последовательность, начиная с отложений над серыми гипсами, гипсоносными песчаниками и сланцевыми мергелями аквитанского яруса, до туфов и белых мергелей с глобигериновыми извержениями — основания тортона, принадлежат бурдигальному и гельветскому ярусам. Последние представлены песками, красными и фиолетовыми мергелями, серыми полимиктовыми песчаниками, гипсами и белыми дацитовыми туфами.

Переходя к краткому представлению тортонаских отложений, авторы делают вывод, что соль и брекчия соли, с которыми связаны соляные источ-



ники антиклинали Сурань, от окраинного сброса до Кривинеъ, принадлежат тортону. Таким образом они уточнили, что соляные отложения области принадлежат двум стратиграфическим уровням аквитанскому и тортонскому, но не каждому из них в отдельности, как это предполагалось раньше.

В продолжении, описываются сарматские, мэотические, pontические, дакийские и левантинские отложения, будучи представлены списки с характерными ископаемыми, на основании которых были выделены соответствующие формации.

В заключительной главе описываются этапы палеогеографической и палеотектонической эволюции субкарпатского сектора находящегося между В. Бузэул и В. Зымбровая.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE VALEA BUZĂULUI ET VALEA ZIMBROAIA, AVEC APERÇU SPÉCIAL SUR L'ÂGE DU SEL (CUVETTE ŞOIMARI-CALVINI)

PAR

I. HUICĂ, O. DICEA

(Résumé)

Les auteurs décrivent les dépôts oligocènes supérieurs — particulièrement ceux de l'horizon supraménilitique — dont on passe en continuité de sédimentation — aux dépôts aquitaniens qui terminent le cycle de sédimentation de l'Oligocène. Sont confirmées les conclusions auxquelles ont abouti D. M. PREDA, M. G. FILIPESCU, GR. PCPESCU, V. DRAGĂS dans les régions avoisinantes.

Suivant les données de surface et de forage on montre que la brèche du sel et les sources salines qui jaillissent à proximité du Flysch paléogène se rattachent aux dépôts aquitaniens.

Vu l'absence des données paléontologiques et d'horizons-repères, on a considéré que la succession de dépôts surmontant les gypses gris, les grès gypsifères et les marnes schisteuses aquitaniennes jusqu'au tufs et aux marnes blanches à globigérines de la base du Tortonien, appartiennent au Burdigalien-Helvétien. Le dernier est représenté par des sables, des marnes rouges, violacées, des grès polymictes gris, des gypses et des tufs blancs dacitiques.

Suit l'exposé sommaire sur les dépôts tortoniens et l'on montre que le sel et la brèche du sel, ainsi que les sources salines de l'anticlinal Surani et de la faille marginale, jusqu'à Crivineni, appartiennent au Tortonien. De la sorte, les dépôts de sel



În bazinul văii Almașului Oligocenul apare sub un facies conglomeratic, fiind constituit din bancuri de conglomerate cu elemente de șisturi verzi, care alternă cu șisturi disodilice și strate de gresie de Kliwa. Adesea se întâlnesc gresii de Kliwa sau șisturi disodilice cu găleți de șisturi verzi. Aceste conglomerate nu stau transgresiv peste depozitele oligocene, aşa cum au susținut F. OLTEANU (1953) și T. BCRĂȘ (1956), ci se intercalează în Oligocen. Peste acest Oligocen conglomeratic se dezvoltă apoi, în continuitate de sedimentare, conglomeratele miocen-inferioare (conglomeratele de Almașu) (pl. I, fig. 1).

Stratele de Gura Șoimului apar mai bine deschise la Cuejdiu și la Băltătești. La Cuejdiu, peste șisturile disodilice și menilitile superioare și sub brecia sării, apare un pachet de 10 m constituit din conglomerate și gresii verzi, cu intercalații de șisturi cu aspect disodilic. Acest pachet corespunde probabil stratelor de Gura Șoimului, presupunere confirmată de C. STOICA (pl. I, fig. 2).

La Băltătești acest pachet, cu aceeași poziție stratigrafică, cuprinde gresii verzi sau albicioase, conglomerate cu elemente verzi și argile cenușii-verzui, fine, unele bituminoase. Menționăm că o parte din aceste depozite au fost considerate de cercetătorii anteriori ca burdigaliene.

Molasa miocen-inferioară. Peste menilitele superioare și stratele de Gura Șoimului stă brecia sării din partea inferioară a Formațiunii salifere inferioare, cu care începe Miocenul. Ca aspect litologic rocile miocene diferă de cele oligocene, limita între cele două serii fiind destul de netă. Stratele de Gura Șoimului, care reprezintă un nivel de tranziție, apar destul de rar, din cauza terenului acoperit, astfel că nu putem discuta mai mult aici această limită. Judecând după aspectul său litologic, prezența evaporitelor și conținutul micropaleontologic, Formațiunea saliferă inferioară aparține Miocenului. După T. ICERGULESCU N.I. NICULESCU și M. PENEŞ (1962) formațiunea cu sare din valea Trotușului (Tîrgu Ocna, Tuta), care se paralelizează cu Formațiunea saliferă inferioară din regiunea Băltătești—Gîrcina, are o microfaună burdigaliană și helvețiană inferioară. Între această formațiune și celealte orizonturi ale Miocenului este o continuitate de sedimentare.

Partea superioară a molasei miocene-inferioare este dezvoltată fie sub un facies marnos-grezos (care corespunde « orizontului » roșu sau stratele de Tescani), fie sub un facies grezos-conglomeratic, ambele faciesuri prezintând frecvent unele roci colo-rate roșietic (molasa roșie inferioară). Rocile de culoare verde, formate din detritus de șisturi verzi, apar la diferite nivele în tot Miocenul inferior, fiind caracteristice pentru faciesuri locale și nu pentru orizonturi.

Subdiviziunea inferioară a Miocenului inferior. Faciesul salifer (Formațiunea saliferă inferioară). Această formațiune se dezvoltă în regiunea



STRATIGRAFIE

FACIESURILE ȘI TECTONICA MOLASEI MIOCENE
DIN ANTICLINALUL FALS ALMAȘU
(N PIATRA NEAMȚ)¹⁾

DE

O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ

În această lucrare se descriu faciesurile și tectonica molasei miocene de la interiorul avantfosei, la contactul cu flișul marginal, în sectorul cuprins între localitățile Gîrcina, Almașu și Băltătești, de la N de Piatra Neamț (Moldova centrală).

Studiile geologice anterioare care se referă la Miocenul de aici se datorează lui S. ATHANASIU (1916), I. ATANASIU (1939), F. OLTEANU (1953)²⁾, T. BORŞ (1956)³⁾ și G. ȘERBAN. Unele informații asupra Miocenului din această regiune se găsesc în lucrări care au ca obiect studiul flișului (C. OLTEANU, L. TURCULEȚ și T. FILIMON, ST. ALBU). I. POPESCU-VOITEȘTI (1945) și mai ales F. OLTEANU și T. BORŞ au orizontat conglomeratele de Almașu, distingând un orizont inferior conglomeratic, unul median grezos, și altul superior, conglomeratic.

Molasa miocenă de la Almașu și Băltătești face parte din flancul invers al unei mari cute culcate. Nucleul acestei cute este format din depozite cretacice și paleogene, care vor fi descrise în altă lucrare. Flancul invers cu depozite miocene al acestei cute este răsturnat și recuat într-un fals anticlinal (F. OLTEANU 1953).

Înainte de a ne ocupa de molasa miocenă vom descrie pe scurt depozitele oligocene.

Oligocenul. În Oligocenul din acest sector am separat următoarele orizonturi: gresia de Lucăcești (10 m), menilite inferioare și marne brune bituminoase (20—30 m), șisturi disodilice și gresie de Kliwa (100 m), șisturi disodilice și menilite superioare (5—10 m) și, în sfîrșit, strate de Gura Șoimului (10—20 m).

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 aprilie 1962.

²⁾ F. OLTEANU. Raport geologic preliminar pe anul 1953 asupra flișului marginal din regiunea Vărătec. Arh. M.I.P.Ch., București 1953.

³⁾ T. BORŞ. Raport geologic asupra regiunii Iapa—Crăcăoani. Arh. M.I.P.Ch., București 1956.



Institutul Geologic al României

de la région ne sauraient plus être attribués à un seul niveau (Tortonien ou Aquitanien) mais à deux niveaux stratigraphiques, notamment à l'Aquitanien et au Tortonien.

Suit la description des dépôts sarmatiens, méotiens, pontiens, daciens et levantins, avec les fossiles caractéristiques suivant lesquels ont été séparées les formations respectives.

Dans le chapitre final sont présentées les principales étapes de l'évolution paléogéographique et paléotectonique du secteur des Subcarpates, compris entre Valea Buzăului et Valea Zimbroaia.



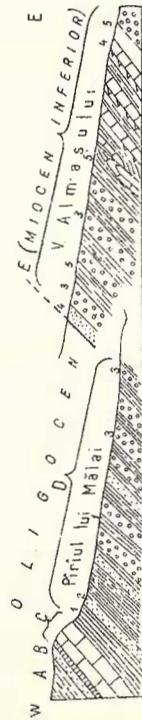


FIG. 1. SECȚIUNE GEODILOGICĂ LA GURA PIRIUULUI MĂLAI
A= strata de Biocen (locen superior); B= gresie de Lucașești; C= menitile în formare și maner brune biliunnoase; D= sâșuri disodiale (1) și gresie de Kliwa (2), cu intercalării de conglomerate verzi (3); E= miocen inferior (4= gresiu verzi și cenușii; 5= argile cenușii; 3= conglomerate verzi)
Successiunea stratelor este inversată.

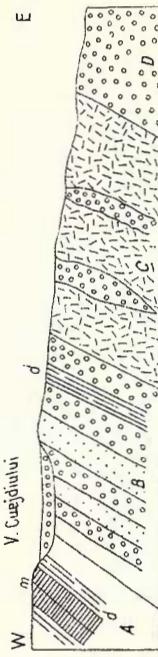


FIG. 2. BRECIA SALIFERĂ LA CUEJDULU. A= menitile superioare (m); B= conglomerate și gresii verzi cu intercalării de disodile (d); strate de gura Sâinului (1); C= brecri salifere cu lenjile de conglomerate verzi; D= conglomerate verzi.
Successiunea stratelor este inversată.

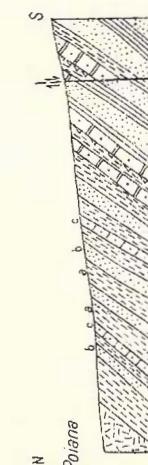


FIG. 3. FORMAȚIUNEA SALIFERĂ INFERIORĂ (A,B,C) PE R. SĂPAT (POIANA)
A= braț cu sare, B= argile brevicasă; C= alternație de argile cenușii (a), gresii verzi (b) și gresii cenușii (c); D= gresie cenușii cu carbuni (gresia "Condor sau" arcașă de Căsoasă); E= gresii verzi și argile grezoase verzi rojicioase.
Successiunea stratelor este inversată.

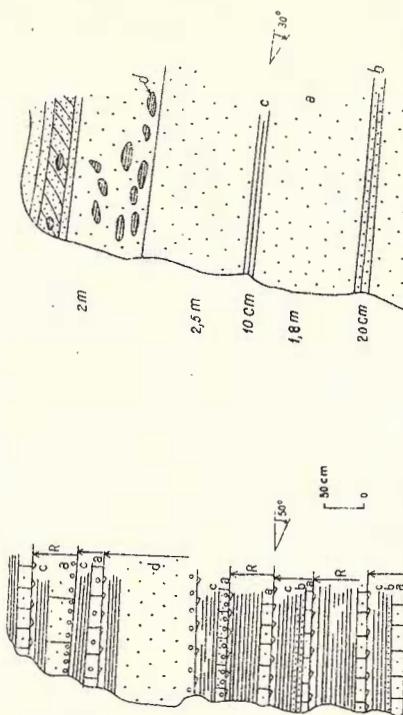


FIG. 4. SEDIMENTAȚIE GRADATĂ ÎN ORIZONȚUL CENUSII (D. GHINDOUL - GHINDOANI)
a= gresie cenușie, grosieră la partea inferioară, cu mecanoglini (b) și marne cenușii (c).
Cenusele au galăți moi (d)= Heleșteian. Ghindoaian
R= rîm de sedimentare

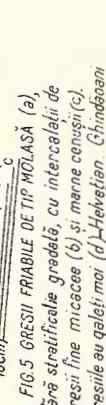


FIG. 5. GRESIU FRABILĂ DE TIP MOIASH (a), FARMĂ stratificată grosieră, cu intercalări de gresii fine micacee (b) și marne cenușii (c).
Cenusele au galăți moi (d)= Heleșteian. Ghindoaian

Băltătești-Poiana fiind recunoscută aici prima dată de T. BORŞ (1956). La sud de Poiana, în valea Almașului, este înlocuită cu un facies conglomeratic.

Partea inferioară a Formațiunii salifere inferioare este formată din brecii salifere și argile brecioase. Breciile sunt constituite numai din fragmente din această formațiune (argile cenușii și verzi, unele rubanate cu gips, blocuri de gips, gresii verzui), fiind formate probabil prin alunecări submarine sinesedimentare, favorizate de prezența sării. Aceste brecii, care de obicei au o grosime de 20 m, au o dezvoltare mai mare la Gîrcina.

Peste brecii urmează argile cenușii-negricioase cu diaclazele pline cu sare și gips și cu intercalării subordonate de strate subțiri (2—5 cm grosime) și brecificate de gresii fine, verzi sau cenușii. Apar de asemenea gresii cenușii cu dezvoltare lenticulară și strate de gresii fine, verzi sau cenușii, rubanate cu gips. La sud de Poiana, în special pe Pîrîul Sărăt, se întâlnesc în acest pachet mai multe intercalării de gresii verzi și cenușii-verzui (pl. I, fig. 3).

În Formațiunea saliferă inferioară se găsesc interstratificate lentile groase de mai mulți metri sau zeci de metri de sare gemă brecioasă. Sărurile de potasiu și de magneziu au fost întâlnite în foraje la Băltătești și la Negrești, în Formațiunea saliferă inferioară. Aceste săruri apar aici în brecii argiloase sau în sarea gemă. Toate forajele executate în afara acestei formațiuni n-au dat rezultate. În acest fel, pentru o judecțieasă prospectiune prin foraje a sărurilor de potasiu și magneziu este necesară mai întâi o cartare geologică detailată, care apoi să fie completată, în zonele acoperite, cu prospectiuni geofizice.

La partea superioară a Formațiunii salifere inferioare, sub orizontul gresiilor verzi și roșietice (Poiana), iar uneori aproape sub conglomeratele de Almașu superioare (Băltătești, culmea Pleșu), apare un nivel de gresii cenușii cu fragmente mici de cărbune. Acest nivel l-am întâlnit în mod constant la S de valea Bistriței și la Dârmănești sub orizontul roșu (stratele de Tescani). Aceste gresii prezintă asemănări cu gresia de Condor descrisă de I. DUMITRESCU (1952) din Vrancea și probabil cu « arcoza » de Căsoasa citată de F. OLTEANU (1954) în regiunea Solonț.

Gresiile din acest nivel se prezintă în strate groase de 0,5—1,5 m, gradate (graded bedding), care alternează cu marne cenușii. În gresia de la partea inferioară a ritmului se găsesc uneori remaniate intraformațional fragmente de marne (gresii cu galeți moi). Studiul gresiilor în secțiuni subțiri arată că sunt de tip subgrauwacke; unele prezintă mult feldspat (gresii feldspatice). Cimentul rocii este calcaros, iar granulele sunt nesortate și angulare, constând din cuarț, fragmente de roci, feldspați (plagioclazi și microclin) și lamele de muscovit.

Caracteristic pentru Formațiunea saliferă inferioară de la Băltătești și Poiana este prezența intercalărilor de gresii și argile verzi, indicând un facies intermediu către faciesul conglomeratic (conglomeratele de Almașu inferioare). Această formațiune corespunde orizontului infraconglomeratic de pe Pîrîul Sărăt și Pîrîul Catrinei

din culmea Pleșu, descris de T. JOJA (1952), în care am recunoscut toate orizonturile caracteristice, prezintând multe intercalații de gresii verzi.

Fa c i e s u l g r e z o - c o n g l o m e r a t i c . Acest facies al Formațiunii salifere inferioare se dezvoltă în valea Almașului și valea Cuejdiului, pe flancul vestic al anticinalului fals Almașu. Pe pîrîul Mîngalagiu, în zona de tranziție la faciesul conglomeratic, se vede o sedimentare neregulată cu îndințări între conglomerate, gresii verzi și argile cenușii.

În valea Almașului, în jumătatea inferioară a formațiunii, se găsește o succesiune ritmică de gresii verzi-cenușii și argile cenușii, conglomeratele dezvoltîndu-se ca intercalații subordonate (pl. I, fig. 1). Aceste gresii sănt dispuse în strate de 10—15 cm și prezintă urme de curgere și ripple-marks. Sub microscop, în gresii se observă puțin ciment calcaros și granule subangulare de cuarț, roci verzi (care imprimă rocii o culoare verzuie) și feldspați plagioclazi. Subordonat apare glauconit.

Conglomeratele substituie aproape întreaga formațiune în valea Cuejdiului și valea Almașului. Ele se prezintă în bancuri de 1—10 m, fiind cu atît mai groase cu cît sănt mai mari dimensiunile galeșilor. Aceștia sănt constituji aproape în exclusivitate din șisturi verzi (cuarțite verzi, filite verzi și micașisturi cu granață). Elementele sănt mai mult sau mai puțin rulate și dispuse haotic într-o matrice grezoasă-argiloasă verde. Aceste conglomerate formează un orizont gros pînă la 250 m, cu dezvoltare locală, situat la partea inferioară a complexului de conglomerate și gresii verzi. Pentru acest orizont folosim denumirea de conglomerate de Almașu inferioare.

Între bancurile de conglomerate se intercalează strate pînă la 2—3 m, de gresii verzi grosiere, adesea cu granule izolate mai mari, de 1—3 mm diametru. În interiorul stratelor de gresie există lentile sau intercalații conglomeratice. Stratificația gradată apare rar.

Subdiviziunea superioară a Miocenului inferior (Molasa roșie inferioară). **Fa c i e s u l c o n g l o m e r a t i c g r e z o s .** În succesiunea depozitelor din acest facies se distinge în bază un orizont grezos, gresia de Almașu, urmat de un orizont de conglomerate (conglomeratele de Almașu superioare) și apoi de un nivel grezos superior. Aceste orizonturi au o dezvoltare locală.

Orizontul grezos (gresia de Almașu) se aşază stratigrafic peste nivelul grezos (gresia tip Condor) de la partea superioară a Formațiunii salifere inferioare (Poiana și Băltătești) sau peste conglomeratele de Almașu inferioare (valea Almașului și valea Cuejdiului) și sub conglomeratele de Almașu superioare. În acest fel, la Almașu, acest orizont este cuprins între cele două pachete de conglomerate.

Orizontul grezos este constituit dintr-o alternanță de gresii verzi, gresii cu elemente psefítice, microconglomerate și argile grezoase verzi, în plăci. Pe flancul estic al anticinalului fals și mai ales la Poiana, în acest orizont apar intercalații de gresii și argile grezoase roșietice.



Stratele de gresie au frecvent 1—2 m grosime și posedă o stratificație oblică, în timp ce argilele grezoase (siltite) în plăci prezintă o stratificație paralelă. În gresiile groziera se găsesc galeți moi de argile grezoase verzi, remaniate intraformatiional. Rocile prezintă frecvent urme de tracțiune (groove-casts) uneori întreținute oblic, văluri (ripple-marks) simetrice, tegolife (loadcasts) și rar urme de pași de păsări.

Rareori se poate distinge o stratificație gradată, care începe cu o gresie groziera, peste care urmează gresii fine și apoi argile-grezoase în plăci. Adesea succesiunea rocilor este neregulată, în interiorul stratului de gresie dezvoltându-se zone conglomeratice.

Sub microscop gresiile verzi apar constituite din granule angulare și subangulare de șisturi verzi (șisturi cloritoase, cuarțe sericito-cloritice) (25%), cuarț și cuarțite (40—60%), feldspați plagioclazi acizi (oligoclaz), granați (spessartin) și lamele de biotit, muscovit și clorit. Culoarea rocii se datorează granulelor de șisturi verzi remaniate. Glauconitul apare subordonat. Matricea rocii este constituită din detritus fin de roci verzi.

Acest orizont gros de 150—200 m la Almașu, are numai 20—30 m la Băltătești, fiind substituit prin conglomeratele de Almașu superioare, fapt ce subliniază variațiile mari de facies și caracterul local al orizontului.

Conglomeratele de Almașu superioare, care urmează peste orizontul grezos median (gresia de Almașu: 200—300 m) apar în strate cu o grosime de 2—4 m, care au intercalații de gresii verzi. Caracteristic pentru conglomeratele de Almașu superioare este matricea grezoasă verde pătată roșietic.

Elementele conglomeratelor au dimensiuni de la cîțiva centimetri pînă la mai mulți metri. Ca și în conglomeratele de Almașu inferioare, aici predomină galeți de șisturi verzi (cuarțe verzi cloritice și șisturi cloritice), la care se adaugă galeți de calcare cu nummuliți, pegmatite cu feldspat roz, cuarț și calcare probabil jurasic. Elementele sunt rulate.

Între bancurile de conglomerate se găsesc intercalații de gresii verzi, de obicei groziera, și microconglomerate.

Nivelul gresiilor verzi superioare se aşază peste conglomeratele de Almașu superioare și sub gipsul de Perchiu din baza orizontului cenușiu. Aceste nivel are o grosime de 20—30 m și este constituit dintr-o alternanță de gresii verzi fine și gresii verzi groziera, unele microconglomeratice.

Conglomeratele de Almașu superioare sunt echivalente cu conglomeratele de Pleșu de pe pîrul Slatina și Pîrul Catrinei, descrise de T. JOJA (1952) și cu subdiviziunea superioară a conglomeratelor de Sloboda, descrisă de GLUŠKO (1958).

Faciesul marno-grezos (orizontul roșu sau stratele de Tescani). Această facies se dezvoltă la S de rîul Bistrița, între Iapa și Tazlău, unde se situează între nivelul grezos (tip Condor) de la partea superioară a Forma-

țiunii salifere inferioare și orizontul cenușiu, fiind astfel sincron cu faciesul grezos-conglomeratic (conglomeratele de Almașu superioare și gresile din culcușul și acoperișul lor).

În regiunea studiată, la Dărmănești, acest facies este constituit din marne cenușii-verzui și roșietice cu intercalații de gresii verzi. T. BCRŞ (1956) a arătat că prezența gresiilor verzi indică un facies intermedian între faciesul cenușiu-roșietic de la sud și faciesul conglomeratic de la Almașu, luat în ansamblu. Așa după cum am arătat, noi paralelizăm acest facies numai cu o parte din conglomeratele și gresile de la Almașu.

Microfauna din faciesul marno-grezos, întâlnit în sonda 1 Gîrcina, arată o vîrstă burdigaliană, corespunzătoare stratelor de Tescani (după laboratoarele M.I.P. Ch). Alte probe indică o vîrstă burdigaliană și helvețian-inferioară (sonda 54 M.I.P. Ch. de la Piatra Neamț).

Miocenul mediu. *Orizontul cenușiu (Helvețianul).* Peste faciesul marno-grezos (stratele de Tescani) sau peste faciesul grezo-conglomeratic (conglomeratele de Almașu superioare) stă orizontul cenușiu, a cărui grosime depășește 1000 m. Acest orizont prezintă, în comparație cu Miocenul inferior, un facies mai constant. Remanierile importante de elemente verzi încețează la baza acestui orizont.

De obicei în baza sau în partea inferioară a orizontului cenușiu apar intercalații de gipsuri, care corespund gipsului de Perchiu (F. OLTEANU, 1956).

Partea inferioară a acestui orizont apare mai bine deschisă la Almașu, în nucleul anticinalului fals (F. OLTEANU, 1953, T. BCRŞ, 1956) și la Ghindăoani, și este constituită dintr-o succesiune ritmică de gresii cenușii, gresii nisipoase și marne cenușii. În asemenea ritm constă dintr-o gresie cenușie, calcaroasă, microconglomeratică la partea inferioară, micacee și în plăci la partea superioară, peste care urmează un strat de marne cenușii-verzui (pl. I, fig. 4). Stratul de gresie, gros de 20 cm pînă la 1 m, prezintă pe partea inferioară mecanoglife (flute-casts, load-casts, urme de curgere și prod-casts).

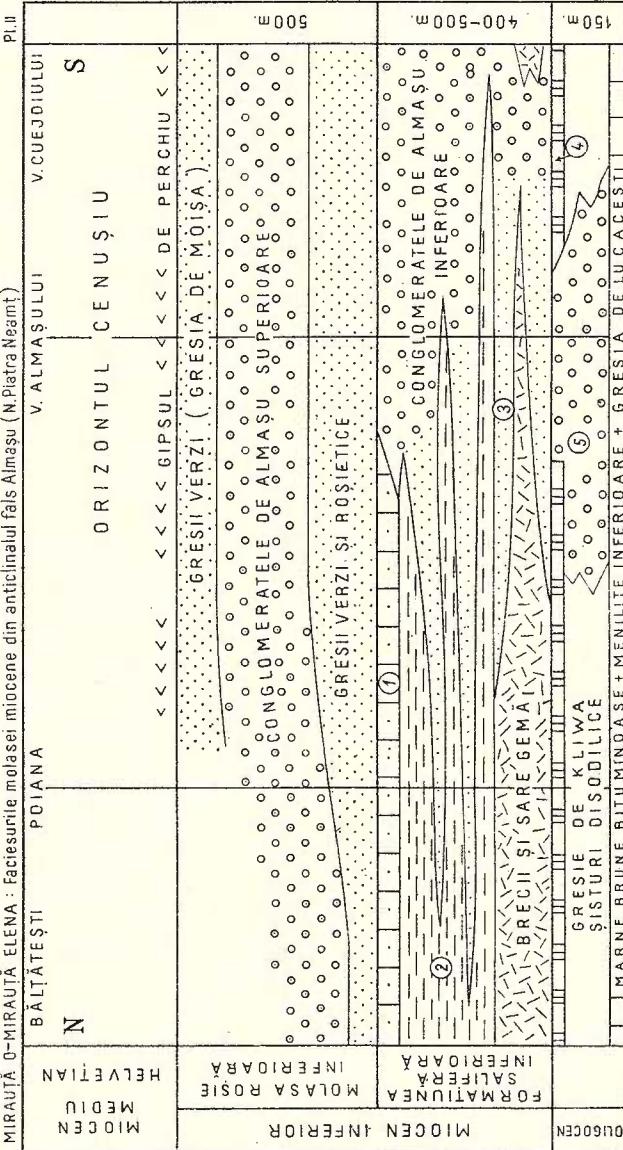
În afară de stratificația gradată, însă orizontul cenușiu sănătate frecvente alternanțele binare de gresii și marne cenușii sau strate groase de gresii friabile cenușii, fără stratificație gradată, cu intercalații subordonate de marne cenușii. În gresiile nisipoase se găsesc uneori fragmente de marne, remaniate intraformațional (pl. I, fig. 5).

În jumătatea superioară a orizontului apar gresii friabile cenușii, în strate de 2—6 m, cu intercalații de marne cenușii și roșietice, în strate subțiri de 10—20 cm (gura pîrului Călugărița). Aceste strate groase de gresii friabile prezintă o granulație uniformă pe o mare parte din grosimea stratului.

Studiul microscopic al gresiilor cenușii arată un ciment calcaros (25%) în care sănătate granule subangulare de cuart (50—65%), feldspați (plagioclazi acizi și ortoza) (4—15%), fragmente de rocă (cuarțite fine) și lamele de muscovit, biotit și clorit.

MIRAUTĂ-O-MIRAUTĂ ELENA : Faciesurile molaselor miocene din anticlinialul fâșii Almașului (N Piatra Neamț)

Pl. II



COMITETUL GEOLOGIC : Dări de seamă, vol.XLIX/II

SCHEMA FACIESURILOR MIOPENULUI INFERIOR IN LUNGUL ANTICLINALULUI FALS ALMAŠU

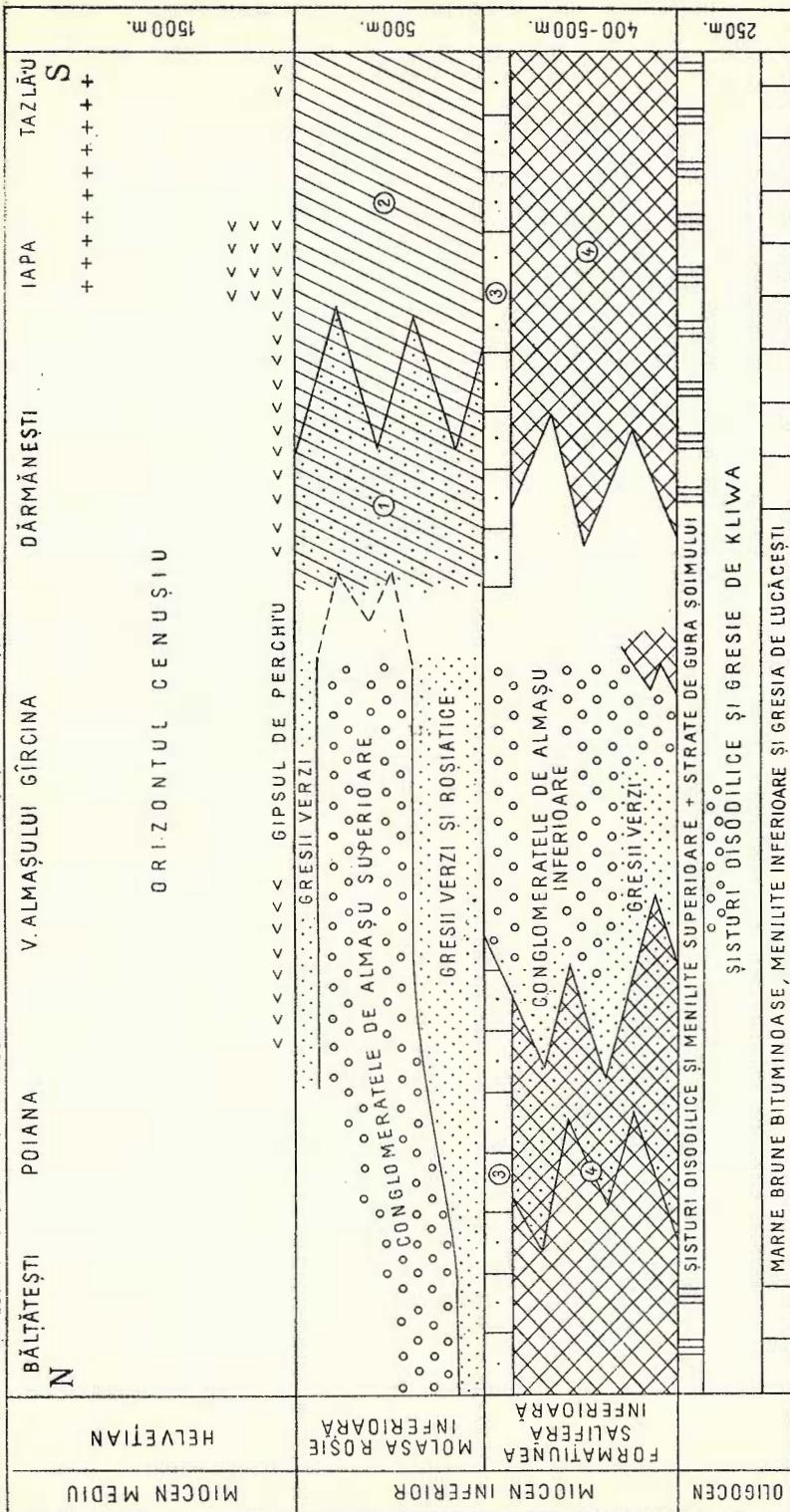
1 = Gresii cenușii feldspatici, grasiere, cu cărbuni (= gresia de Gondar și „arciza” de Căsoasa) ;

2 = Argile cu gips și gresii cenușii - verzui ; 3 = Gresii verzi ; 4 = Disodite și menitite superioare+strate de Gura řoimului ; 5 = Disodite și gresii de Kliwa cu intercalatii de congiomerate verzi .

Imprim Atel. Inst. Geol.



Institutul Geologic al României



Imorim Atel Inst Geologic

SCHEMĂ VARIATIEI FACIILOR MOLASEFI MIOSCENE DIN BAZINUL BISIRIA

1=Marme și gresii verzi și roșiatice ; 2=Marme și gresii cenușii și roșietice (1 si 2=Strate de Tescani) ; 3=Gresii cenușii, feedspatici, grosiere (gresia de Condor sau „arciza” de Căsoasa) ; 4=Formațiunea salină inferioră cu intercalări de gresii verzi.



De asemenea, apar granule de glauconit (4%). Aceste gresii corespund subgrauwackelor (după PETTIJHN), roci caracteristice molasei.

Microfauna orizontului cenușiu din avantfosa carpatică corespunde Helvețianului superior (zona micropaleontologică H₂) (T. ICERGULESCU, N. I. NICULESCU, M. PENEŞ, 1962).

Considerații asupra faciesurilor molasei miocene inferioare. I. ATANASIU (1939) a atribuit Oligocenului conglomeratele de Almașu, în timp ce S. ATHANASIU (1916), F. OLTEANU (1953) și T. BOFES (1956) le-au considerat de vîrstă burdigaliană, paralelizîndu-le, în parte sau în ansamblu, cu stratele de Borzești.

Așa după cum am arătat mai sus, conglomeratele și gresiile verzi de la Almașu, în grosime de 1000 m, se dezvoltă în Miocenul inferior, invadînd Formațiunea saliferă inferioară și stratele de Tescani (pl. II). Conglomerate cu elemente verzi apar de asemenea și în Oligocen, în sindinalul dintre Minăstirea Bistrița și valea Runcului, apoi în valea Almașului, dezvoltîndu-se apoi la Cracău Negru și în fereastra Bran-Dumesnic (T. JCJA, 1952).

În acest fel, la nord de rîul Bistrița, conglomeratele verzi masive invadează atât Miocenul inferior, cât și Oligocenul. Aceasta înseamnă că în acest sector bazinul de sedimentare a fost alimentat în timpul Oligocenului și Miocenului inferior în permanență cu detritus de roci verzi. Se știe însă că elementele verzi se găsesc remaniate și în depozitele cretacice și eocene din flișul marginal. Așa după cum am arătat în altă lucrare, în regiunea de la sud de rîul Bistrița (Iapa-Tazlău) lipsesc intercalațiile de conglomerate din Miocenul inferior (pl. III). Înînd seama și de conglomeratele verzi care apar mai la sud, în culmea Pietricica, reiese clar că aportul local de material detritic « exotic » provenit din eroarea șisturilor verzi a determinat o variație a faciesurilor molasei miocene inferioare în lungul avantfosei.

Se pot delimita două arii mari de răspîndire a conglomeratelor și gresiilor verzi în molasa miocenă inferioară din Moldova centrală, una la Tg. Neamț—Almașu-Oșlobeni și alta la Pietricica—Bacău. Prima arie ocupă toată lățimea avantfosei, în timp ce a doua se dezvoltă mai ales pe flancul extern. Excluzînd unele deosebiri litologice, conglomeratele verzi din Miocen și Oligocen prezintă afinități cu conglomeratele de tip « Nagelfluh » din molasa subalpină.

În cele două arii, rocile grosiere verzi înlocuiesc total sau se îndințează cu faciesurile marno-grezoase cenușii, normale. Diferitele « orizonturi » constituite din conglomerate sau gresii verzi și pe care unii autori le generalizează pe întreaga avantfosă, au în realitate o valoare locală. Situația se agravează odată cu confuziile ce se fac prin paralelizarea « orizonturilor » verzi dintr-un loc, cu altele din alt loc, asemănătoare ca facies, însă situate la nivele stratigrafice diferite.

Se observă de asemenea și variații laterale de facies, destul de neregulate. O descriere a acestor schimbări de facies în regiunea Almașu întîmpină mari dificultăți



deoarece poziția și raporturile inițiale dintre faciesuri au fost inversate, Miocenul de aici făcind parte din flancul invers recutat al unei cute culcate (răsturnate).

La S de Poiana, în dreptul pîrfului Călugărița, pe flancul de est al anticlinalului fals se dezvoltă Formațiunea saliferă inferioară, în timp ce pe flancul de W această formățiune este înlocuită prin conglomerate. Flancul estic al acestui fals anticlinal arată un facies mai intern decît cel vestic, fapt ce se poate deduce aducînd stratele în poziția initială, prin rotirea cu 180° în jurul axei structurii. În Oligocen raporturile inițiale de amânunt dintre faciesuri erau mai complicate, conglomeratele nepuțindu-se urmări nici în lungul structurilor și nici lateral.

Sortarea slabă a conglomeratelor și gresiilor verzi arată o mare viteză de sedimentare. Sînt unele argumente care indică, pentru molasa roșie inferioară, o adîncime mică a bazinului de sedimentare, caracteristică pentru molasă.

Rocile verzi remaniate, prin monotonia lor, seamănă cu seria șisturilor verzi din Dobrogea centrală, însă sunt mult mai metamorfozate. De asemenea, n-am întîlnit galeți de grauwacke, caracteristici șisturilor verzi.

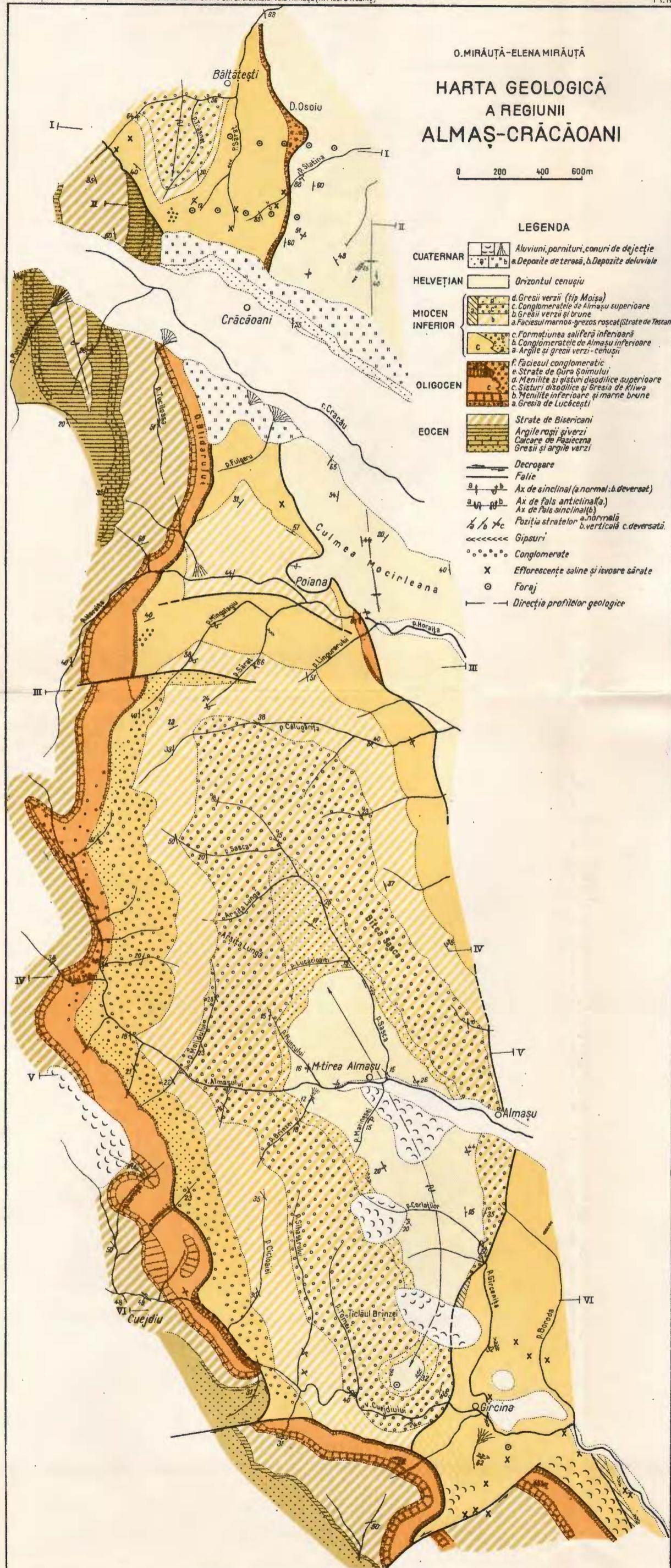
Tectonica. Molasa miocenă din regiunea studiată prezintă o tectonică complicată, fiind cutată împreună cu fîșul unității marginale (para-autohtonul marginal sau unitatea externă). În partea estică a unității marginale se află o mare cută anticlinală culcată — cuta Horaița-Doamna — cu nucleul format din depozite cretacice și paleogene.

Oligocenul flancului invers al acestei cute se retrage cu 4 km spre W, între Gîrcina și Cuejdiu, pentru ca să înainteze din nou spre E, între Poiana și Crăcăoani, înconjurînd o ridicare brachianticlinală. Această ridicare reprezintă un fals anticlinal (anticlinalul fals Almașu), apărut prin recutarea flancului invers de Miocen al cutei culcate (răsturnate) Horaița-Doamna. Structura de fals anticlinal a fost recunoscută prima dată de F. OLTEANU (1953) și confirmată apoi de T. BORŞ (1956).

Anticlinalul fals Almașu are nucleul format din orizontul cenușiu (Helvețian), iar flancurile din Miocen inferior și chiar Oligocen. Flancul vestic al acestei structuri prezintă o inclinare de $15-30^{\circ}$, în timp ce flancul estic este mai abrupt și în parte laminat de o falie, aşa cum este cazul în sectorul dintre Almașu și Gîrcina.

Între Poiana și Crăcăoani anticlinalul fals suferă o scufundare axială, iar la Băltătești apare o nouă ridicare (anticlinalul fals Prihojdia), cu nucleul din conglomeratele de Almașu superioare. Pe flancul estic al acestei structuri, la Băltătești, am întîlnit strate de Gura Șoimului și menilite superioare, care stau în succesiune inversă peste Formațiunea saliferă inferioară, ca și Oligocenul de la Poiana, identificat de F. OLTEANU (1953). Anticlinalul fals de la Băltătești se continuă spre NW către Văratec.

La periclinul sudic al anticlinalului fals Almașu, la Gîrcina, depozitele miocene se îmbracă în succesiune inversă, intrînd sub Paleogenul flancului invers al cutei Horaița—Doamna. Molasa miocenă se continuă spre S sub flancul invers, în parte



O.MIRĂUTĂ - ELENA MIRĂUTĂ

SECTIUNI GEOLOGICE PRIN ANTICINALUL FALS ALMAȘU

0 200 400 600m

LEGENDA

CUATERNAR

HELVETIAN Orizontul cenușiu

c. Faciesul marnos-grezoasă roșcat (Strate de Tescani)
 b. Gresii verzi
 d. Conglomerate de Almașu sup.
 a. Gresii verzi și roșietice

MIOCEN

INFERIOR

c. Formația nea saliferă inferioară
 d. Conglomerate de Almașu interioare
 a. Argile și gresii verzi-cenușiu

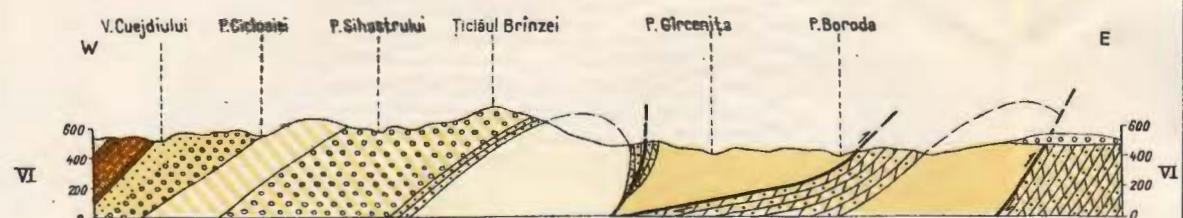
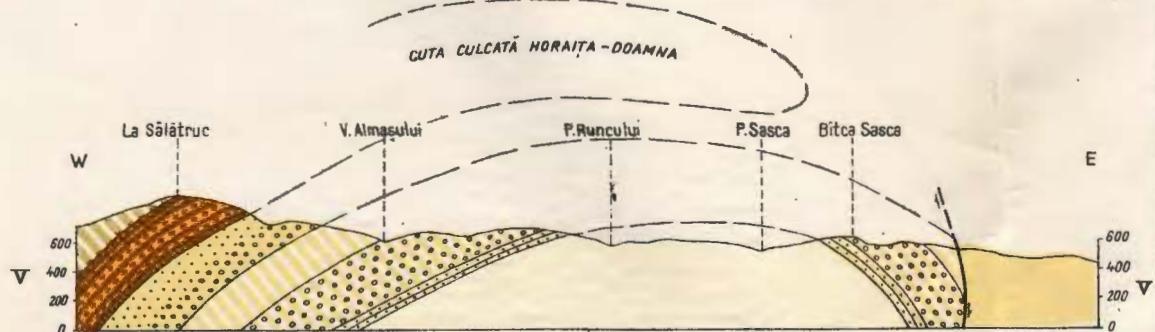
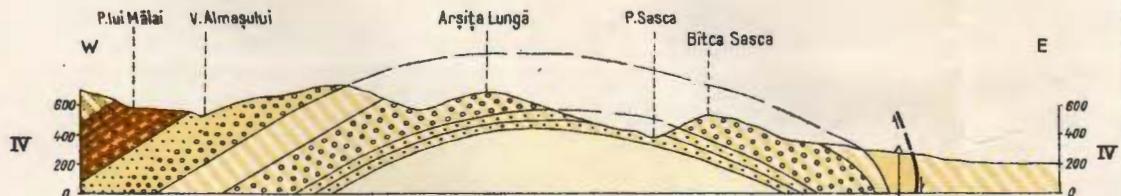
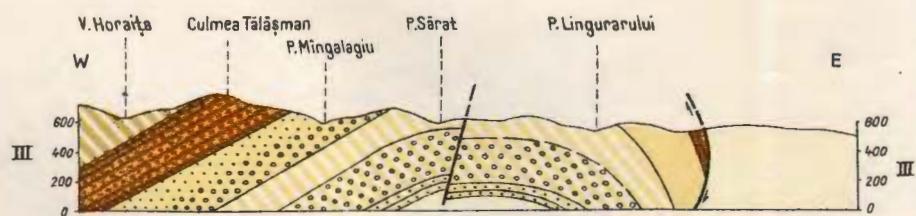
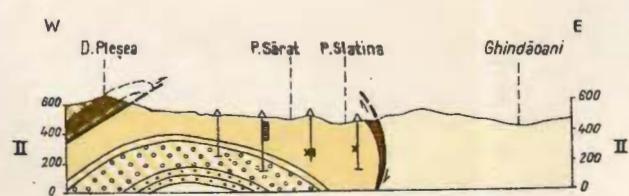
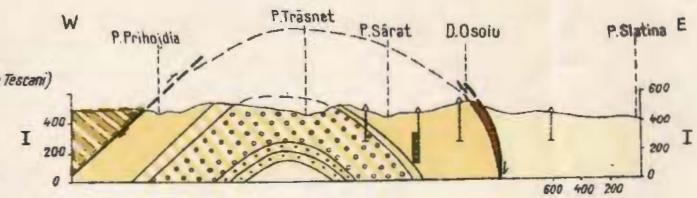
OLIGOCEN

e. Faciesul conglomeratic
 d. Strate de Gură Șoimului, disordine și menilite sup.
 c. Gresie de Kilva și șisturi disociale
 b. Marne brune bituminoase și menilite inf.

a. Gresia de Lucăcești

EOCEN

c. Strate de Biserici
 b. Argile roșii și verzi
 a. Calcare de Pasieczna



laminat, fiind înălțită în sonda 10 din valea Doamnei. Datele cartării de suprafață, completate cu rezultatele forajului din valea Doamnei, demonstrează o încălecare de 4 km a flișului unității marginale peste Miocenul subcarpatic (O. MIRĂUȚĂ, 1962). O încălecare similară peste avanfosă o prezintă Carpații Pociției (K. TOLWINSKI, 1950), care se paralelizează cu unitatea marginală (para-autohtonul).

Încălecarea unității marginale peste Miocenul subcarpatic a fost menționată de S. ATHANASIU (1916), apoi de I. ATANASIU (1939), C. OLTEANU (1958), F. OLTEANU (1953) și T. BORŞ (1956). După T. BORŞ și harta 1: 100.000 a M.I.P.Ch., linia marginală urmărește, între Crăcăoani și Poiana, limita externă a flișului, pentru ca mai la sud să fie trasată la exteriorul anticlinalului fals Almașu.

Pe harta noastră falia de încălecare din flancul estic al anticlinalului fals Almașu se continuă pînă la Băltătești, unde este situată la E de anticlinalul fals Prihojdia, cele două anticlinale legîndu-se direct. În lungul acestei fali Miocenul inferior sau chiar Oligocenul din anticlinalul fals încalcă peste Miocenul din față. Pentru a explica geneza anticlinalului fals Almașu trebuie să presupunem două faze de cutare. În prima fază a luat naștere o cută culcată, urmată probabil de eroziunea unei părți a flancului normal al acestei cufe. În faza a doua flancul invers orizontal al cufei culcate a fost recutat într-un fals anticlinal, cu flancul estic în parte laminat.

Helveticianul de la Ghindăoani formează o zonă sinclinală largă care se continuă spre S prin Negrești și Dobreni, legîndu-se cu sinclinalul Nechizelu de la Borlești. Această zonă sinclinală, complicată prin cîteva cufe mai mici, ocupă partea centrală a avanfosei, fiind încadrată între structura Pleșu—Petricica și subzona internă tectonizată a avanfosei (O. MIRĂUȚĂ, 1962).

În constituția subzonei interne a avanfosei din regiunea noastră se remarcă, în afară de anticlinalul fals, o cută anticlinală cu nucleul din Formațiunea saliferă inferioară, care se urmărește între Negrești și Dărmănești. Între această structură și anticlinalul fals se găsește o zonă largă cu Formațiunea saliferă inferioară. La Gîrcina această formațiune stă sub Oligocenul din muntele Cozla și plutește peste stratele de Tescani, fapt confirmat de sonda 1 Gîrcina a M.I.P.Ch. Probabil că această formațiune a avut un rol important, ușurînd înaintarea spre E a cufei culcate Horaița—Doamna.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *An. sci. Univ. Jassy*, II, partie, XXV/1, 1939.
2. ATHANASIU S. Formațiunea saliferă a Miocenului din bazinul Cucușului și al Almașului din districtul Neamț și raporturile sale cu Flișul. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1956), București 1916.

3. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.* XXIV, București, 1952.
4. GLUSKO V. V. Despre seria conglomeratelor de Sloboda din Subcarpați. *Anal. rom. sov. Geol.-Geogr.*, 4, București 1958.
5. IORGULESCU T., NICULESCU N. I. și PENEŞ M. Vîrsta unor masive de sare din R.P.R. Edit. Acad. R.P.R. 1962.
6. JOJA T. Cercetări geologice între valea Rîscei și valea Agapiei. *An. Com. Geol.* XXIV, București 1952.
7. MIRĂUȚĂ O. Stilul tectonic al fișului marginal și Miocenului subcarpatic din regiunea Piatra Neamț. *D. S. Com. Geol.* XI.VIII (1960–1961) (sub tipar).
8. OLTEANU F. Depresiunea subcarpatică între Ozana (pîrul Neamțului) și Buzău. *An. Com. Geol.* XXXI, București 1958.
9. POPESCU-VOIȚEȘTI I. L'âge des conglomérats de Pietricica, de Gîrcina et de Pleșu des Subcarpathes orientales. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII (1943–1945), București 1945.
10. TOLWINSKI K. The Pokutie Carpathians. *Acta geologica polonica*, I, Warszawa 1950.

ФАЦИИ И ТЕКТОНИКА МИОЦЕНОВОЙ МОЛАССЫ КАЖУЩЕЙСЯ
АНТИКЛИНАЛИ — АЛМАШУ (С. ПЯТРА НЯМЦ)

О. МИРЭУЦЭ, Е. МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Нижнемиоценовая моласса представляет разнообразия фаций во всю длину передового прогиба, в связи с установившимся распределением грубообломочных пород, образовавшихся из обломков зеленых пород (экзоты), местами весь интервал нижнего миоцена был подвергнут вторжению конгломератов и зеленых песчаников (нижние и верхние конгломераты Алмашу), мощность которых достигает в общем 1.000 м.

Нижняя соленосная формация образована из внутриинформационных глинистых брекчий, брекчиевидных соленосных глин, серых глин с подчиненными прослойками зеленых песчаников и в верхней их части — горизонт серых песчаников (субграувакк) с углистыми следами. Эта формация содержит залежи каменной соли и калиевых и магниевых солей (Бэлцэтешть). К югу от Пояны, в дол. Алмашулуй и дол. Куеждиулуй, нижняя соленосная формация заменена песчаниками и зелеными конгломератами (нижние конгломераты Алмашу), под которыми залегают олигоценовые отложения, которые также содержат зеленые конгломераты.

Верхнее подразделение нижнего миоцена (нижняя красная моласса) представлено песчано-конгломератовой фацией, замененной к Ю и ЮВ (Дэрмэнешть) песчано-мергелистой фацией (слой Тецкань). Песчано-конгломе-



ратовая фация содержит горизонт зеленых и красноватых песчаников, над которыми расположен горизонт конгломератов с зелено — красноватой матрицей (верхние конгломераты Алмашу) и верхний горизонт зеленых песчаников, эти горизонты имеют местное значение.

Средний миоцен (Гельветский ярус) представлен серым горизонтом, мощностью в 1.000 м., сформировавшийся из ритмической последовательности и чередования песчаников и серых мергелей. В верхней части горизонта расположены серые песчаные песчаники, в мощных пластах, с подчиненными прослойками серых и красноватых мергелей. В основании горизонта расположено несколько прослоек гипса.

Миоценовая моласса области составляет часть обратного крыла большой лежачей складки — складка Хорайца—Доамна, — имеющая ядро образованное из меловых и палеогеновых отложений. Амплитуда шарьяжа этой складки поверх миоценового передового прогиба — 4 км. Обратное миоценовое крыло складки было выявлено в кажущейся антиклинали с ядром гельветского яруса и с крыльями нижнего миоцена и олигоцена.

FACIÈS ET TECTONIQUE DE LA MOLASSE MIOCÈNE DU FAUX ANTICLINAL ALMAŞU (N PIATRA NEAMȚ)

PAR

O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

La molasse miocène inférieure présente des variations de faciès le long de l'avant-fosse, suivant la distribution localisée des roches grossières, constituées par le détritus des roches vertes (« exotiques »). Localement, l'intervalle du Miocène inférieur est envahi par des conglomérats et des grès verts (Conglomérats d'Almașu, inférieurs et supérieurs) dont l'épaisseur totale atteint 1000 m.

La partie inférieure de la formation salifère est formée de brèches argileuses intraformationnelles, d'argiles brécheuses salifères, d'argiles grises à intercalations subordonnées de grès verts; la partie supérieure est constituée par un niveau de grès gris (sous-grauwackes) à traces charbonneuses. Cette formation comprend des gisements de sel gemme et de sels de potassium et de magnésium (Băltătești). Au S de Poiana, dans Valea Almașului et Valea Cuejdiului, la formation salifère inférieure est substituée par des grès et des conglomérats verts (conglomérats inférieurs

d'Almașu) au-dessous desquels on rencontre des dépôts oligocènes, également à intercalations de conglomérats verts.

La subdivision supérieure du Miocène inférieur (molasse rouge inférieure) est représentée par un faciès gréseux conglomératique, auquel vers le S et le SE (Dărămănești) se substitue un faciès marno-gréseux (Couches de Tețscani). Le faciès gréso-conglomératique comprend un horizon de grès verts et rougeâtres, surmonté par un horizon de conglomérats à matrice verte-rougeâtre (Conglomérats supérieurs d'Almașu) et un horizon supérieur de grès verts. Ces horizons présentent une valeur locale.

Le Miocène moyen (Helvétien) est représenté par l'Horizon gris, à plus de 1000 m d'épaisseur, formé d'une succession rythmique ou d'une alternance de grès et de marnes grises. La partie supérieure de l'horizon comporte des grès gris, sableux, disposés en couches épaisses, à intercalations subordonnées de marnes grises et rouges. À sa base, l'horizon comprend des intercalations de gypses.

La molasse miocène de la région appartient au flanc inverse d'un grand pli couché — pli Horaița-Doamna — ayant le noyau constitué par des dépôts crétacés et paléogènes. L'ampleur du chevauchement de ce pli sur l'avant-fosse miocène est de 4 km. Le flanc inverse miocène du pli a été replissé dans un faux anticlinal ayant un noyau helvétien et des flancs miocène inférieur et oligocène.



STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRATIGRAFIEI DEPOZITELOR PALEO-MESOZOICE DIN REGIUNEA
POLEŞNICU—CAMENIȚA (BANAT)¹⁾

DE

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ, I. STĀNOIU, AL. STILLĂ

Regiunea ce face obiectul lucrării de față este situată în Banat, pe interfluviul dintre valea Cameniței și valea Ielovei, între Ciocarul Poleșnicul și Cîrja Cameniței, la aproximativ 15 km nord de localitatea Berzasca. Geologic, regiunea Poleșnicu—Camenița face parte din sinclinalul Cozla—Camenița (extremitatea nord-vestică a zonei Sirinia).

Primele date asupra regiunii se cunosc de la FR. SCHAFARZIK (13), care remarcă încălcarea șisturilor cristaline din vestul zonei peste sedimentarul sinclinalului Cozla—Camenița. Mai tîrziu A. STRECKEISEN (15), descriind șisturile cristaline din regiune sub numele de zona Berzasca, le încadrează în grupul II. În 1940, AL. CODARCEA (2), într-o lucrare de sinteză asupra Banatului, evidențiază caracterul de șariaj al Cristalinului getic peste Cristalinul și Sedimentarul autohton al zonei Sirinia. Într-o lucrare de ansamblu asupra regiunii Svinîța—Fața Mare, GR. RĂILEANU (11) remarcă gresiile roșii și conglomeratele permiene din lungul liniei de încălcare Cozla—Camenița. De asemenea, autorul semnalează prezența calcarelor cenușii spatic (Bajocian) din Cîrja Cameniței și a calcarelor vinete cu silicifери (Malm) dintre Cîrja Cameniței și Cîrja Ielovei. Din punct de vedere tectonic, autorul (11) arată că sinclinalul Vîrnișco—Camenița reprezintă în regiunea Camenița o cută cu ambele flancuri aplicate spre est.

Considerații stratigrafice. În regiune se întâlnesc depozite care aparțin Cristalinului și Sedimentarului. Deoarece Cristalinul n-a format obiectul cercetărilor noastre, amintim numai că acesta aparține la două mari unități tectonice (2): Cristalinul getic, care se dispune în pînză peste Autohtonul Danubian, și Cristalinul autohton, care este reprezentat prin seria retromorfă de Ielova și formează fundamentalul regiunii cercetate

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 aprilie 1962.

Depozitele sedimentare din regiunea Poleşnicu—Cameniţa aparţin la două cicluri de sedimentare (Paleozoic şi Mesozoic) şi se dispun transgresiv şi discordant peste Cristalinul Autohton.

Primul complex sedimentar cunoscut aparţine Permianului.

Permianul, alcătuit din roci detritice, eruptive şi piroclastice, apare în partea estică a regiunii, dispus discordant pe Cristalin. Rocile detritice sunt reprezentate prin gresii roşii-violacee şi conglomerate cenuşii-roşcate, în care elemente de cuarţ, gnaise, amfibolite şi porfire (cu dimensiuni variind pînă la 10 cm Ø) sunt prinse într-un ciment argilos. Rocile piroclastice (aglomerate şi brecii vulcanice cu aport terigen) şi cele eruptive (porfire cuartifere cu fenocristale de feldspat) au areale mult mai restrînse, apărînd subordonat din masa de roci sedimentare.

Permianul se dezvoltă în sudul regiunii Poleşnicu—Cameniţa, între obîrşia văii Ielova Mică şi Og. Cameniţa. Pe o suprafaţă restrînsă apar gresii violacee la Tăul Văcarului, de sub depozite mai noi.

Jurasicul. După o intrerupere în sedimentare, peste complexul Permian sau direct peste Cristalin urmează transgresiv şi discordant, depozite aparţinînd Jurasicului. Acestea, prezent prin toate cele trei subdiviziuni ale sale (Liasic, Dogger, Malm), ocupă suprafeţele cele mai întinse dintre formaţiunile sedimentare ale regiunii Poleşnicu—Cameniţa.

Liasicul. Depozite aparţinînd Liasicului apar în nordul regiunii şi sunt reprezentate prin gresii cuartitice, conglomeratice, micaferă, albicioase, dure şi gresii argilo-calcaroase cenuşii fine.

Ca resturi ale unui sinclinal strivit, depozitele Liasicului în facies de Gresten apar pe versantul estic al văii Izvorul Lung, între Cracul Brazilor şi Ogaşul Sîngerului. Aici, între bancurile decimetrice de gresii argilo-calcaroase, fine, cenuşii, apar rare intercalaţii de gresii cuartitice, argile şistoase şi lentile de cărbuni.

La Tăul Văcarului, peste gresiile roşii-violacee permiene, stau microconglomerate şi gresii grosiere, în care sunt cuprinse două intercalaţii de hematit cu grosimi de 1,50 şi respectiv 0,60 m.

Doggerul este termenul cel mai răspîndit din întreaga serie jurasică. În regiunea de care ne ocupăm apare reprezentat prin: calcare masive cenuşii spatic, în bază; calcare roşii, feruginoase, cu o bogată faună de amoniti, la partea superioară, care apar sporadic.

Partea bazală, cu o grosime de cca 50 m, este constituită din calcare cenuşii-albicioase, uneori coraligene sau spatic, cu frecvenţe elemente detritice reprezentate în majoritate prin cuarţ.

Prezenţa elementelor de cuarţ alb bine rulat în calcarele cenuşii-spatic, precum şi faptul că aceste calcare se găsesc dispuse direct pe Cristalin, dovedesc caracterul transgresiv al Doggerului în regiunile marginale ale zonei Sirinia.



Din calcare asemănătoare, bine dezvoltate în centrul zonei, GR. RĂILEANU (11) menționează printre altele forma *Stephanoceras humphresianum* SOWERBY, care indică prezența Bajocianului.

Asemănarea litofacială a calcarelor spatice din regiunea Poleșnicu—Camenița cu cele din centrul zonei, precum și faptul că deasupra acestor calcare urmează Bathonianul dovedit faunistic, ne îndreptățesc a le atribui Bajocianului.

Cea mai nordică apariție de calcare cenușii spatice din regiunea Poleșnicu—Camenița este cea de la Tăul Văcarului, unde acestea stau discordant și trangresiv peste depozite permiene și liasice. Începînd de la Ciocarul Sîngerului—Cracul lui Iacob spre sud, calcarele bajociene se pot urmări aproape continuu, formînd cornișe. Fișia cea mai vestică, care este dedublată pe o mică distanță în Cracul lui Iacob, se continuă în sud pînă în Ciocarul Soboșiu. Aici fișia de calcare este dublată tectonic, una din ramurile sale ocolind Ciocarul Soboșiu pe la vest și terminîndu-se în sudul său, iar cealaltă oclindu-l prin est și continuîndu-se spre sud pînă sub Ciocarul Nodului, unde se efilează tectonic. Fișia estică de calcare pornește tot din apropierea Cracului lui Iacob și se dezvoltă spre sud pînă sub Ciocaru Soboșiu, unde este de asemenea laminată.

În Ciocarul Nodului se observă trei benzi calcaroase. Cea mai vestică se termină repede. Spre sud, cea estică continuă pînă în Cîrja Ielovei, unde dispare tectonic, în timp ce fișia mediană, mai puțin dezvoltată la început, capătă o dezvoltare mare în Cîrja Ielovei și se continuă spre sud în Cîrja Cameniței.

La partea superioară a calcarelor spatice bajociene se observă calcare roșii noduloase, argiloase, feruginoase, bogat fosilifere, care reprezintă echivalentul stratelor de Klaus. Acestea au o grosime mică (cca 10 m) și sunt păstrate doar în cîteva puncte, din care cauză n-au putut fi reprezentate cartografic. Ele se întîlnesc în Cracul lui Iacob, Cracul Soboșiu, Ciocarul Nodului și Cîrja Ielovei.

La Cracul lui Iacob, calcarele roșii noduloase conțin o faună bogată (pl. I — III), din care am identificat următoarele forme:

- Phylloceras kudernatschi* HAUER
- Ptychophylloceras flabellatum* (NEUMAYR)
- Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL)
- Prohecticoceras retrocostatum* (GROSSOUIRE)
- Prohecticoceras cf. P. haugi* (POPOVICI-HATZEG)
- Cadomites rectelobatum* (HAUER)
- Polyplectites linguiferus* (D'ORBIGNY)
- Bullatimorphites cf. B. costatus* ARKELL
- Procerites cf. P. schloembachi* GROSSOUIRE

În afară de amoniți au mai fost colectați numeroși belemniti, fragmente de brachiopode și gasteropode, toate indeterminabile.



Răspîndirea stratigrafică a formelor de amoniți de la Cracul lui Iacob este ilustrată în următorul tabel:

	Bajocian	Bathonian		Callovian
		inf.	sup.	
<i>Phylloceras kudernatschi</i>			+	+
<i>Ptychophylloceras flabellatum</i>	+	+	+	
<i>Calliphylloceras disputabile</i>	+	+	+	+
<i>Prohecticoceras retrocostatum</i>			+	
<i>Prohecticoceras haugi</i>			+	
<i>Cadomites rectelobatum</i>		+	+	
<i>Polyplectites linguiserus</i>			+	
<i>Bullatimorphites costatus</i>		+	+	
<i>Procerites schloembachi</i>		+	+	

Analiza răspîndirii pe verticală a asociației faunistice menționate o plasează în Bathonian. Prezența formei de *Prohecticoceras retrocostatum* caracteristică Bathonianului superior, ne permite să tragem concluzia că seria de calcare roșii de la Cracul lui Iacob și Cîrja Ielovei reprezintă cel puțin Bathonianul superior. Continuitatea de sedimentare între Bajocian și Bathonianul superior pledează pentru existența Doggerului în întregime.

M a l m u l. La partea inferioară a complexului sedimentar, socotit ca aparținând Malmului, se găsesc calcare marnoase, cenușii-gălbui, cu jaspuri roșii sau verzi, considerate a reprezenta Callovianul și Oxfordianul. Deasupra acestora urmează calcare cenușii-roșcate, noduloase, cu accidente silicioase, care reprezintă faciesul de adâncime al Kimmeridgian-Tithonicului. Din cauza tectonizării intense la care au fost supuse, asupra grosimii calcarelor Malmului se poate face doar o apreciere aproximativă (cca 80 m). Ele apar în Cîrja Ielovei—Ciocarul Ursului și în Cîrja Cameniei în două fîșii care sunt strivite și depășite de Cristalinul getic din petecul Ciocarul Ursului.

Cretacicul urmează în continuitate de sedimentare cu calcarele Malmului și este reprezentat printr-un pachet de calcare albe-gălbui, litografice, cu rare concrețiuni silicioase. Acestea se întlnesc numai în petecul Ciocarul Ursului, la est de Cîrja Ielovei și sunt puternic tectonizate și laminate de Cristalinul getic.

În secțiuni subțiri roca apare fin cristalizată, conținînd numeroase tintinnidae (pl. IV), din care am determinat:

- Calpionella alpina* LORENZ
- Calpionella elliptica* CADISCH
- Calpionellites cf. C. darderi* (COLOM)

G. COLOM (2) atribuie acestor forme o răspândire în timp, pe care o prezentăm în tabelul de mai jos:

	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian
<i>Calpionella alpina</i>	—	—			
<i>Calpionella elliptica</i>	—	—			
<i>Calpionellites darderi</i>		—	—	—	

În acest caz asociația de infuzori ne permite să acordăm calcarelor litografice o vîrstă cretacic-inferioară, respectiv berriasană.

Considerații tectonice. Regiunea cercetată reprezintă prelungirea nordică a sinclinalului Vîrnișco—Camenița din zona Sirinia (11).

Mișcările tectonice care au generat Pînza getică au fost dirijate de la vest spre est și au dus la încălcarea Cristalinului getic peste Cristalinul și Sedimentarul danubian.

Datorită poziției imediat estice față de linia Getic-Danubian, sectorul Poleșnicu—Camenița prezintă o tectonică foarte complicată.

Linia de încălcare a Pînzei getice apare numai în vestul sectorului cercetat, în lungul văii Izvorul Lung, între Cracul Brazilor și Streniacul Oraviței, unde Cristalinul de tip getic încalcă peste seria cristalină danubiană de Ielova, retromorfă. În restul regiunii, din Pînza getică rămîn doar o serie de pete ce de acoperire, scapate de la eroziune și cantonate pe culmile dealurilor. Astfel, se observă, din N spre S, petele de la Cracul Brazilor, Ciocarul Soboșiu lui, Ciocarul Nodului și, în fine, cel de la Ciocarul Ursului care este cel mai mare.

Tectonica Autohtonului este mult mai complicată. Astfel, datorită faptului că ne situăm imediat sub contactul Getic/Danubian, în cadrul acestuia din urmă iau naștere o serie de solzi lamați, uneori discontinui sau dedublați, cu plonjări estice, la care participă atât depozitele cristaline cât și cele sedimentare. Această tectonică în solzi se datorează împingerii de la vest spre est a Cristalinului getic peste Autohtonul danubian.

În nord-vestul regiunii Poleșnicu—Camenița, la est de valea Izvorul Lung, sîntem în prezență unor solzi realizați în depozite liasice foarte strivite, care reprezintă probabil resturi ale unui sinclinal major.

În centrul regiunii, între Ciocarul Sîngerului, Ciocarul Soboșiu lui, Cîrja Ielovei și Cîrja Cameniței, se dezvoltă o zonă solzificată și laminată, la care participă, pe lîngă roci cristaline de tipul seriei de Ielova retromorfă, și depozite aparținînd Permianului, Jurasicului și Cretacicului inferior.

Această zonă, dispusă pe aliniamentul petecelor de acoperire a Cristalinului getic, reprezintă probabil corespondentul solzificat și laminat al unui alt sinclinal.

Concluzii. Regiunea cercetată face parte din ramura sedimentară Cozla—Camenița a zonei Sirinia, de pe Cristalinul autohton. Depozitele sedimentare aparțin la două mari cicluri: Paleozoic și Mesozoic. Paleozoicul este reprezentat prin depozite detritice și eruptive care aparțin Permianului. Mesozoicul este dezvoltat în regiune prin depozite jurasice și cretacice. Jurasicul este reprezentat prin Liasic, Dogger și Malm. Liasicul se dezvoltă sub faciesul greso-conglomeratic cu cărbuni de tip Gresten. Doggerul are un facies calcaros recifal în partea bazală (Bajocian), dispus transgresiv pe Cristalin, și un facies de Klaus la partea superioară (Bathonian). Malmul este reprezentat prin Callovian-Oxfordian și Kimmeridgian-Tithonic și îmbrăcă un facies calcaros roșu sau cenușiu cu frecvențe accidente silicioase. Cretacicul este reprezentat prin calcare litografice cu infuzori, pe baza cărora le-am stabilit vîrstă cretacic-inferioară (Berriasian).

BIBLIOGRAFIE

1. ARKELL W. J. English Bathonian Ammonites. *Pal. Soc. London*, pt. I—IV, 1950—1954.
2. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, București 1940.
3. COLOM G. Fossil Tintinnids: Loricated infusoria for the order of the Oligotricha. *Journ. Paleont.* vol. 22, nr. 2, Oklahoma 1948.
4. GROSSOUDRE A. Études sur l'étage bathonien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVI, Paris 1888.
5. GROSSOUDRE A. Notes sur le Bathonien moyen. *Cent. Soc. Géol. Fr.*, Livre jub., II, Paris 1930
6. KUDERNATSCH J. Die Ammoniten von Svinitza. *Abh. k.k. geol. R.A.*, Bd. I, Wien 1852.
7. LISSAJOUS M. Étude sur la faune du Bathonien des environs de Macon. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon.*, Mém. 3, fasc. 3, Lyon 1923.
8. NEUMAYR M. Phylloceraten des Dogger und Malm. *Jahrb. k.k. geol. R.A.*, Bd. XXI, Wien 1871.
9. POPOVICI-HATZEG. Les Céphalopodes du Jurasique moyen du Mont Strunga—Massiv de Bucegi, Roumanie. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, XIII, 3, Paris 1905.
10. ROMAN F. Les Ammonites jurassiques et crétacées, Paris 1938.
11. RĂILEANU GR., Cercetări geologice în regiunea Svinia-Fața Mare. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, V, 2, București, 1953.
12. RĂILEANU GR., PELIN M. Fauna calcarelor oolitice ferugininoase din zona Svinia — Svinecea Mare (Banat). *An. Univ. Parhon, Șt. Nat. Geol.-Geogr.*, nr. 23, București 1960.
13. SCHAFARZIK FR. Geologische Reambulation der Umgebung von Berzasca. *Jahresber. k. ung. geol. RA.f.* 1910, Budapest 1912.
14. SIMIONESCU I. Studii geologice și paleontologice din Carpații sudici—Fauna jurasică din Bucegi. *Acad. Rom. publ. fond Adamachi*, XIII, București 1905.
15. STREKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București 1934.

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — *Phylloceras kudernatschi* HAUER. 1 x.

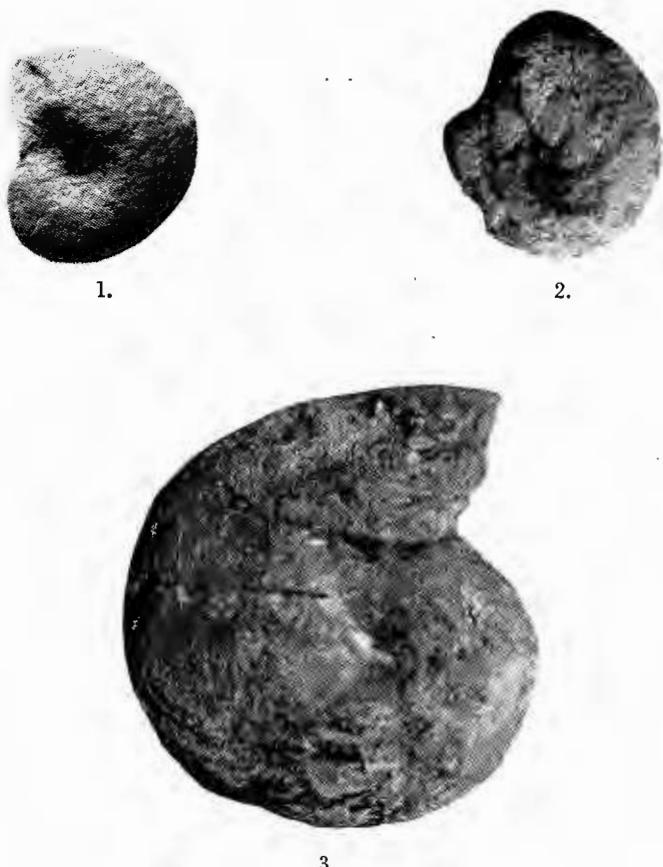
Fig. 2. — *Ptychophyllum flabellatum* (NEUMAYR). 1 x.

Fig. 3. — *Calliphyllum disputabile* (ZITTEL). 1 x.



S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCA, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ. Depozitele paleo-
mesozoice din regiunea Polesnicu—Camenița.

Pl. I.



PLANŞA II



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Prohecticoceras* cf. *P. haugi* (POPOVICI-HATZEG). 1 x.
Fig. 2. — *Prohecticoceras retrocostatum* (GROSSOUVRE). 1 x.
Fig. 3. — *Polyplectites linguiferus* (D'ORBIGNY). 1 x.
Fig. 4. — *Cadomites rectelobatum* (HAUER). 1 x.

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCA, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ. Depozitele paleo- Pl. II.
mesozoice din regiunea Polesnicu—Camenița.



1.



2.



3.



4.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședintelor, vol. XLIX/2.



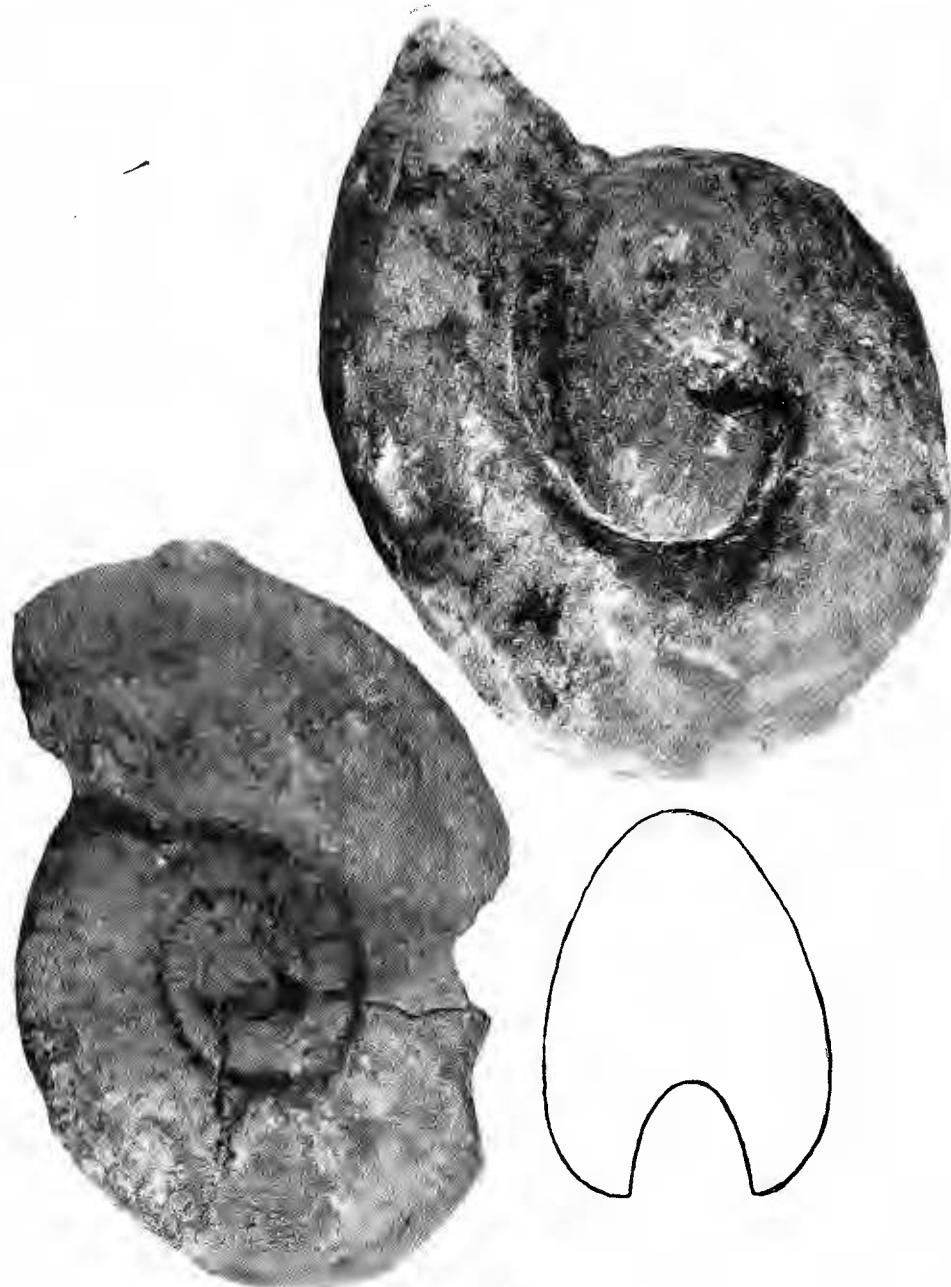
Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Fig. 1. — *Bullatimorphites* cf. *B. costatus* ARKELL. 3/4 x.

Fig. 2. — *Procerites* cf. *P. schloembachi* GROSSOUVRE. 2/3 x.

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ. Depozitele paleo- Pl. III.
mesozoice din regiunea Polesnicu—Camenița.



Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

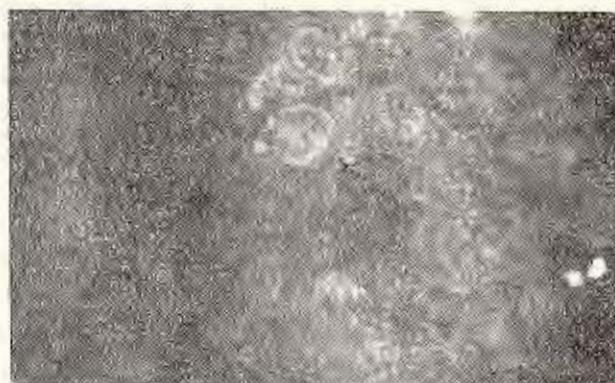
- Fig. 1. — *Calpionella alpina* LORENZ. 200 x.
Fig. 2. — *Calpionella elliptica* CADISCH. 100 x.
Fig. 3. — *Calpionellites* cf. *C. darderi* (COLOM). 200 x.

154-7



Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ, I. STĂNCIU, AL. STILLĂ. Depozitele paleo- Pl. IV.
mesozoice din regiunea Polesnicu—Camenița.



1.



2.



3.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.



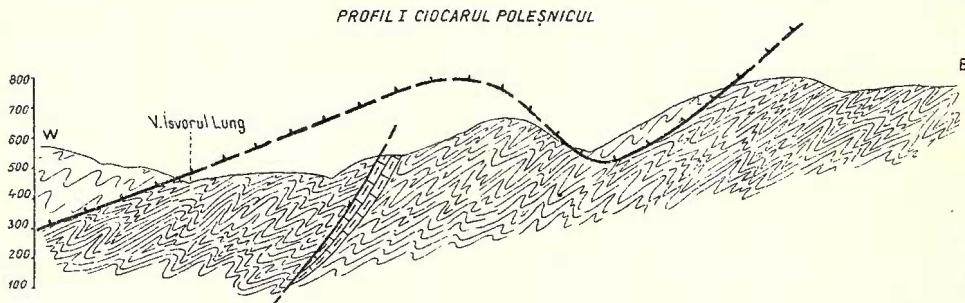
Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU - AL. DINCĂ - I. STĀNOIU - AL. STILLA

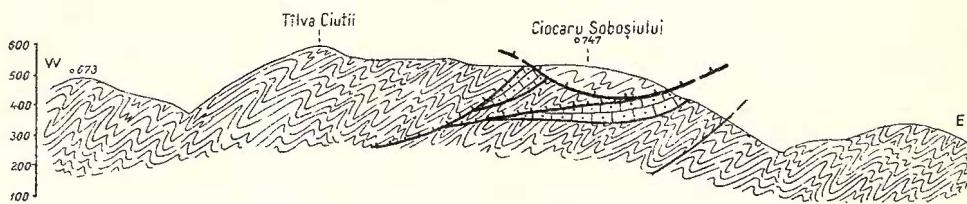
PROFILE GEOLOGICE IN REGIUNEA POLEŞNICU-CAMENIȚA (BANAT)

0 100 200 300m

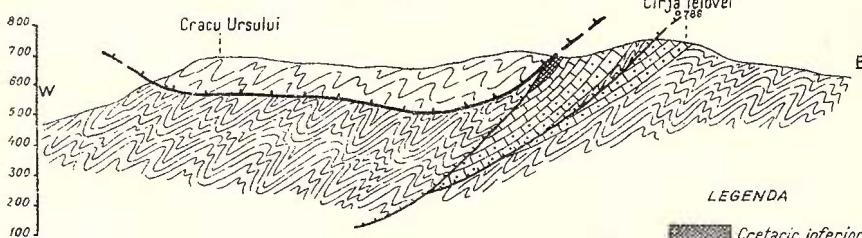
PROFIL I CIOCARUL POLEŞNICUL



PROFIL II CIOCARUL SOBOȘIULUI



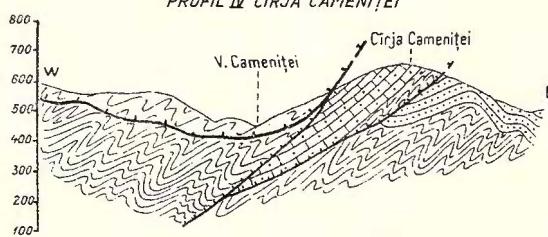
PROFIL III CÎRJA - IELOVA



LEGENDA

	Cretacic inferior
	Malm
	Dogger
	Liasic
	Permian
	Cristalin autohton
	Cristalin getic
	Linie de şarjej
	Linie de încălcare
	Linie de fâlie

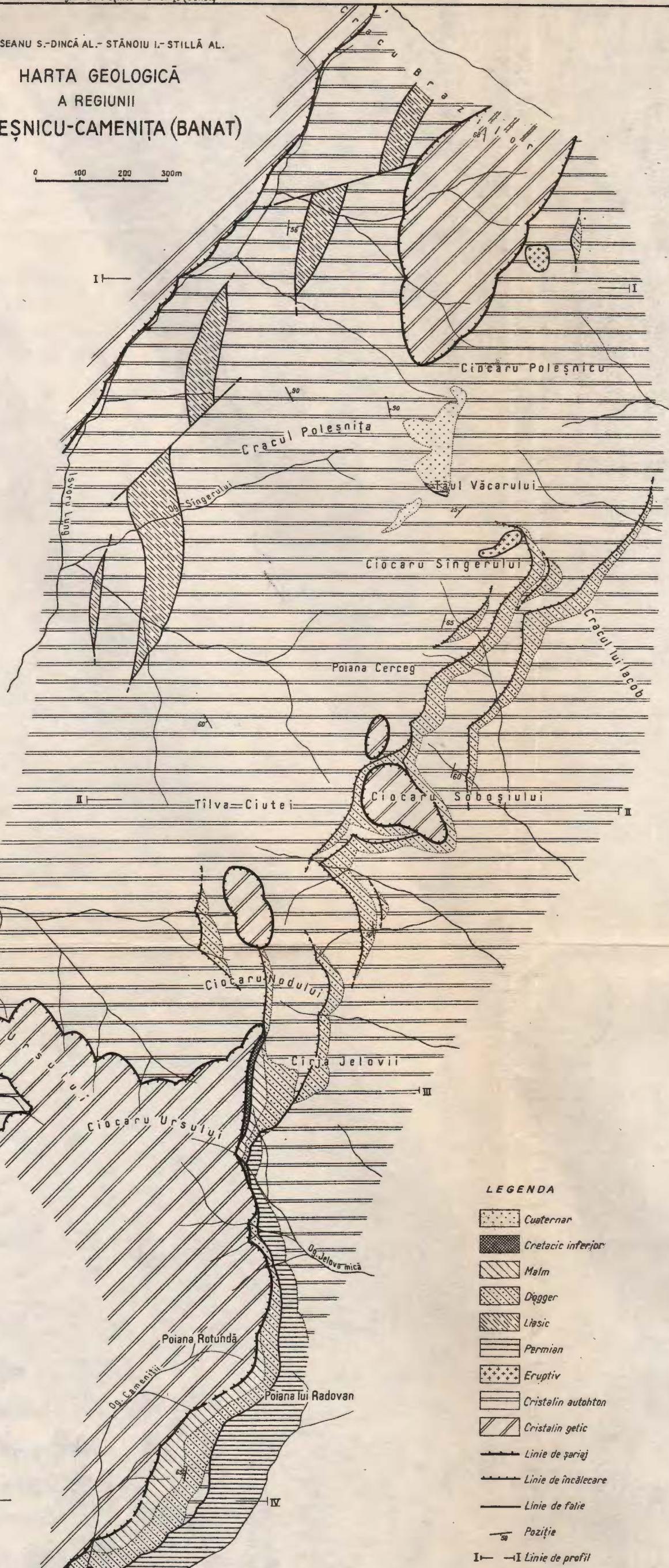
PROFIL IV CÎRJA CAMENIȚEI



NĂSTĂSEANU S.-DINCA AL.- STANOIU I.-STILLA AL.

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
POLEŞNICU-CAMENITA (BANAT)

0 100 200 300m



LEGENDA

[Cuaternar]	Cuaternar
[Cretacic inferior]	Cretacic inferior
[Malm]	Malm
[Dögger]	Dögger
[Liassic]	Liassic
[Permian]	Permian
[Eruptiv]	Eruptiv
[Cristalin autohton]	Cristalin autohton
[Cristalin getic]	Cristalin getic
— Linie de șariaj	Linie de șariaj
— Linie de încălcare	Linie de încălcare
— Linie de fatie	Linie de fatie
— Poziție	Poziție
I—II Linie de profil	I—II Linie de profil

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОБЛАСТИ ПОЛЕСНИКУ—КАМЕНИЦА (БАНАТ)

С. НЭСТЭСЯНУ, АЛ. ДИНКЭ, И. СТЭНОЮ, АЛ. СТИЛЛА

(Краткое содержание)

Авторы обсуждают стратиграфию палеозойских и мезозойских отложений области Полеснику—Каменица, где палеозойские отложения представлены обломочными и вулканическими породами, принадлежащими перми. Мезозой составлен из песчано-конгломератовых отложений нижней юры и известняковых отложений средне-верхней юры и нижнего мела. Лейас представляет фацию Грестен.

Доггер залегает трансгрессивно и несогласно на палеозойских и кристаллических отложениях. Он представляет известняково — шпатовый горизонт или кораллогенный — в основании (байос) и горизонт красных известняков в верхней части фации Клаусс (бат).

Из фации Клаусс, развитой в долине, названной Кракул луй Якоб, выявлены следующие виды: *Phylloceras kudernatschi* HAUER, *Ptychophylloceras flabellatum* (NEUMAYR), *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL), *Prohecticoceras retrocostatum* (GROSSOUDRE), *Prohecticoceras cf. P. haugi* (POPOVICI-HATZEG), *Cadomites rectelobatum* (HFUER), *Polyplectites linguiferus* (d'ORBIGNY), *Procerites cf. P. schloemnachi* GROSSOUDRE.

На основании выявления разновидности *Prohecticoceras retrocostatum* (GROS. SOUDRE). авторы приходят к выводу о наличии верхнего бата.

Малым представлен в области красными или серыми известняками с кремнеземными нарушениями, включая все разновидности, начиная с келловея до титона.

Нижний мел (берриас), составленный из литографических известняков был впервые установлен в этой области, на основании видов: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Calpionellites cf. C. darderi* (COLOM), *Stenosemelopsis hispanica* (COLOM).



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRATIGRAPHIE DES
DÉPÔTS PALÉOZOIQUES ET MÉSOZOIQUES DANS LA RÉGION DE
POLEŞNICU—CAMENIȚA (BANAT)

PAR

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCA, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ

(Résumé)

Le travail a trait à la stratigraphie des dépôts paléozoïques de la région de Poleşnicu—Camenița. Le Paléozoïque y est représenté par des roches détritiques et volcaniques permien, et le Mésozoïque par des dépôts gréseux-conglomératiques jurassiques inférieurs et des dépôts calcaires jurassiques moyens et crétacés inférieurs. Le Lias revêt le faciès de Gresten. Le Dogger repose en transgression et en discordance sur les dépôts paléozoïques et cristallins. Il comprend un horizon calcaire spathique ou coralligène en base (Bajocien) et un horizon de calcaires rouges en faciès de Klaus, à la partie supérieure (Bathonien). En faciès de Klaus, dans la vallée dénommée Cracul lui Iacob, on mentionne les formes suivantes: *Phylloceras kudernatschi* (HAUER), *Ptychophylloceras flabellatum* (NEUMAYR), *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL), *Prohecticoceras retrocostatum* (GROSSOUVRE), *Prohecticoceras cf. P. haugi* (POPOVICI-HATZEG), *Cadomites rectelobatum* (HAUER), *Polyplectites linguiferus* (d'ORBIGNY), *Procerites cf. P. schloembachi* (GROSSOUVRE).

Au moyen de la forme *Prohecticoceras retrocostatum* (GROSSOUVRE) les auteurs déterminent le Bathonien supérieur. Dans la région, le Malm est représenté par des calcaires rouges ou gris, à accidents siliceux qui englobent tous les termes depuis le Callovien jusqu'au Tithonique.

Le Crétacé inférieur (Berriasien) constitué par des calcaires lithographiques est identifié pour la première fois dans cette région, grâce aux formes: *Calpionella alpina* (LORENZ), *Calpionella elliptica* (CADISCH), *Calpionellites cf. C. darderi* (COLOM), *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM).



ASUPRA PREZENȚEI TORTONIANULUI
LA NORD DE SATUL ARCHIȘ (BAZINUL ZARANDULUI)¹⁾
DE
EMANOIL ANTONESCU

Lucrarea de față cu un caracter preliminar are drept scop menționarea unei zone de apariție a Tortonianului la nord de Crișul Alb, în bazinul Zarandului.

În luna iulie a anului 1959, efectuând lucrări de cartare la N de satul Archiș, raionul Gurahonț, regiunea Crișana, am identificat prezența Tortonianului în Dealul Gălăleu. Acest deal este mărginit la N și NE de Pîrîul Beliului, la S de Pîrîul Groșilor, Pîrîul Bîrzeștilor și Dealul Husumal, iar la W, de un affluent al Pîrîului Groșilor (pl. III).

Pînă în prezent, în bazinul Zarandului, Tortonianul a fost semnalat de cercetători unguri și români doar la S de Crișul Alb, la N nefiind cunoscut. Astfel, în 1865 L. LÖCZY (1) menționează pentru prima dată prezența Tortonianului la S de Crișul Alb, în împrejurimile satului Miniș, colectînd de aici peste 120 de specii de briozoare, corali, echinoide, crustacei, lamelibranchiate și gasteropode. În 1886 J. PETHÖ (7) studiind bazinul Zarandului descrie la Archiș, în versantul drept al pîrîului Groșilor, « tufuri trahitice (andezitice) ».

M. PAUCĂ (2—4) întreprinde între anii 1936—1954 o serie de cercetări în bazinile externe ale Munților Apuseni, printre care și în bazinul Zarandului. Autorul arată că Tortonianul de la Miniș este alcătuit din alternanțe de cinerite de culoare albă cu roci organogene. Fosilele sunt cantonate în orizonturi bogate în material vulcanic²⁾.

Pe harta regiunii Codru-Moma, pe care M. PAUCĂ o publică în 1941, D. Gălăleu este figurat ca fiind acoperit de andezite terțiare, și numai extremitatea sa estică acoperită de aglomerate.

La N de Archiș, Tortonianul apare sub forma unei fîșii alungite W—E pe o suprafață de cca 4 km², aflorînd în văile ce brăzdează Dealul Gălăleu și se varsă în

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 aprilie 1962.

²⁾ M. PAUCĂ și P. COTEA. Neogenul din bazinul Zarandului. Raport Inst. Geol. Rom. 1943. Arh. Com. Geol.

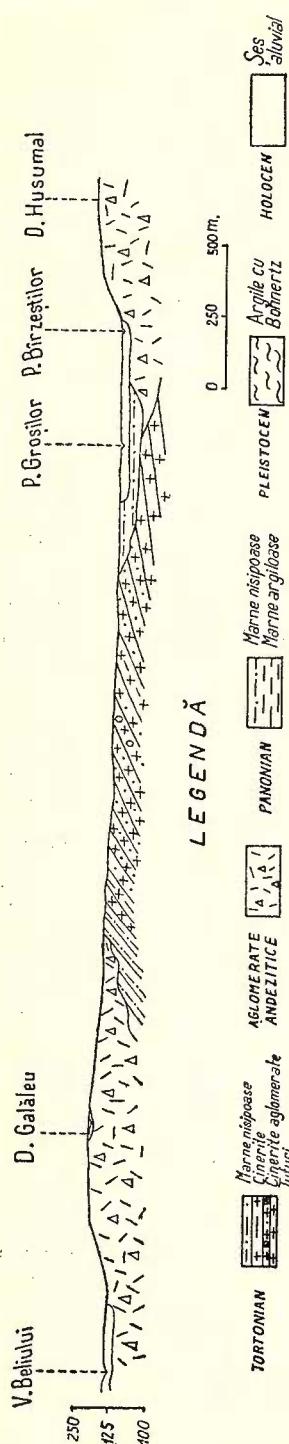


Fig. 1. — Profil schematic dealul Gălăeu—dealul Husumal.

Pîrul Groșilor (pl. III). Spre Sud, pînă în dreptul localității Archiș, depozitele tortoniene sunt acoperite transgresiv de depozitele panoniene, care se pot observa numai în săpături, zona aceasta fiind acoperită de sol și terasă¹⁾. De la Archiș spre E limita sudică a Tortonianului se confundă cu versantul drept al Pîrului Groșilor. Limita nordică a Tortonianului este marcată de o linie ce trece prin văile Gălăeu și Lupoaia, care se închide sub Vîrful Cătănnii.

Piroclastitele și marnele tortoniene suportă discordant aglomeratele masive andezitice de vîrstă probabil sarmatiană, care acoperă creasta Dealului Gălăeu.

Depozitele tortoniene înclină spre NE cu valori cuprinse între 5—10° și 30—34° pe Valea Lupoiae, în zona unde marnele și piroclastitele se afundă sub aglomeratele andezitice (fig. 1).

Tortonianul din Dealul Gălăeu este constituit din roci piroclastice reprezentate prin tufuri, tufite, cinerite grosiere, aglomerate, și din roci detritice (marne nisipoase și marne argiloase).

Tufurile sunt stratificate în plăci de 2—5 cm, fine, de culoare albă, albicioasă- cafenie. Considerăm aceste tufuri ca andezitice, ele fiind intercalate în cinerite grosiere și aglomerate andezitice. Totuși, faciesul acestor tufuri le face asemănătoare (nu s-au executat deocamdată analize chimice) cu tufurile dacitice ce apar în Munții Metaliferi. Tufurile se întâlnesc la Archiș în aflorimentul din sat, descris și de J. PETHÖ (după M. PAUCĂ, 4), la partea inferioară a acestuia. În restul complexului, tufurile apar mai rar, fiind intercalate ca bancuri subțiri între cinerite grosiere.

Cineritele grosiere formează cea mai mare parte a Tortonianului; sunt stratificate în bancuri variind ca grosime între 5—20 cm. Conțin fragmente foarte

¹⁾ M. BLEHUA, S. BALȘ, J. DAN, C. TOMESCU, E. ANTONESCU, A. COSTE. Raport asupra lucrărilor de cărtare în Munții Codru—Moma 1960. Arh. Com. Geol.

alterate de roci eruptive, precum și bucăți mai proaspete de andezite, lapili, fragmente de cristale de hornblendă și mai rar muscovit. Dimensiunea elementelor variază de la tufuri grosiere pînă la brecii sau aglomerate cineritice. Culoarea este foarte variată: cenușie albicioasă, cenușie, cenușie-brună, brună, brună-gălbui. Ele apar în toate

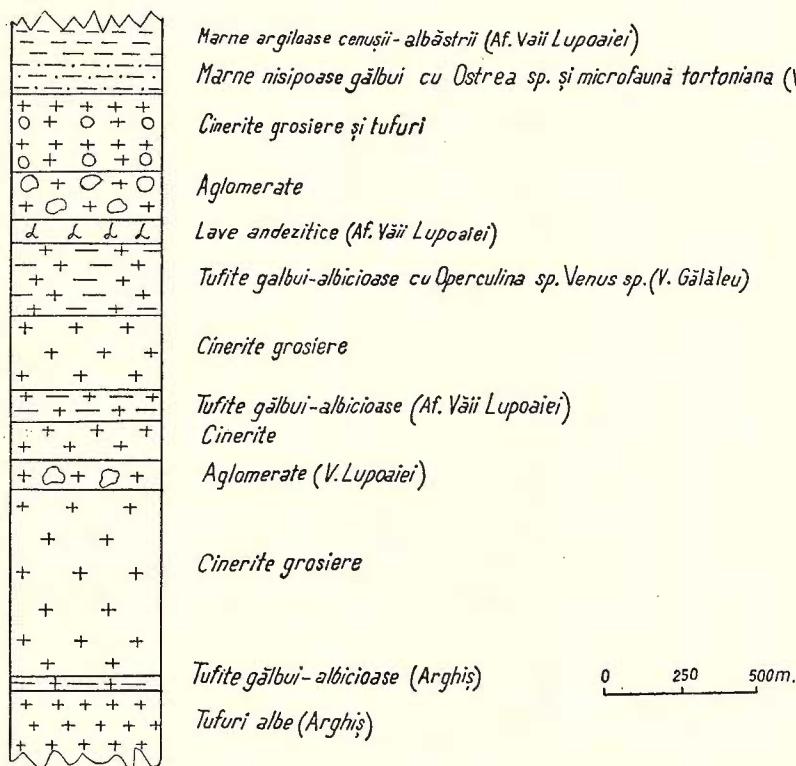


Fig. 2. — Coloană schematică a Tortonianului.

văile în care este descris Tortonianul, de la E spre W, din pădurea Gălăleu și pînă la Archiș (fig. 2).

Aglomeratele apar mai rar, fiind intercalate între cineritele grosiere pe Valea Gălăleu și afluenții Văii Lupoiae. Ele sunt formate din elemente ce pot atinge 30—40 cm \varnothing de andezite cimentate printr-o matrice cineritică. O intercalație de lave andezitice apare pe un affluent secundar al Văii Lupoiae. Andezitele sunt de culoare cenușie închisă cu structură porfirică, textură compactă, cu fenocristale de feldspat plagioclaz (andezin cu 40% anortit) și rare fragmente de piroxeni într-o pastă microlitică. Secțiunea a fost analizată la Serv. de Mineralogie al Întrepr. de Prospețiiuni și Laboratoare.

Prin aspectul lor, tufitele ies în evidență din masa piroclastitelor. Se prezintă în strate subțiri de 3—5 cm grosime, alcătuind bancuri pînă la 5 m. Prezintă cantități destul de importante de material detritic, reprezentat prin granule de cuarț rulate, cu dimensiuni pînă la maximum de 0,5 cm. De asemenea, se observă în masa rocii rare cristale de hornblendă și muscovit. Culoarea este caracteristică gălbui-albicioasă. În Valea Gălăleu orizontul format din aceste roci este fosilifer. Alte puncte de aparție sunt la Archiș și în afluenții Văii Lupoaiei.

După cum am amintit, în Tortonian apar și roci detritice reprezentate prin marne nisipoase și marne argiloase.

Marnele nisipoase au o culoare gălbui și aflorează pe Valea Lupoaiei, în apropierea limitei cu aglomeratele andezitice, avînd o grosime de aproximativ 5 m. Macrofosilele sunt rare însă microfauna este bogată.

Marnele argiloase, de o culoare cenușie-albăstruie, se prezintă stratificate în strate de 3—6 cm grosime. Ele aflorează pe afluentul estic al Văii Lupoaiei, fiind situat la partea superioară a Tortonianului.

Fauna colectată, la N de Archiș, apare în două puncte fosilifere.

Primul este situat, după cum am amintit, pe Valea Gălăleu în tufite gălbui-albicioase. Fauna este alcătuită din lamelibranchiate, gasteropode, scaphopode, corali și foraminifere din care am determinat (pl. I și II):

- Lucina cf. divaricata* LIN. var. *ornata* AG.
- Glycymeris* sp. (fragment)
- Pecten* sp.
- Venus* sp.
- Cardium* sp.
- Turritella subangulata* BROOCHI
- Turbanilla* sp.
- Cerithium* sp.
- Dentalium* sp.
- Operculina* sp.

Al doilea punct, mai sărac în macrofaună, este situat pe Valea Lupoaiei în marnele nisipoase gălbui. Aici am colectat o valvă de *Pycnodonta cf. cochlear* POLLİ, iar microfauna, analizată la Secția de Micropaleontologie a Întrepr. de Prospecții și Laboratoare de către ZORELA DUMITRESCU, cuprinde:

- Globigerina bulloides* D'ORB.
- Globigerina triloba* REUSS
- Bulimina elongata* JONES & PARKER
- Globigerina cf. similis* CUSH. & BERM.
- Globigerina cf. concinna* REUSS
- Pullenia bulloides* D'ORB.



PLANŞA I



Institutul Geologic al României

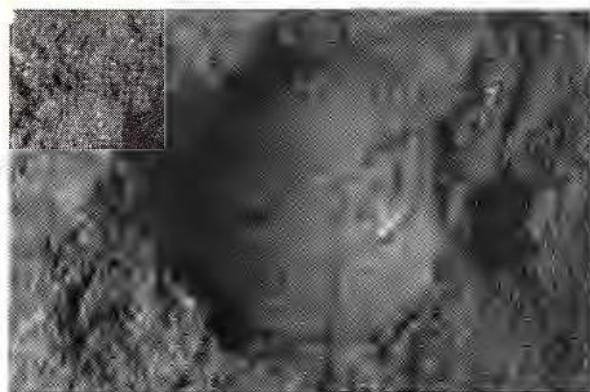
PLANŞA I

- Fig. 1. — *Lucina* cf. *divaricata* LIN. var. *ornata* Ag. \times 4. Valea Gălăleu.
Fig. 2 a. — *Pecten* sp. \times 3,5. Valea Gălăleu.
Fig. 3 a. — *Venus* sp. \times 2. Valea Gălăleu.
Fig. 3 b. — *Venus* sp. \times 1,4. Valea Gălăleu.
(Foto ANTONESCU)

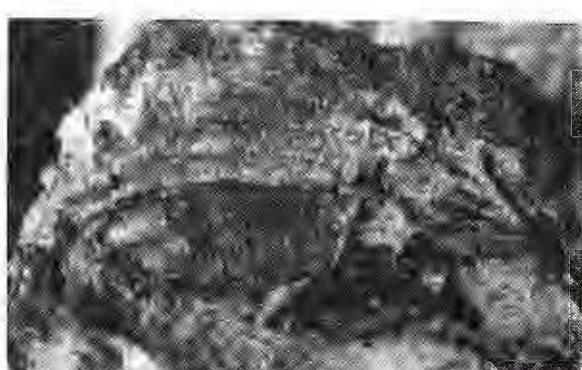
160-1



Institutul Geologic al României



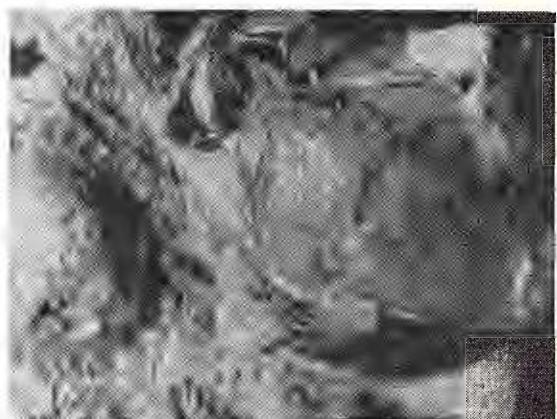
1.



2 a.



3 a.



3 b.

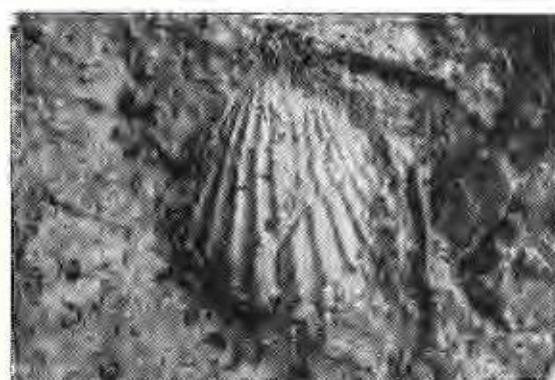
PLANŞA II



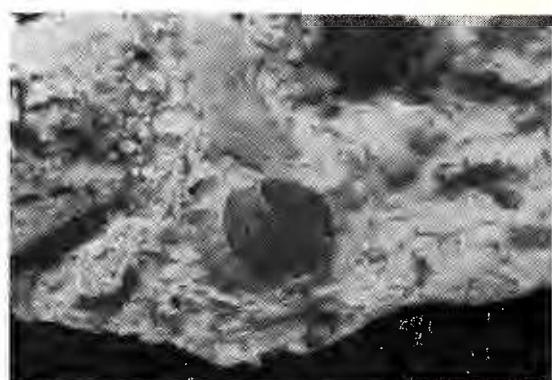
Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Cardium* sp. \times 9. Valea Gălăleu.
Fig. 2 a—2 b. — *Turbonilla* sp. \times 7. Valea Gălăleu.
Fig. 3. — *Operculina* sp. \times 2. Valea Gălăleu.
(Foto ANTONESCU)



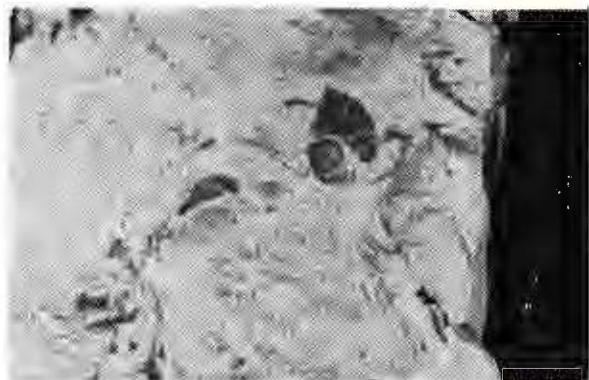
1.



2 a.



2 b.



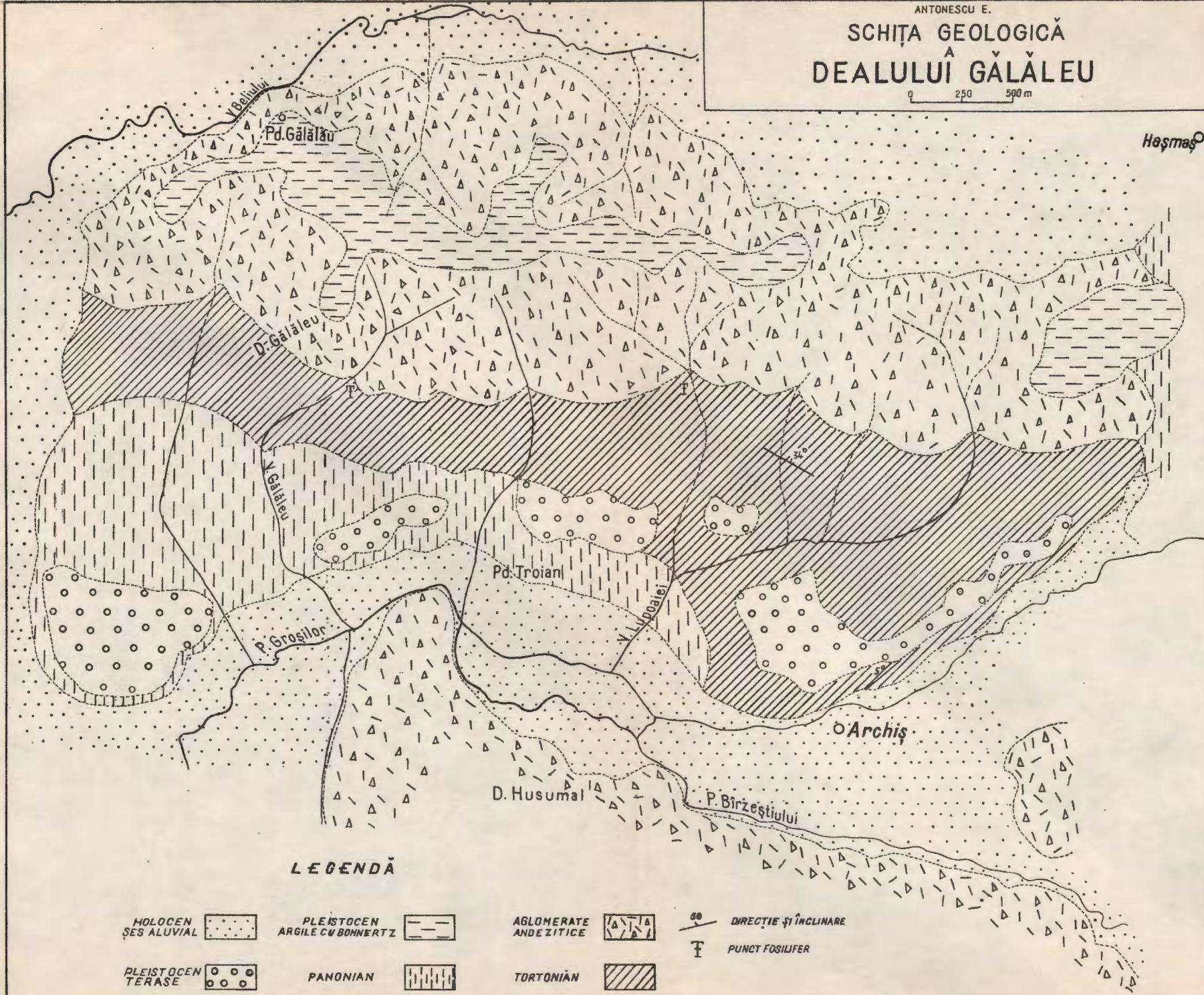
3.

ANTONESCU E.

**SCHIȚA GEOLOGICĂ
DEALULUI GĂLĂLEU**

0 250 500 m

Hașmaș



LEGENDĂ

HOLOCEN
SES ALUVIAL

PLEISTOCEN
ARGILE CU BOHNERTZ

AGLOMERATE
ANDEZITICE

34°
DIRECTIE și INCLINARE

PLEISTOCEN
TERASE

PANONIAN

TORTONIAN

F PUNCT FOSILIFER

- Uvigerina cookei* CUSH.
Uvigerina laeviculata CORIEL & RIVERO
Discorbis saulci D'ORB.
Nonion pompilloides F. & M.
Candorbulina universa JEDL.
Cibicides ungerianus D'ORB.
Uvigerina hispido costata CUSH. & TOOD
Uvigerina gallowayi CUSH.
Bulimina pyrula D'ORB.
Marginulina glabra D'ORB.
Globigerinoides trilobus REUSS
Globulina gibba D'ORB.
Chilostomella ovoides REUSS
Nodosaria pyrula D'ORB. (fragment)
Globorotalia scythula BRADY
Elphidium macellum F. & M.
Bulimina elongata JONES & PARKER var. *subulata* JONES & PARKER
Uvigerina taeniostrigata REUSS
Uvigerina gardnerae CUSH.
Cibicides pseudoungerianus CUSH.

Atât macro- cît și microfauna găsite în acest complex indică vîrstă tortoniană. După asociația microfaunistică avem de-a face cu partea superioară a Tortonianului. Faptul că orizontul tufitic galbui, care conține fosile în valea Gălăleu, apare în baza complexului de la Archiș și în afluenții văii Lupoiae (fără fosile) ne îndreptăște să atribuim vîrstă tortoniană întregului complex de roci piroclastice și detritice.

În bazinul Zarandului, la nord de Crișul Alb, și anume la nord de satul Archiș, aflorează Tortonianul reprezentat prin roci piroclastice și detritice. Depozitele tortoniene au fost date prin macro- și microfauna găsită în văile Gălăleu și Lupoiae.

Faptul că Tortonianul este reprezentat în majoritate prin depozite piroclastice ne face să admitem că în această zonă a bazinului Zarandului vulcanismul tortonian a fost tot atât de intens ca și în sud-vestul bazinului Zarandului, în sectorul Miniș.

BIBLIOGRAFIE

1. LÓCZY L. Echinoiden aus den Neogenablagerungen des weissen Korosthales. *Termeszterajzi Füzetek*. I, Budapest 1877.
2. PAUCĂ M. Bazinul neogen al Beiușului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII, București 1932.
3. PAUCĂ M. Recherches géologiques dans les Monts de Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București 1941.
4. PAUCĂ M. Cercetări geologice în bazinile din nord-vestul Ardealului (campania 1949). *D. S. Com., Geol.*, XXXVII (1949–1950), București 1953.

5. PAUCĂ M. Cercetări geologice în bazinile din nord-vestul Ardealului (campania 1950). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1960—1961) sub tipar.
6. PAUCĂ M. Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, XXVII, București 1954.
7. PETNÖ J. Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Borosjenő, Opatelek, Buttyin und Beel im Feher Köröstantale. *Jahresber. k. ung. geol. A. f.* 1886, Budapest 1888.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ ТОРТОНА
НА СЕВЕРЕ СЕЛ. АРКИШ (БАССЕЙН ЗАРАНДУЛУЙ)

Е. АНТОНЕСКУ

(Краткое содержание)

В этой отметке, носящей предварительный характер, автор устанавливает пункт выхода на дневную поверхность тортонских отложений, до сих пор еще не обнаруженных, а именно, на севере Кришулуй Алб, в бассейне Заранда, где этот ярус представлен пирокластитами и песчаником.

Автор описывает затем взаимоотношения тортонских отложений со смежными формациями. Выделение тортонскому ярусу, вышеуказанных отложений, было сделано на основании макрофауны и микрофауны, обнаруженных в двух ископаемых пунктах.

В заключении указано, что тортон этой зоны аналогичен фации тортонского яруса С—З бассейна Зарандулуй.

SUR LA PRÉSENCE DU TORTONIEN AU NORD DU VILLAGE D'ARCHIS
(BASSIN DU ZARAND)

PAR
EMANOIL ANTONESCU
(Résumé)

Dans cette note, à caractère préliminaire, l'auteur présente l'apparition—encore non signalée — du Tortonien, au N de Crișul Alb, dans le bassin du Zarand, où cet étage comporte des pyroclastites et des marnes. Sont décrits les rapports stratigraphiques entre les dépôts tortoniens et les formations encaissantes. Ces dépôts ont été attribués au Tortonien, suivant la macro- et la microfaune rencontrées dans deux points fossilifères. En conclusion, on montre que le Tortonien de cette zone rappelle, en tant que faciès, le Tortonien du SW du bassin du Zarand.



ASUPRA IMPORTANȚEI STRATIGRAFICE A FAUNEI DE LAMELIBRANCHIATE DIN JURASICUL MEDIU AL STRUCTURII PLEȘIVA (ZONA REȘIȚA—MOLDOVĂ NOUĂ, BANAT)¹⁾

DE

C. BOLDUR, P. MIHALACHE

Cercetările geologice din ultima vreme au adus importante contribuțiuni la cunoașterea Jurasicului mediu din zona Reșița—Moldova Nouă, prin stabilirea cîtorva zone amonitice (22), care încadrează complexul atribuit Doggerului sau se cuprind în acesta, și prin dovedirea existenței unor variații laterale de facies (3, 19).

În partea mediană a zonei Reșița—Moldova Nouă Jurasicul mediu îmbracă un facies de tip central (19), șistos-marnos și marno-calcaros, în timp ce pe marginile de est și de vest îmbracă un facies litoral neritic, grezo-calcaros, spatic sau micaceu (3, 19).

În zona de dezvoltare a faciesului central, în regiunea Anina—Doman, GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și V. MUTIHAC (22) au făcut o orizontare de detaliu a unui complex marnos-calcaros, cunoscut sub numele de « strate de valea Morii » (Toarcian-Callovian inf.). În acest complex, pe baza unor lucrări mai vechi și pe baza unor date noi, au stabilit următoarele zone amonitice: zona cu *Harpoceras (Hildoceras) bifrons* BRUG., zona cu *Harpoceras (Leioceras) opalinum* REIN., zona cu *Ludwigia cf. murchisonae* Sos. zona cu *Clydoniceras discus* SOW. zona cu *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH.

Acești cercetători admit că Doggerul este reprezentat în întregime prin toate etajele sale. Mai tîrziu, V. MUTIHAC (17) revine și susține că în cea mai mare parte din zona Reșița—Moldova Nouă, Bajocianul și Bathonianul inferior lipsesc.

Tot în zona de dezvoltare a Doggerului în facies central, la Anina, A. NĂSTĂSEANU (18) menționează un mare număr de forme de lamelibranchiate printre care *Ostrea acuminata* Sow., ce caracterizează partea bazală a Bajocianului superior (zona cu *Strenoceras subfurcatum*) în partea de est a bazinului Parisului și în munții Jura. Aceeași formă a fost semnalată de S. NĂSTĂSEANU (19) în Doggerul de tip litoral

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 aprilie 1962.

neritic din partea de vest a zonei sedimentare Reșița—Moldova Nouă, dovedind și aici prezența Bajocianului superior.

În ceea ce privește partea de est a acestei zone, încă din 1958 a fost admisă de către C. BOLDUR și AL. BOLDUR (3), prezența Bajocianului și Bathonianului în regiunea Secul—Cuptoare, unde ele se dezvoltă în facies litoral neritic. Aici se menționează un mare număr de lamelibranchiate doggeriene și forma *Nerinella pseudojurensis* RICH., care este caracteristică pentru Bajocianul din Anglia.

Tot pe marginea de est, în structura Pleșiva, de curînd C. BOLDUR, I. STĂNOIU și AL. STILLĂ (4) au arătat că la partea superioară a Doggerului gresos-calcaros-spatic este prezent întregul Bathonian, din care au colectat formele: *Clydoniceras discus* Sow. (Bathonian sup.), *Delecticeras* cf. *D. legayi* RIG. & SAUV. (Bathonian sup.), *Oecotraustes* cf. *O. serrigerus* WAAG. (Bathonian sup.) și *Oecotraustes* cf. *O. nodifer* BUCK. (Bathonian inf.).

În decursul cercetărilor din vara anului 1961, întreprinse în regiunea Pleșiva, a fost colectată din depozite ce aparțin Doggerului o bogată faună de lamelibranchiate¹⁾ a cărei prezentare constituie obiectul principal al notei de față. Prin această notă ne propunem să aducem complectări la cunoașterea faunei de lamelibranchiate jurasic-medii din zona Reșița—Moldova Nouă și totodată să dovedim cu argumente paleontologice existența Bajocianului în Doggerul structurii Pleșiva.

Anticlinalul Pleșiva este situat în partea de est a zonei Reșița—Moldova Nouă, între valea Minișului și valea Nerei.

Din punct de vedere litologic, în această structură Doggerul formează un complex de roci detritice de 80—100 m grosime, ce se poate împărți în două pachete. La partea inferioară se situează un pachet de gresii grosiere, calcaroase, micacee sau spatice și mai rar cuarțitice, care se dezvoltă pe 2/3 din grosimea întregului complex. La partea superioară se trece gradat la un pachet de gresii șistoase fine. Pachetul inferior se dispune peste șisturile argiloase cu *Corbula* ale Toarcianului, iar pachetul superior suportă calcarele cu accidente silicioase ce corespund părții superioare a Callovianului inferior. Succesiunea descrisă mai sus se poate reconstituî la est de vîrful Pleșiva Mare și într-o oarecare măsură în regiunea văii Fătăcinului, situată mai la nord, sectoare din care provine fauna de lamelibranchiate pe care o prezintăm.

În malul stîng al văii Fătăcinului, din pachetul inferior s-au colectat exemplare destul de bine păstrate, din care am determinat:

Cucullaea concina PHILL.

Cucullaea cf. *C. aalensis* QU.

Modiolus cf. *M. giganteum* QU.

Modiolus cf. *M. lonsdalei* MORRIS & LYCETT

¹⁾ Fauna a fost colectată de echipa de prospecționi compusă din: C. BOLDUR, AL. BOLDUR, V. BOCEAN, I. STĂNOIU și AL. STILLĂ.

Pteroperna costatula DESL.
Gervillia acuta Sow.
Perna isognomoides STAHL.
Ostrea (Liostrea) acuminata Sow.
Astarte elegans Sow.
Astarte subtrigonum MÜNST.
Astarte nicklesi BEN.
Astarte minima PHILL.
Astarte sp.
Opis sp.
Pronoella spanieri BEN.
Lucina sp.
Corbis sp.
Pleuromya sp.
Homomya sp.
Lima (Plagiostoma) sp.

și gasteropodul *Nerinella* sp.

În același pachet, la est de vîrful Pleșiva Mare, am recunoscut unele din aceste forme (*Gervillia*, *Astartide*, *Nerinella*, etc.) care însă nu au putut fi determinate specific, din cauza slabei lor conservări.

În general, această asociație de Lamelibranchiate se întâlnește în depozite bajocian-bathoniene ale unor regiuni din vestul Europei (Anglia, Franța și partea de vest a Germaniei), cu excepția formelor *Cucullaea* cf. *C. adensis* QU., *Modiolus* cf. *M. giganteum* QU., *Astarte elegans* Sow., *Astarte nicklesi* BEN. și *Pronoella spanieri* BEN., care se menționează în literatura de specialitate numai în Bajocian. Așa cum am mai arătat, forma *Ostrea (Liostrea) acuminata* Sow. este strict bajociană în partea de est a bazinului Parisului și în munții Jura, formând lumașele la partea inferioară a Bajocianului superior (zona cu *Strenoceras subfurcatum*). În Anglia însă se întâlnește în Bathonian. Întrucât în structura Pleșiva ea se situează sigur sub Bathonianul ammonitic, o socotim caracteristică pentru Bajocianul superior, ca în bazinul Parisului și munții Jura.

Bazați pe aceste argumente, considerăm că pachetul inferior reprezintă în mod sigur cel puțin Bajocianul superior.

La est de vîrful Pleșiva Mare, din treimea superioară a complexului doggerian,adică din pachetul superior, alături de ammonitul *Oecotraustes* cf. *O. serrigerus* WAAG. s-au colectat alte lamelibranchiate, din care am determinat formele:

Modiolus leckenbyi MORRIS & LYCETT
Modiolus (Inoperna) plicatus var. *sowerbyanus* D'ORB.
Pinna cf. *P. ampla* Sow.



- Pinna cf. P. opalina* QU.
Entholium aff. E. demissum PHILL.
Entholium spathulatum ROEM.
Chlamis sp.
Goniomya sp.
Pholadomya cf. P. bellona D'ORB.
Anatina sp.

Majoritatea dintre aceste forme, în regiunile de dezvoltare clasică a Doggerului din vestul Europei, se întâlnesc numai în Bathonian. Pe lîngă aceasta, dat fiind faptul că în regiunea Pleșiva ele se asociază cu amoniți bathonieni, considerăm că pachetul superior revine Bathonianului.

Întrucît de la șisturile grezoase ale pachetului superior se trece treptat la calcarile cu accidente silicioase ale părții superioare a Callovianului inferior, considerăm posibil ca în acest interval de tranziție să existe și partea lui bazală, respectiv zona cu *Macrocephalites macrocephalus*.

Repartiția stratigrafică — Anglia, Franța și partea de vest a Germaniei — pentru formele menționate¹⁾ este dată în tabela 1 (p. 167).

În țara noastră o asociație faunistică asemănătoare cu cea prezentată a fost descrisă de E. JEKELIUS (12) în Bucegi, la Strunga. Ca exemplare comune pentru Banat (Pleșiva) și Bucegi menționăm formele: *Perna isognomoides* STAHL, *Ostrea acuminata* SOW. și *Modiolus sowerbyanus* D'ORB. În Bucegi, *Ostrea acuminata* a fost semnalată de JEKELIUS în Bajocian la nivelul zonei lui *Stephanoceras humpressianum*, care în actuala concepție stratigrafică (1) se placează la partea superioară a Bajocianului mediu.

În alte sectoare ale zonei Reșița — Moldova Nouă au mai fost menționate lamelibranchiate doggeriene cu specii comune celor din regiunea Pleșiva.

Astfel, la Secul—Cuptoare (3), din depozite cu litologie asemănătoare (facies litoral neritic) se descriu: *Cervilia acuta* SOW., *Astarte nicklesi* BEN., *Astarte cf. A. subtrigonum* MÜNST. și *Nerinella*.

În regiunea Anina (facies central) (18) se menționează: *Ostrea acuminata* SOW., *Cucullaea concina* PHILL., *Pinna opalina* QU., *Entholium spathulatum* ROEM. și un mare număr de genuri comune celor descrise de noi.

Din cele arătate și din cercetarea faunei de lamelibranchiate din Doggerul structurii Pleșiva, se pot trage mai multe concluzii.

¹⁾ Fauna colectată a fost determinată după E. W. BENECKE (2), M. COSSMAN (5, 6), E. DACQUÉ (7), C. DECHASEAUX (8), A. GOLDFUSS (9), E. D. GREPPIN (10), A. GROSSOUBRE (11), M. LISSAJOUS (13), D. MARZLOFF, J. DARESTE DE LA CHAVANNE, L. MORET (14), E. V. MOJSISOVICS, M. NEUMAYR (15), J. MORRIS, J. LYCETT (16), M. NICOLAI (20), F. A. QUENSTEDT (21), K. STAESCHE (23), M. O. TERQUEM, E. JOURDY (24), A. THEVENIN (25).

TABELA 1

*Repartiția stratigrafică (în Anglia, Franța și partea de vest a Germaniei)
pentru speciile menționate și proveniența lor*

Nr. crt.	Genul și specia	V i r s t a			
		Bajocian			Bathonian
		inf.	med.	sup.	
<u>Valea Fătăcinului, pachetul inf.</u>					
1	<i>Cucullaea concina</i> PHILL			+	+
2	<i>Cucullaea</i> cf. <i>C. aalensis</i> QU.	+	+	+	
3	<i>Modiolus</i> cf. <i>M. giganteum</i> QU.		+		
4	<i>Modiolus lonsdalei</i> MORRIS & LYCETT . . .	+	+	+	+
5	<i>Pteroperna costatula</i> DESL.				
6	<i>Gervillia acuta</i> SOW.	+	+	+	+
7	<i>Perna isognomoides</i> STAHL	+	+	+	+
8	<i>Ostrea (Liostrea) acuminata</i> SOW.			+	+
9	<i>Astarte elegans</i> SOW.	+	+	+	
10	<i>Astarte subtrigonum</i> MÜNST.		+	+	+
11	<i>Astarte nicklesi</i> BEN.	+	+	+	
12	<i>Astarte minima</i> PHILL.		+	+	+
13	<i>Pronoella spanieri</i> BEN.	+	+		
<u>Est Pleșiva, pachetul sup.</u>					
14	<i>Modiolus leckenbyi</i> MORRIS & LYCETT . .				+
15	<i>Modiolus (Inoperna) plicatus</i> var. <i>sowerbianus</i> d'ORB.	+	+	+	+
16	<i>Pinna</i> cf. <i>P. ampla</i> SOW.				+
17	<i>Pinna</i> cf. <i>P. opalinum</i> QU.	+			
18	<i>Entholium</i> af. <i>E. demissum</i> PHILL.			+	+
19	<i>Entholium spathulatum</i> ROEM.	+	+	+	+
20	<i>Pholadomya</i> af. <i>P. bellona</i> d'ORB.				+

Din punct de vedere paleontologic, se constată că fauna de lamelibranchiate descrisă conține un mare număr de exemplare bogat reprezentate în genuri și specii. Asociația de forme din pachetul inferior se caracterizează prin prezența unor exemplare robuste cu cochilia groasă, în timp ce formele din pachetul superior se prezintă cu cochilia subțire, din care cauză deseori se păstrează sub forma de mulaje.

Formele de lamelibranchiate cu scoica groasă și *Nerinella* indică o adâncime mică a apelor în care au trăit, deci o zonă apropiată de țărm, adică un facies litoral neritic în timpul depunerii pachetului inferior. Lamelibranchiatele cu cochilia subțire, precum și depozitele mai fine din pachetul superior, indică o zonă mai depărtată de țărm și o adâncime mai mare a apelor. De aci deducem că în regiunea Pleșiva, în timpul Doggerului s-au înregistrat efectele unor variații ale liniei de țărm.

Din punct de vedere stratigrafic, asociația de lamelibranchiate din pachetul inferior conține forme bajocian-bathoniene și unele numai bajociene. Cîteva dintre formele descrise se întâlnesc la același nivel stratigrafic în faciesul marginal de vest, în faciesul central, precum și în alte puncte din faciesul marginal de est al Doggerului zonei Reșița—Moldova Nouă și cîteva în Bucegi.

Forma *Ostrea acuminata* Sow. indică prezența părții superioare a Bajocianului mediu (Bucegi) și a părții inferioare a Bajocianului superior (în zona Reșița—Moldova Nouă).

Din cele expuse rezultă că pachetul inferior revine sigur Bajocianului superior și cel puțin părții superioare a Bajocianului mediu, iar pachetul superior trebuie echivalat cu Bathonianul. Considerăm de asemenea posibil ca tot în pachetul superior să se cuprindă și partea bazală a Callovianului inferior.

Pentru a ilustra sugestiv poziția asociației de lamelibranchiate menționate și limitele răspândirii în scara stratigrafică a unora dintre aceste forme față de nivelele stabilite în zona Reșița—Moldova Nouă și față de schema propusă de ARKELL (1) pentru Jurasicul mediu, dăm tabela 2.

BIBLIOGRAFIE

1. ARKELL W. J. Jurassic geology of the world. Edinburg 1956.
2. BENECKE E. W. Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. *Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen*, N.F., Heft. VI (Tex und Atlas). Strassburg 1905.
3. BOLDUR C. și BOLDUR AL. Geologia regiunii Reșița—Doman—Secul. D. S. Comit. Geol., XLVI (1958—1959) București 1963.
4. BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLĂ AL. Considerații asupra Doggerului din structura Pleșiva (zona Reșița—Moldova Nouă, Banat). (În volumul de față).
5. COSSMAN M. Seconde note sur les mollusques du Bathonien de St. Gaultier. *Bull. Soc. Géol. France*. 3-e série., t. 28, Paris 1900.
6. COSSMAN M. Troisième note sur le Bathonien de St. Gaultier. *Bull. Soc. Géol. France*. 4-e sér., t. 7, Paris 1907.
7. DACQUE E. Leithfossilien. VII. Lieferung Jura. Berlin 1933.
8. DECHASEAUX C. Pectinides jurassiques de l'Est du bassin de Paris. *Ann. de Paléont. Boule*, XXV, 1936.
9. GOLDFUSS A. Petrefacta Germaniae. Düsseldorf 1826—1844.
10. GREPPIN E. D. Description des fossiles du Bajocien supérieur des environs de Bâle. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, XXV, XXVI, XXVII. Lyon 1898—1900.
11. GROSSOUVRE A. Bajocien-Bathonien dans la Nièvre. *Bull. Soc. Géol. France*. 3-e sér., t. 19, Paris 1918.
12. JEKELIUS E. Die mesozoische Faunen der Berge von Brassó (III. Die Fauna der Lamellibranchiaten und Brachioopodenbänke aus den Doggerschichten des Bucegi). *Mitt. Jahrb. kgl. ung. geol. RA.*, XXIV, 3, Budapest, 1925.



T A B E L A 2

Poziția asociației Lamelibranchiatelor doggeriene din stratele de Pleșiva față de diferite nivele stratigrafice stabilite în zona Reșița – Moldova Nouă și față de schema Jurasicului după Arkell

Etaje-tip și zone amonitice în Jurasicul din NW-ul Europei (ARKELL 1956)			Nivele stratigrafice stabilite pînă în prezent în zona Reșița – Moldova Nouă			Poziția stratigrafică a Lamelibranchiatelor doggeriene din stratele de Plesiva și circulația lor în scara stratigrafică	
			Vest	Centru	Est	Pachetul inferior	Pachetul superior
OXFORDIAN	Inf.	etc. <i>Cardioceras cordatum</i> <i>Quenstedtoc. mariae</i>					
CALLOVIAN	Sup.	<i>Quenstedtoc. lamberti</i>					
	Med.	<i>Peltoceras athleta</i>					
	Inf.	<i>Erymnoceras coronatum</i>					
		<i>Kosmoceras jason</i>					
		<i>Signaceras calloviense</i>					
		<i>Propanulites koenigi</i>					
		<i>Macrocephalites macrocephalus</i>					b
BATHONIAN		<i>Clydoniceras discus</i>		<i>Clydoniceras discus</i>	<i>Clydoniceras discus; Delecticeras cf. D. legayi; Oecotraustes cf. O. serigerius</i>		
		<i>Oppelia aspidoides</i>			<i>Oecotraustes cf. O. nodifer</i>	b	a
		<i>Tulites subcontractus</i>					
		<i>Gracilisphinctes progracilis</i>					
		<i>Zigzagiceras zigzag</i>					
BAJOCIAN	Sup.	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>		<i>Ostrea acuminata</i>	<i>Ostrea acuminata</i>	a	
	Med.	<i>Garantiana garantiana</i>					
	Inf.	<i>Strenoceras subfurcatum</i>				b	
		<i>Stephanoceras humphresianum</i>					
		<i>Otoites sauzei</i>					
		<i>Sonninia sowerby</i>					
		<i>Ludwigia murchisonae</i>					
		<i>Tmetoceras scissum</i>					
		<i>Leioceras opalinum</i>					
TOARCIAN		<i>Lytoceras jurensse</i>		<i>Hildoceras bifrons</i>			
		<i>Hildoceras bifrons</i>					
		<i>Harpoceras falcifer</i>					
		<i>Dactylioceras tenuicostatum</i>					
		etc.					

a) Forme cu circulație restrînsă; b) Forme cu circulație mai largă.



Institutul Geologic al României

13. LISSAJOUS M. Étude sur la faune du Bathonien de Mâcon. *Trav. Lab. Géol. de Lyon*, fasc. III, mém. 3, Lyon, 1923.
14. MARZLOFF D., DARESTE DE LA CHAVANNE J., MORET L. Étude sur la faune du Bajocien supérieur du Mont d'Or Lyonnais. *Trav. Lab. Géol. de la Fac. de Sci. de Lyon*, fasc. XXVIII mém. 9, Lyon 1936.
15. MOJSISOVICS E. V. u. NEUMAYR M. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients, V. Band, 1887.
16. MORRIS J. a. LYCETT J. A monograph of the Mollusca from the Great Oolith. *Pal. Soc. of London*, col. 17, London 1853.
17. MUTIHAĆ V. Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița—Moldova Nouă (Banat). Ed. Acad. R.P.R., București, 1959.
18. NĂSTĂSEANU A. Contribuționi la cunoașterea faunei de Lamellibranchiate din Doggerul de la Anina. *Anal. Univ. București* (Sub tipar).
19. NĂSTĂSEANU S. Faciesurile Doggerului din zona Reșița—Moldova Nouă. Banatul de vest. *Lucrările Congr. V. Asoc. Carpato-Balcanică*, București 1961.
20. NICOLAI M. Étude de quelques gisements fossilifères du sud-ouest de Madagascar. *Ann. de Pal. Boule*, XXIX, 36, J. 1950.
21. QUENSTEDT F. A. Der Jura, Tübingen 1858,
22. RĂILEAMU GR., NĂSTĂSEANU S. și MUTIHAĆ V. Cercetări geologice în regiunea dintre Anina și Doman (Zona Reșița—Moldova Nouă). *Bul. Acad. R.P.R., secț. Geol. Geogr.* vol. 2, București 1957.
23. STAESCHE K. Die Pectiniden der Schwäbischen Jura. *Geol. u. Paleont. Abhandl. N. F.*, Band, 15, 1926—1928.
24. TERQUEM M. O. et JOURDY E. 1871—1873. Monographie de l'étage bathonien dans le Département de la Moselle. *Mém. Soc. Géol. France*, sér. 2, t. 9, Paris 1871—1873.
25. THEVENIN A. Types du Prodrome de paléont. stratigraphique universelle d'Alcide d'Orbigny. *Ann. de Pal. Boule*, IV, V, VI, VIII, XII, 1910—1923.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С СТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ЗНАЧЕНИЕМ
ФАУНЫ ЛАМЕЛЛИБРАНХИАТ СРЕДНЕ—ЮРСКОЙ СТРУКТУРЫ
ПЛЕШИВА (ЗОНА РЭШИЦА — МОЛДОВА НОУЭ — БАНАТ)

К. БОЛДУР, П. МИХАЛАКЕ

(Краткое содержание)

Более древние исследования показали, что средняя юра представлена в средней части осадочной зоны Рэшица—Молдова Ноуэ пелитовой, «центральной фацией», а на восточной и западной окраинах — неритовой прибрежной фацией. В общем, в зоне Рэшица—Молдова Ноуэ, некоторые исследователи допускают наличие всех этажей доггера. Другие геологи оспаривают наличие байоса и нижнего бата. В последнее время, в области Плешива (восточная



побережно-неритовая фация) было доказано наличие всего батского яруса на основании некоторых видов аммонитов.

Настоящая пометка упоминает и дает описание ассоциации ламеллибраниат средне-юрского комплекса структуры Плешова составленные из двух пакетов. Верхний пакет с аммонитами и ламеллибраниатами, относится наверное — бату и возможно — нижней части нижнекелловейского яруса. Из нижнего пакета, до сих пор, были отобраны только ламеллибраниаты. Последние образуют в западной Европе (Англии, Франции и Западной Германии) ассоциации, выявленные в байос-батских отложениях, за исключением нескольких разновидностей, которые упоминаются только в байосских отложениях. Разновидность *Ostrea (Liostrea) acuminata* sow., упоминается в батских отложениях Англии, а в восточной части парижского бассейна и в Горах Юра — образуют реперные уровни в основной части верхнего байоса. В Горах Бучеджи эта разновидность была выявлена в верхней части среднего байоса. В Банате эта формация несомненно подстилает аммонитовые отложения батского яруса, следовательно может считаться характерной для верхнего байоса, как в парижском бассейне, так и Горах Юра.

В заключении авторы приходят к выводу, что внутренний пакет относится, несомненно, к верхнему байосу и, возможно, к верхней части среднего байоса.

SUR L'IMPORTANCE STRATIGRAPHIQUE D'UNE FAUNE DE LAMELLIBRANCHES DU JURASSIQUE MOYEN DE LA STRUCTURE PLEŞIVA (ZONE DE REŞIȚA—MOLDOVA NOUĂ, BANAT)

PAR

C. BOLDUR, P. MIHALACHE

(Résumé)

Les recherches antérieures ont montré qu'à la partie médiane de la zone sédimentaire Reșița—Moldova Nouă, le Jurassique moyen revêt un faciès central, pélitique, tandis qu'aux bords E et W, un faciès littoral—nérétique. En général, dans la zone de Reșița—Moldova Nouă plusieurs chercheurs admettent la présence de tous les étages du Dogger, tandis que d'autres contestent l'existence du Bajocien et du Bathonien inférieur. Récemment, dans la région de Pleșiva (faciès littoral-nérétique oriental) a été identifiée l'existence de tout le Bathonien suivant plusieurs formes d'ammonites.

Dans cette note, les auteurs présentent les associations de lamellibranches du complexe jurassique moyen de la structure Pleșiva, constitué par deux paquets.



Le paquet supérieur, à ammonites et lamellibranches, revient au Bathonien et probablement à la partie inférieure du Callovien inférieur. Du paquet inférieur on a recueilli jusqu'à présent, seulement des lamellibranches.

Dans l'Europe occidentale (Angleterre, France, Allemagne occidentale) les lamellibranches constituent des associations rencontrées au Bajocien-Bathonien, excepté certaines espèces mentionnées seulement au Bajocien. La forme *Ostrea (Liostrea) acuminata* Sow. est représentée dans le Bathonien d'Angleterre et elle constitue des niveaux-repères à la base du Bajocien supérieur de l'est du Bassin de Paris et dans les Monts Jura. Dans les Monts Bucegi, elle est répandue à la partie supérieure du Bajocien moyen. Dans le Banat, elle occupe un niveau au-dessous du Bathonien ammonitique, et par conséquent elle est caractéristique du Bajocien supérieur, tout comme dans le Bassin de Paris et les Monts Jura.

Il en résulte que le paquet inférieur revient avec certitude au Bajocien supérieur et, à ce qu'il paraît, à la partie supérieure du Bajocien moyen.





Institutul Geologic al României

ASUPRA PREZENȚEI SENONIANULUI INFERIOR ÎN BAZINUL RUSCA MONTANĂ ¹⁾)

DE

AL. DINCA

Prin cercetările întreprinse în bazinul Rusca Montană în anii 1958, 1960, 1961 ²⁾, am identificat, în succesiunea litologică a depozitelor sedimentare, un complex marno-grezos. Acest complex se dispune, în continuitate de sedimentare, peste depozitele atribuite Cenomanian-Turonianului (1, 2, 4), alcătuite din conglomerate în bază, gresii grosiere și gresii calcaroase, cenușii, în plăci, și suportă de obicei o formațiune lagunar-lacustră cu cărbuni, atribuită Danianului (6, 8).

În cadrul complexului se distinge un orizont marnos la partea inferioară, alcătuit din marne cenușii, mai dure și mai calcaroase în bază, și din marne roșii, uneori pătate, cu frecvențe prizme de inocerami. Aceste marne, asemănătoare cu cele senoniene din flișul Carpaților orientali, sănt foarte frământate, cu numeroase oglinzi de fricțiune, și au un aspect șistos datorită tectonizării intense.

Din partea inferioară a orizontului marnos, în dealul Cimitirului de la Rusca Montană, am recoltat și determinat următoarele forme:

Nowakites carezi (GROSSOUVRE) (planșă, fig. 2 și 3)
Inoceramus cf. I. inconstans WOODS (planșă, fig. 1)

Prezența formei de *Nowakites carezi* (GROSSOUVRE), caracteristică pentru Coniacian și a lui *Inoceramus inconstans* WOODS, ne permite să tragem concluzia că orizontul marnelor roșii și cenușii aparține Senonianului inferior.

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 aprilie 1962.

²⁾ GR. RĂILEANU și echipa. Regiunea Cornereva—Arjana—Feneș—Rusca Montană. Raport arh. Com. Geol. București, 1958.

AL. DINCA. Prospecții pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (sect. Tilva Vîntului — V. Șoimului). Raport arh. Com. Geol. București 1960.

AL. DINCA. Prospecții geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (sectorul Varnița—Oțelul Roșu). Raport arh. Com. Geol. București, 1961.

Răspindirea stratigrafică a formelor citate, în Anglia, Franța, Germania, Caucazul de nord și Asia centrală (3, 5, 9)

	Turonian sup.	Coniacian	Santonian
<i>Nowakites carezi</i> (GROSSOUVRE)	—	+	—
<i>Inoceramus inconstans</i> (WOODS)	+	+	+

În partea superioară a complexului marno-grezos se trece gradat la un orizont grezo-argilos cu marne argiloase, nisipoase, cenușii, micaferi și gresii argilo-calcaroase cenușii, šistoase, cu intercalații decimetrice de gresii cuarțitice. Continuitatea de sedimentare între marnele Senonianului inferior și gresiile argilo-calcaroase ale orizontului grezo-argilos, care suportă Danianul, ne îndreptățește să presupunem că gresiile argilo-calcaroase aparțin Senonianului superior.

În bazinul Rusca Montană, orizontul marnos și grezos a fost socotit de cercetătorii austro-maghiari FR. NOPCSA (6) și FR. SCHAFARZIK (7, 8) ca aparținând Campanianului. Aceștia consideră lacună de sedimentare în Turonian-Senonianul inferior sau numai în Senonianul inferior. Mai târziu, ȘT. CANTUNIARI (1, 2) consideră marnele roșii, pe baza unei forme de *Globotruncana linnei* (d'ORBIGNY), ca reprezentând Maastrichtianul. G. CERNEA¹⁾ separă șase orizonturi litologice în cadrul depozitelor din bazinul Rusca Montană și le atribue Campanian-Danianului.

A. MAMULEA (4) asemănă acest orizont marnos, din punct de vedere litologic, cu Senonianul din bazinul Hațegului. El a observat în secțiuni subțiri, făcute în marne, forme de *Globotruncana* sp.

În concluzie, precizăm că orizontul marnos cu aspect de fliș din bazinul Rusca Montană revine Senonianului inferior, dovedit de prezența formei *Nowakites carezi* (GROSSOUVRE).

BIBLIOGRAFIE

1. CANTUNIARI Șt. Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montană. C. R. Inst. Géol. Roum., XXI (1932–1933), București 1937.
2. CANTUNIARI Șt. Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă II. Bassin de Rusca. Région de Ruschița. III. Le versant sud de la crête Poiana Lungă–Măgura. București 1941.
3. GROSSOUVRE A. Recherches sur la Craie supérieure, p. 190. Paris 1894.
4. MAMULEA A. Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană–Lunca Cernei. D. S. Com. Geol., XXXIX (1951–1952), pag. 172. București, 1955.

¹⁾ Raport asupra geologiei bazinului Rusca Montană. Arhiva Com. Geol. București 1948.

EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — *Inoceramus* cf. *I. inconstans* WOODS

Fig. 2 — 3. — *Nowakites carezi* (GROSSOUVRE)

174-1



Institutul Geologic al României

AL. DINCA. Prezența Senonianului inferior în Bazinul Rusca Montană.



1.



2.



3.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.



Institutul Geologic al României

5. MOSKVINA M. M. Atlas verhnemelovoï faunî severnogo Kawkaza i Krîma, pag. 137. Moscova 1959.
 6. NOPCSA FR. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulaféhérvár, Déva, Ruszkabánya, u.d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. Anst.* Bd. 14. Budapest 1905.
 7. SCHAFARZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse des SW-lichen Pojana Ruszka-gebirges im Komitate Krassó — Szörény. *Jahresber. k. ung. geol. Anst. f.* 1905. Budapest 1907.
 8. SCHAFARZIK FR. Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Ruszkabánya. *Jahresber. k. ung. geol. Anst. f.* 1906. Budapest 1908.
 9. WOODS H. Pal. Soc., vol. 2, part. 8, pag. 285. London 1912.
-

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ НИЖНЕГО СЕНОНА В БАССЕЙНЕ РУСКА МОНТАНЭ

АЛ. ДИНКЭ

(Краткое содержание)

В бассейне Руска Монтанэ автор выделил мергеле — песчанистый комплекс, залегающий на сеноман—туронских отложениях, который подстилает датским отложениям.

В рамках нижней части этого комплекса был выявлен мергелистый горизонт, флишевого облика, в котором установлено наличие видов:

Nowakites carezi (GROSSOUDRE)

Inoceramus cf. I. inconstans WOODS

Эти виды удостоверяют принадлежность мергелистого горизонта нижнесенонскому возрасту.

SUR LA PRÉSENCE DU SÉNONIEN INFÉRIEUR DANS LE BASSIN DE RUSCA MONTANĂ

PAR

AL. DINCA

(Résumé)

Dans le bassin de Rusca Montană l'auteur a déterminé un complexe marno-gréseux qui repose sur le Cénomanien-Turonien et supporte des dépôts daniens. À la partie inférieure de ce complexe on distingue un horizon marneux, d'aspect Flysch, dans lequel ont été identifiées les formes:

Nowakites carezi (GROSSOUDRE)

Inoceramus cf. I. inconstans (WOODS)

Ces formes attestent l'âge sénonien inférieur de l'horizon marneux.





Institutul Geologic al României

ASUPRA UNOR MARNE CU SPIRITALIS ÎN BAZINUL LĂPUŞULUI¹⁾

DR

MIHAELA GHEORGHIAN, MUŞAT GHEORGHIAN

În cursul campaniilor de teren din anii 1960—1961, lucrînd în regiunea Tîrgu Lăpuş, am parcurs diferite sectoare începînd de la Boiu Mare la W și pînă la Rohia la E (adică pe cca 45 km), apoi din împrejurimile comunei Văleni—Vima Mare spre S pînă la N de comuna Ungureni, un perimetru larg care cuprinde, cu excepția zonei ridicate a Prelucii și dealului Pietriș, « faciesul marnos » echivalent al stratelor de Buzaș. Complexul acesta marnos stă pe un paleorelief alcătuit din strate de Ileanda, strate de Buzuș, strate de Mera sau seria calcaroasă eocenă.

Vîrsta atribuită acestui complex a făcut obiectul unor interpretări diferite; astfel, după B. BÖHM (1), el reprezintă partea superioară a Cretacicului *sensu stricto*, Paleogenul-Oligocen; după R. GIVULESCU, Oligocenul²⁾; după I. DUMITRESCU (2), Oligocenul, Acvitainul și Burdigalianul inferior; după V. LĂZĂRESCU³⁾, Oligocenul și Miocenul inferior pînă la Burdigalian superior, inclusiv stratele de Chechiș. Geologii GH. VOICU⁴⁾, M. CHIRIAC⁵⁾, V. ILIESCU⁶⁾, FL. și J. MARINESCU⁷⁾ și GH. BOMBÎTĂ⁸⁾, s-au raliat uneia sau alteia din aceste păreri.

În regiunea despre care discutăm faciesul marnos este acoperit de diferite depozite, astfel: în S, în regiunea comunelor Vima, Văleni, Peteritea, Poiana Porcului, Rohia, deasupra faciesului marnos amintit stau conglomerate poligene avînd în bază un facies grezos-nisipos, uneori cu trovanți și filme marnoase. Formațiunea aceasta

¹⁾ Comunicare în ședință din 16 februarie 1962.

²⁾ R. GIVULESCU. Raport geologic în regiunea Vima Mare. 1952.

³⁾ V. LĂZĂRESCU. Raport geologic asupra regiunii V. Lăpușului. 1959.

⁴⁾ GH. VOICU. Raport Cărpiniș—Trestia. 1952.

⁵⁾ M. CHIRIAC. Raport geologic în regiunea Răstoci—Șomcutea Mare. 1952.

⁶⁾ V. ILIESCU. Raport în regiunea Răzoare. 1954—1955.

⁷⁾ FL. MARINESCU și J. MARINESCU. Raport Groși—Vf. Șatra—V. Lăpușului, 1954—1955, Arhiva Com. Geol.

⁸⁾ GH. BOMBÎTĂ. Raport geologic în regiunea Tg. Lăpuș, 1960—1961, Arhiva Com. Geol.

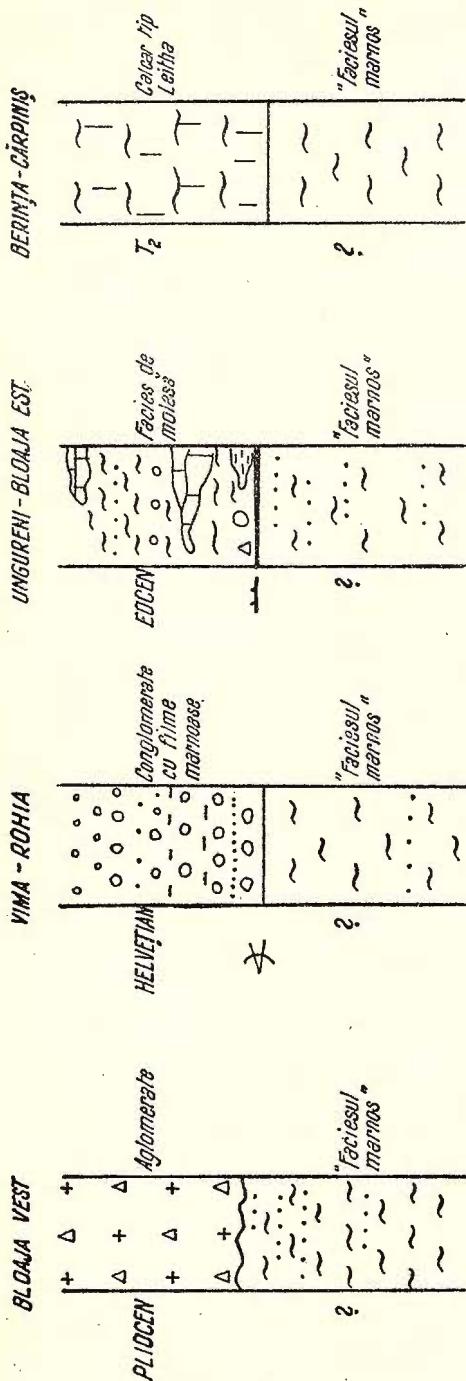


Fig. 1.

este considerată ca echivalentă cu stratele de Hida din bazinul văii Almașului, adică de vîrstă helvețiană.

Spre NE și N, o linie tectonică suprapune acestor strate un facies molasic eocen. Acesta a fost de altfel și motivul pentru care BÖHM a considerat formațiunea ca fiind parțial cretacică.

În zona de NW și W întâlnim ca formațiune de acoperiș, calcare noduloase, cu *Lithothamnium*, de tipul calcarelor de Leitha. Deci, de la caz la caz, formațiunea noastră este acoperită de diferite formațiuni (fig. 1). Examînînd figura 1, constatăm că singurul contact normal, la partea superioară, ar fi în zona Berința, unde a fost sezisat de M. PAUCĂ.

Credem că este necesar să amintim și faptul că în regiunile limitrofe, cum ar fi în zona de NW și N a masivului Ticău, Tortonianul inferior are caracter transgresiv, iar Tortonianul superior cu faciesuri diferite (calcare de Leitha sau marne cu *Borelis*), se dispune uneori discordant peste primul (Chelința—V. Glodului)¹⁾.

De asemenea, este cazul să amintim apariția unui complex marinos pe valea Conciului, la NE de Băiuț, reprezentat prin marne vinete-negricioase, probabil bituminoase, ce stau discordant peste corneene vărgate și suportă gresii nisipoase

¹⁾ M. DUMITRIU și CR. DUMITRIU. Raport geologic în regiunea Benesat-Ardusat, 1960, Arhiva Com. Geol.

și conglomerate, ale căror elemente constitutive sunt asemănătoare cu cele ale conglomeratelor din regiunea Vîrma—Rohia. Imediat deasupra, stau aglomerate vulcanice. Aceste marne conțin o bogată faună sarmătiană, reprezentată numai prin mulaje și impresiuni. Cităm: *Modiolus incrassatus* (D'ORB.), *Cardium vindobonense vidobonense* (PARTCH), *C. transcarpathicum* GRIS., *Cardium* sp., *Mactra vitaliana eichwaldii* LASK. (exemplare foarte numeroase), *Mactra* sp., *Planorbis* sp., ostracode lise.

Revenind la « faciesul marnos », trebuie să spunem că faptul că regiunea fusese cercetată anterior ne-a determinat să nu luăm probe pentru analize micropaleontologice decât sporadic și anume din zonele unde marnele ni se păreau la lupă mai bogate în microfaună sau mai ușor dezagreabile. Am mai primit apoi cîteva probe din regiunile Cufoaia, Lăpușul Romînesc și Libotin, Tg. Lăpuș, de la M. PAUCĂ și D. ISTOCESCU.

În anul 1961, a efectuat cercetări în aceeași regiune și I. Z. BARBU, care a colectat și analizat cîteva probe. Sezisindu-ne despre prezența într-o probă luată de lîngă Rohia, în regiunea cercetată și de MÉHES (7), a unor exemplare aparținînd genului *Spirialis*, am revăzut materialul micropaleontologic din probele colectate în campania 1960, ca și pe cele din 1961 și am identificat formele: *Valvatina umbilicata* BORN., *Spirialis andrussovi* KITTL, *S. andrussoi* KITTL var. *tchokrakensis* ZHIZHCENCO, *S. cf. subtarchanensis* ZHIZH., *S. konkensis* ZHIZH. Aceste forme apar în probele 157, 170, 172 și predomină în proba 255.

În literatura care ne-a stat la dispoziție am întîlnit formele sus menționate după cum urmează: *Valvatina umbilicata* BORN. în argilele cu Septarii de la Hermsdorf (Berlin). *Spirialis andrussovi* KITTL, după ZHIZHCENCO, în Miocenul mediu din Crimeea și Caucazul de N; după T. IORGULESCU în Tortonianul și Sarmătianul din Muntenia de E (4) și după TR. ICHIM (11) în Buglovianul din Bazinul Transilvaniei. *Spirialis andrussovi* KITTL, var. *tchokrakensis* ZHIZH. este citat de ZHIZHCENCO (12) în marnele de Ciokrak ale stratotipului și din formațiunea de Ciokrak din Caucazul de nord. *Spirialis cf. subtarchanensis* ZHIZH. este citat de ZHIZHCENCO în formațiunea de Tarhan și Ciokrak din Caucazul de nord și Crimeea, apoi de VANCEA (11) în Tortonianul din sondele Sărmașel 38 și Presaca—Păuca. *Spirialis konkensis* ZHIZH. este cunoscut din formațiunea de Concha din Caucazul de nord (ZHIZHCENCO, 12).

Din repartitia stratigrafică a speciilor întîlnite de noi și citate în literatură reiese că ele aparțin Miocenului mediu.

În ceea ce privește foraminiferele, tabelele statistice (fig. 2 și pl. I) indică asociații caracteristice mai ales pentru Miocenul mediu.

Trebuie să atragem atenția asupra faptului că genurile *Alveolina*, *Dendritina*, *Operculina*, *Amphistegina* și *Elphidium*, caracteristice zonei neritice sublitorale prezente în Tortonianul din regiunile limitrofe (Piciorul Pleșcuței, Chelința, Benesat, Remetea Chioarului și Berchezoaia) lipsesc din complexul marnos studiat, făcînd

loc unei asociații constituuite predominant din globigerine, dintre care cităm: *Globigerina bulloides* D'ORB., *G. dissimilis* CUSH. & BERMUDEZ, *Globigerinoides conglobatus* (BRADY), *G. trilobus* (REUSS) și uneori *Turborotalia mayeri* (CUSH. & ELLISOR).

Aici este locul să prezentăm diagramele repartiției paleoecologice ale microfaunei (fig. 3) din două probe din regiune și anume proba 170 de la Poiana

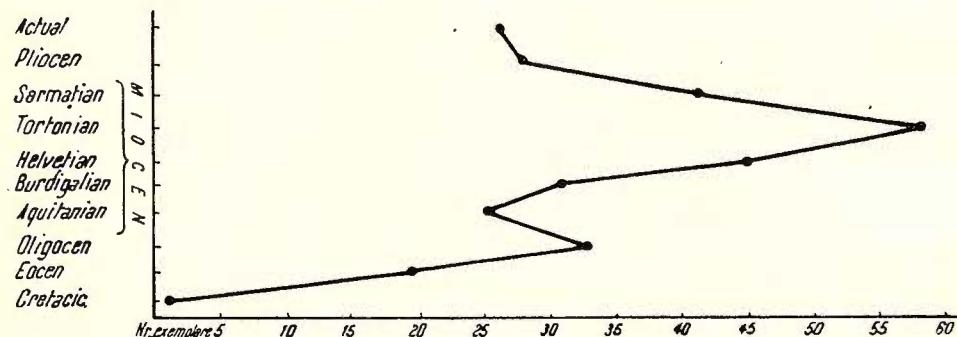


Fig. 2.

Porcului (comuna Rohia) și proba 255 din satul Costeni. Faptul că în proba 170 predomină numeric formele bentonice ne face să deducem că în momentul sedimentării, legătura cu largul a fost temporar întreruptă, fapt dovedit și de sărurile ce apar ca eflorescențe în marne. În schimb, în regiunea Costeni, de unde am recoltat proba 255, formațiunea atinge o grosime apreciabilă, iar diagrama repartiției paleoecologice a microfaunei prezintă predominanța numerică a formelor pelagice — steno-haline, caracteristice unei mări deschise.

Pentru ilustrarea lucrării cu exemplare din microfaună, încercăm în primă ediție metoda lui G. FOURNIER (3) și V. V. KRIVOBORSKII (6) de prezentare stereoscopică a formelor.

În stadiul actual cunoștințele noastre sunt limitate din cauza cantității reduse de material colectat de pe teren și ar fi prematur să impunem o reconsiderare a vîrstei întregului complex cunoscut ca « faciesul marnos » echivalent al stratelor de Buzaș. Totuși, prin prezența lor, exemplarele de *Spirialis* pun sub semn de întrebare prezența Chattian-Burdigalianului în « faciesul marnos » și, împreună cu restul microfaunei, sunt în favoarea unei vîrste tortoniene. În al doilea rînd, apropierea (cca 20 km) de un complex conglomeratic cu totul asemănător cu cel sarmatian de la Băiuț ne duce la ideea posibilității ca întregul complex considerat ca echivalent al stratelor de Hida din regiunea Vima—Rohia să reprezinte de fapt Miocenul mediu-superior.

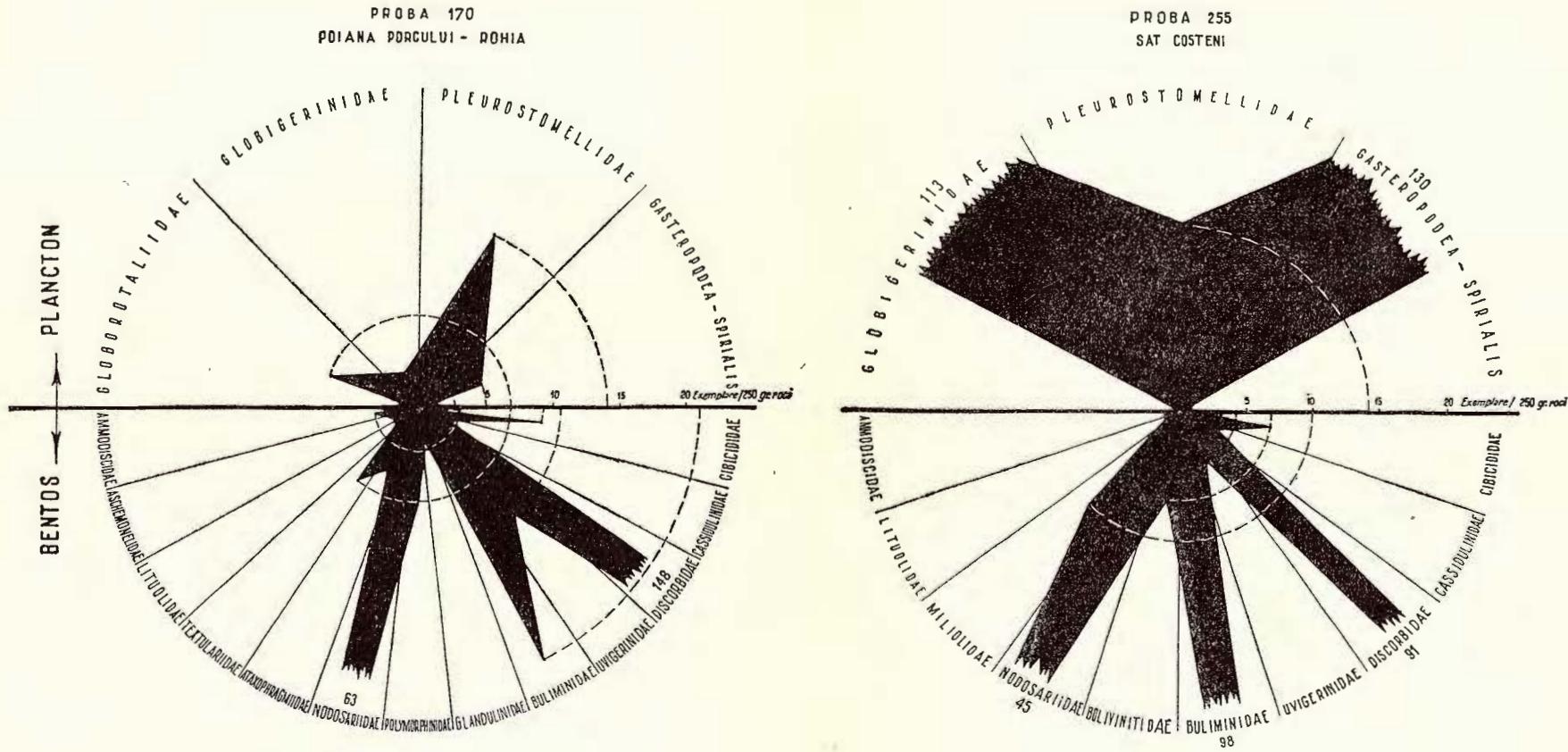


Fig. 3. Diagramele repartiției paleoecologice a microfaunei în regiunile Costeni — Rohai.

TABEL DE RĂSPINDIRE ȘI FRECVENTĂ A FORAMINIFERELOR

GHEORGHIAN M., GHEORGHIAN MIHAELA. Asupra unor marne cu *Spirialis* în bazinul Lăpuș.

Plansa I

PLANŞA II

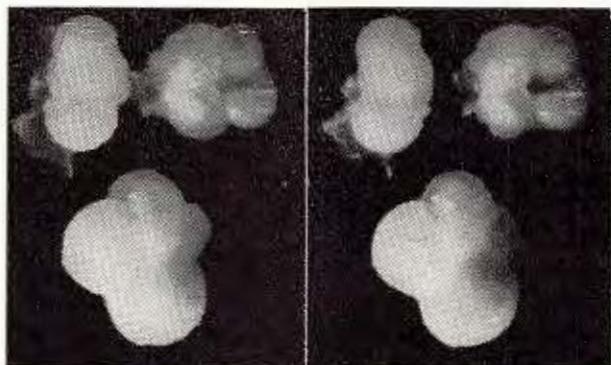


Institutul Geologic al României

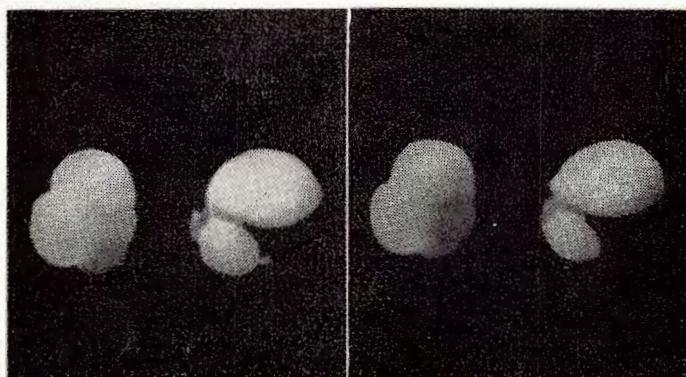
PLANŞA II

Fig. 1. — *Globigerina bulloides* D'ORB. × 20. (foto D. LUBENESCU).

Fig. 2. — *Globigerinoides trilobus* (REUSS) × 20. (foto D. LUBENESCU).



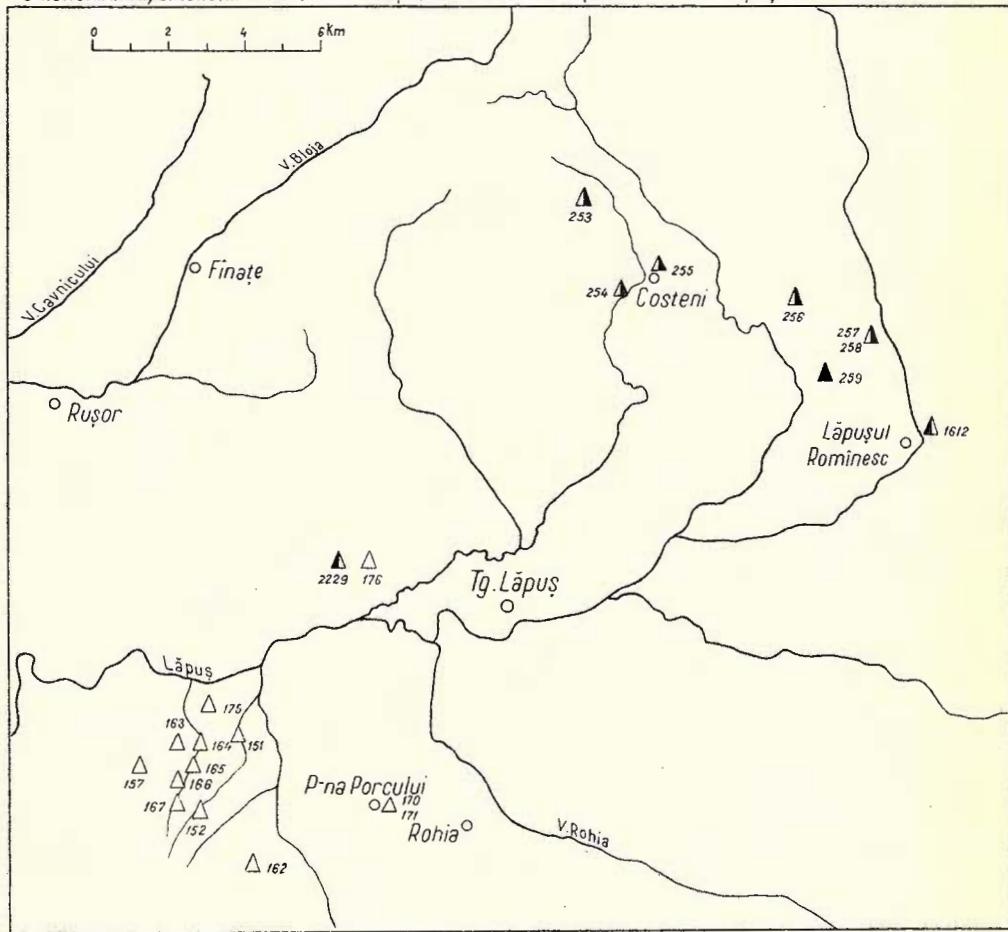
1.



2.

SCHIȚA AMPLASAMENTELOR PUNCTELOR DE RECOLTARE A PROBELOR MICROPALEONTOLOGICE

GHIORGHIAN M., GHIORGHIAN MIHAELA : Asupra unor marne cu *Spiralis* în bazinul Lăpuș



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. XLIX/II

Imprim. Atel. Inst. Geol.

LEGENDA

- △ Probe micropaleontologice colectate de M. M. Ghiorghian 1960
- ▲ Probe micropaleontologice colectate de M.M. Ghiorghian 1961
- ▲ Probe micropaleontologice colectate de prof. M. Paucă 1961
- ▲ Probe micropaleontologice colectate de D. Istocescu 1961



Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. BÖHM B. Geologische Verhältnisse des gebietes NE von Oláh—Lápos. *Beszámolo A M. Kir. Földt. Int. An.* VI, fasc. 2, Budapest 1944.
2. DUMITRESCU I. Asupra faciesului și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului (nordul Depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petrol și Gaze București*, III, 1957.
3. FOURNIER G. New methods and techniques in the photography of microfossils. *Micropalaeontology*, II/1, p. 37—52, pl. I—V, text fig. 1—4, New York 1956.
4. IORGULESCU T. Contribuții la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de Est. *An. Com. Geol.*, XXVI, București 1953.
5. KITTL E. Über die miocen Pteropoden von Oesterr. Ungarn. *Ann. k.k. Nat. Hist. Hofmus.* Bd 1, 1886.
6. KRIVOBORSKII V. V. Stereoscopicescoe Mikrofotografirovanie Foraminifer. *Trud. V.N.I.G.R.I* vyp. 153, p. 327—334, 1960.
7. MÍHES K. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lích von Oláh—Lápos. *Beszámolo A M. Kir. Földt. Int. An.* VI, fasc. 3, Budapest 1944.
8. ORBIGNY ALC D'. Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne. 1846.
9. PAUCĂ M. Cercetări geologice în bazinile neogene din nord-vestul Ardealului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXIX (1949—1950), București 1956.
10. RAUSER-CERNOUSOVA. Osnovi paleontologii. Vol. I, Moscova 1959.
11. VANCEA A. Neogenul din Bazinul Transilvaniei. București 1961.
12. ZHIZHCENCO. Atlasul faunei Miocenului mediu din Caucazul de nord și Crimeea. *Trud. V.N.I.I.G.A.Z.* 1959.

СООБРАЖЕНИЯ КАСАЮЩИЕСЯ МЕРГЕЛЕЙ
В БАССЕЙНЕ ЛЭПУШУЛУЙ
МУШАТ ГЕОРГИЯН, МИХАЕЛА ГЕОРГИЯН
(Краткое содержание)

В настоящей отметке авторы представляют краткие результаты, полученные при частичном анализе микрофауны, собранной из 17 образцов пробы, изъятой в области Тг. Лэпуш. Было установлено наличие 77 видов, принадлежащих 38 родам фораминифер и 4 вида и 1 субвида, принадлежащих роду *Spirialis* из *Pteropoda*.

На основании звездообразных диаграмм, авторами приводятся соображения, касающиеся палеоэкологических условий и указана в заключении необходимость восстановление возраста литологического комплекса, известного до последнего времени под названием «мергелистая фация» — эквивалент пластов Бузиаш. Облики разновидностей микр фауны спарированы для стереоскопического изображения.



SUR QUELQUES MARNES À SPIRITALIS DANS LE BASSIN DU LĂPUŞ

PAR

MUŞAT GHEORGHIAN, MIHAELA GHEORGHIAN

(Résumé)

Dans cette note on expose sommairement les résultats acquis par suite d'une analyse partielle de la microfaune prélevée dans la région de Tg. Lăpuş (17 spécimens).

Les auteurs ont déterminé 77 espèces appartenant à 38 genres de Foraminifères et 4 espèces, ainsi qu'une sous-espèce du genre *Spirialis* des Ptéropodes.

Au moyen des diagrammes stellaires on présente les conditions paléoécologiques; dans la conclusion on souligne la nécessité d'une réconsidération de l'âge du complexe lithologique connu sous le nom de « faciès marneux » équivalent des couches de Buzaş.

Les images des formes de la microfaune sont couplées pour l'examen stéréoscopique.



ASUPRA PREZENȚEI GENULUI BALANTIUM ÎN STRATELE DE BUZAȘ DE LA LIPOTIN¹⁾

DR

D. ISTOCESCU

Faciesul marnos al Oligocenului superior (stratele de Buzaș) din bazinul văii Lăpușului era considerat în general ca fiind sărac în macrofosile, deși depozitele sale conțin o bogată microfaună determinată de R. MÉHES și T. IORGULESCU. În anii 1954—1955, FL. MARINESCU citează prezența unor resturi indeterminabile de lamelibranchiate și de *Nautilus* în împrejurimile satelor Cernești și Măgureni.

Cu ocazia prospecțiunilor geologice din campania anului 1961, am descoperit pe valea Lazuri de la E de satul Libotin, în complexul marnos al stratelor de Buzaș, un orizont gros de cca 10 cm, cu foarte numeroase exemplare de *Balantium*.

Întrucât prezența genului *Balantium* a fost semnalată în țara noastră pînă în prezent numai în câteva regiuni și anume de către O. PROTESCU în Tortonianul de la N de Turnu Severin și de M. PAUCĂ în Oligocenul de la Piatra Neamț, apreciem că este cazul să semnalăm o nouă apariție a acestui gen de pteropod atît de rar.

Speciile de *Balantium*, ca de altfel toate speciile de pteropode, sunt animale pelagice ce constituie populații foarte abundente. În consecință, apariția lor atît de rară este compensată mai întotdeauna prin marele număr de indivizi care pot fi recoltați. Aceștia se acopăr adesea unii pe alții, astfel încît numai cochiliile izolate pot fi studiate amănunțit. Ca o consecință a procesului de fosilizare, cochiliile recoltate sunt comprimate dorso-ventral, prezintînd un contur triunghiular alungit, avînd unghiuri apicale de 28° și 40°, marginea peristomului ușor arcuită și prezintînd pe ambele laturi cîte o plăcuță marginală, bine dezvoltată și separată de corpul cochiliei printr-un sănț distinct. Raportul dintre înălțimea maximă și lățimea maximă, măsurată la peristom este de 1,4—1,6 și respectiv de 2—2,1.

Cochiliile fiind extrem de subțiri s-au fosilizat sub formă de impresiuni și sunt ornamentate cu striuri fine de creștere paralele cu peristomul. Datorită fragilității cochiliilor și a condițiilor de fosilizare (cochiliile fiind comprimate dorso-ventral)

¹⁾ Comunicare în ședință din 9 martie 1962.

nu se poate reconstitui profilul lor transversal. Tot datorită comprimării, pe suprafețele unor cochilii apar puternice coaste transversale, rezultate prin comprimare sau sfârîmare. În plus, cele mai multe exemplare apar sub formă de fragmente de mulaje, datorită consistenței reduse a rocilor. Din această cauză și din cauza lipsei unei literaturi mai bogate și mai noi, privind pteropodele, determinarea specifică a acestor resturi ar fi riscantă; totuși se pot diferenția două forme care se apropie cel mai mult de speciile *Balantium bittneri* KITTL. și *Balantium pedemontanum* (MAYER), ambele caracteristice Miocenului.

Ar putea fi și specii noi, însă din cauza proastei conservări a exemplarelor nu putem preciza acest lucru.

În aceleași depozite am mai găsit dinți de *Lamna*, numeroși solzi de *Clupea* și oase de pești. O analiză micropaleontologică a acestor depozite arată prezența genului *Spirialis* și aceea a genului *Teinostoma*.

Prezența genului *Balantium* într-un singur punct, spre deosebire de alt pteropod, *Spirialis andrussovi*, care în această regiune apare în numeroase puncte, dar într-un număr mai mic de exemplare, este un indiciu că *Balantium* reprezintă aci o populație transportată accidental din largul mării în apropierea țărmului, în timp ce speciile de *Spirialis* erau autohtone în apele în care s-au sedimentat faciesul marnos al stratelor de Buzaș.

BIBLIOGRAFIE

1. BELLARDI LUIGI. I moluschi dei terreni tertiari del Piemonte e della Liguria. Torino 1872.
2. KITTL ERNST. Über die miocänen Pteropoden von Österreich—Ungarn. *An. k.k. Naturhist. Hofmus.*, I, Wien 1886.
3. PAUCA MIRCEA și COSMOVICI N. Moluștele fosile din Oligocenul de la Piatra Neamț. *Bul. Științ. Acad. R.P.R.*, V/4 1953.
4. PROTESCU O. Studiu faunei de foraminifere terțiare din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, 1922.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ РОДА В ПЛАСТАХ БУЗАШ—ЛИБОТИН

Д. ИСТОЧЕСКУ

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор описывает экземпляры вида *Balantium* извлеченные в мергелистом комплексе Либотина, представленного слоями Бузаш — бассейна В. Лепуш.



SUR LA PRÉSENCE DU GENRE BALANTIUM DANS LES COUCHES
DE BUZAŞ, À LIBOTIN

PAR

D. ISTOCESCU

(Résumé)

L'auteur décrit plusieurs spécimens de *Balantium*, prélevés à Libotin, dans le complexe marneux, représenté par les couches de Buzaş du Bassin de Valea Lăpuşului.





Institutul Geologic al României

ASUPRA PREZENȚEI ANTHRACOSIIDAELOR ÎN PERMIANUL ZONEI REȘIȚA (VALEA BÎRZAVIȚA, BANAT)¹⁾

DE
I. STĂNOIU

Situată la SW de localitatea Reșița, valea Bîrzavița traversează extremitatea nordică a zonei sinclinale ce se dezvoltă între localitățile Reșița—Clocotici—Gîrlise—Ciudanovița. Această zonă sinclinală, cu depozite permiene în ax și carbonifere pe flancuri, aparține unității sedimentare Reșița.

În afară de cîteva lucrări mai vechi ce se referă tangențial și la această regiune, Gr. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și V. MUTIHAC (7) descriu în ultimul timp (1957) odată cu geologia zonei Anina—Doman, și depozitele permo-carbonifere din acest sector, iar C. EUFROSIN (3), în același an, publică o notă asupra prezenței genului *Palaeoniscus* în Permo-Carboniferul de pe valea Bîrzavița. În anul 1958, Gr. RĂILEANU și S. NĂSTĂSEANU (8) deosebesc în cadrul depozitelor carbonifere din regiune două nivele: un nivel conglomeratic în bază și unul grezos la partea superioară, iar în Permian separă un orizont șistos-argilos ardeziform în bază și unul grezos roșu la partea superioară.

Începînd din șoseaua Reșița—Lupac, spre amonte, valea Bîrzavița străbate un complex grezos (cuarțitic arkozian), cu intercalații de conglomerate și șisturi argiloase, uneori cărbunoase. Pe baza resturilor de plante fosile, aceste depozite sunt considerate (8) ca reprezentînd Carboniferul superior (Stephanian).

Orizontul grezos stephanian suportă un pachet de gresii cenușii, foarte micafer, cu cuarț și urme cărbunoase, în care se intercalează gresii cuarțitice și șisturi argiloase.

Peste acest pachet urmează orizontul șisturilor argiloase negre ardeziforme cu *Callipteris conferta* STERNBERG, *Lebachia pinniformis* SCHLOTHEIM, *Ernestiodendron filiciformis* STERNBERG, *Lebachia hypnoides* ZEILLER, etc., atribuit (8) Permianului inferior (Autunianului).

O galerie amplasată în malul stîng al văii Bîrzavița, la aproximativ 450 m amonte de șoseaua Reșița—Lupac, a întîlnit pachetul grezos cenușiu micafer situat peste

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 aprilie 1962.

orizontul grezos stephanian și sub șisturile argiloase autuniene. De pe halda acestei galerii, C. EUFROSIN (3), citează patru exemplare de pești fosili (*Palaeoniscus*) și numeroase specii de plante fosile, anume: *Pecopteris (Asterotheca) arborescens* BRONGNIART, *Pecopteris feminaeformis* SCHLOTHEIM, *Pecopteris (Asterotheca) cyathea* SCHLOTHEIM, *Pecopteris (Asterotheca) cadollei* SCHLOTHEIM, *Acitheca polymorpha* BRONGNIART, *Linopteris neuropteroides* var. *major* BRCNGNIART, *Neuropteris linguaefolia* BRONGNIART, *Cyclopteris trichomanoides* BRCNGNIART, *Sphenopteris* sp., *Annularia sphenophylloides* ZENKER, *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR, *Lepidophyllum majus* BRONGNIART, *Pterophyllum* cf. *cotteanum* GUTBIER, *Lebachia pinniformis* SCHLOTHEIM, *Ernestiodendron filiciformis* STERNBERG, *Lebachia hypnoides* ZEILLER.

Pe baza asociației de pe haldă, autorul (3) consideră depozitele cu *Palaeoniscus* ca un orizont de trecere de la Carbonifer la Permian.

Formele de *Palaeoniscus* sunt foarte frecvente în Permianul din Franța, Anglia, Germania, Cehoslovacia (6) Asia și Africa, iar cele de *Lebachia pinniformis* SCHLOTHEIM, *Ernestiodendron filiciformis* STERNBERG și *Lebachia hypnoides* ZEILLER au de asemenea frecvența cea mai mare în Permian.

Celelalte specii de plante fosile citate pe haldă indică în ansamblu o vîrstă stephaniană, însă trec și în Permian, parte din ele putind proveni din orizontul grezos (Stephanian).

Pe halda galeriei de pe valea Bîrzavița apar blocuri de gresii friabile, cenușii, micaferi, cu cuarț și urme cărbunoase și care conțin numeroase cochilii de lamelibrachiate. Dintr-o cercetare amănunțită a depozitelor ce aflorează pe această vale am constatat că pe un afluent stâng, la circa 25 m amonte de bifurcația principală, apare un banc de gresii cenușii foarte micaferi cu *Linopteris neuropteroides* BRONGNIART și cochilii de lamelibrachiate, ce se intercalează în pachetul grezos, situat imediat sub șisturile argiloase permiene.

Din aceste puncte am determinat două specii de Anthracosiidae (lamelibrachiate de apă dulce):

Carbonicola carbonaria GOLDFUSS

Anthracomya cf. *A. thuringensis* GEINITZ

forme frecvente în Rothligendul inferior din Silezia, Thuringia, Boemia, Moravia și U.R.S.S. (Cungur, Oca—Volga). Recent, în R.P.R., au fost descrise de Gr. RĂILEANU (9), dintr-o intercalație calcaroasă în gresile roșii permiene de pe pîrul Povalina din zona Svinia.

În concluzie, pe valea Bîrzavița, sub orizontul șisturilor argiloase autuniene și și peste orizontul grezos stephanian, se dezvoltă un pachet grezos cenușiu micafer cu intercalații argiloase (fig. 1), care conțin resturi de plante fosile: *Lebachia pinniformis* SCHLOTHEIM, *Ernestiodendron filiciformis* STERNBERG, *Lebachia hypnoides* ZEILLER, etc., lamelibrachiate de apă dulce (Anthracosiidae): *Carbonicola carbonaria* GOLD-

GUSS, *Anthracomya* cf. *A. thuringensis* GEINITZ și exemplare de *Palaeoniscus*, forme frecvente în depozitele permiene din diferite regiuni.

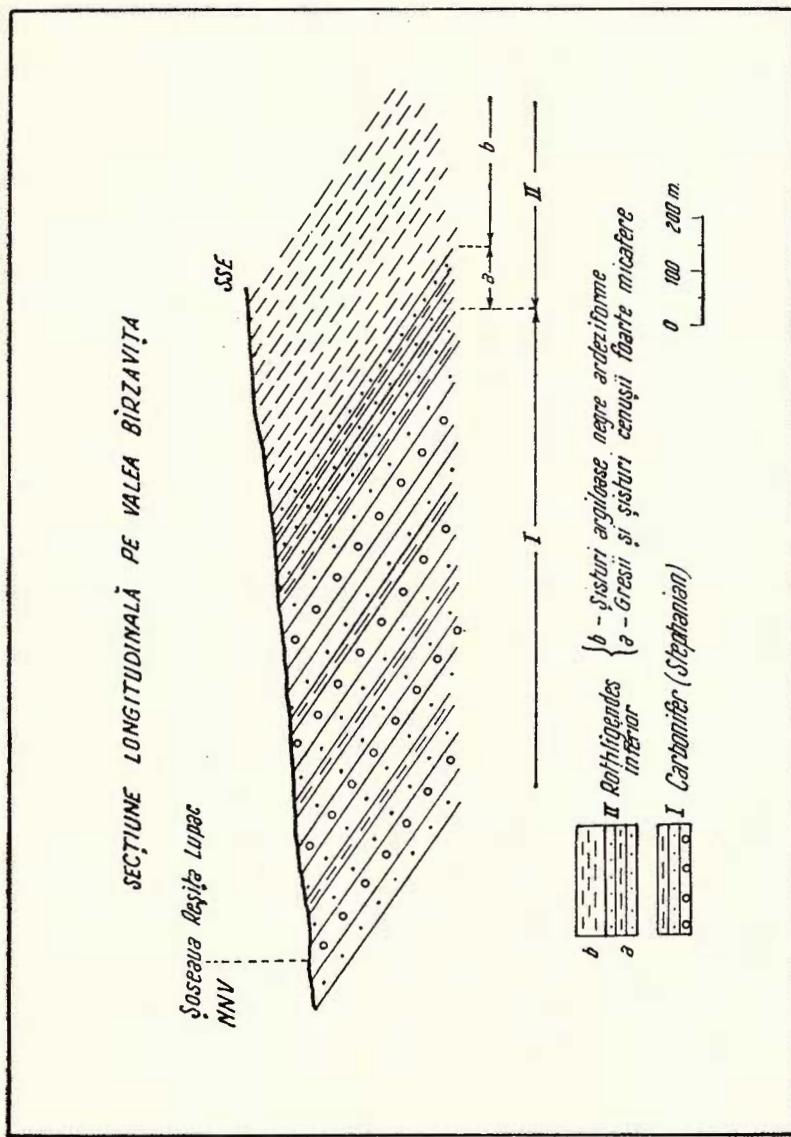


Fig. 1.

Poziția geometrică a pachetului grezos cenușiu micafer (peste orizontul grezos sthepanian și sub șisturile argiloase autuniene), resturile fosile frecvente în Permian, cît și caracterul micafer al depozitelor (unul dintre criteriile litologice de separare

în regiune a depozitelor permiene de cele carbonifere), vin în sprijinul repartizării acestui pachet Permianului inferior în facies continental.

Descrierea paleontologică

CLASA LAMELLIBRANCHIATA BLAINVILLE 1816

ORDINUL TAXODONTA NEUMAYR 1883

Subordinul Actinodonta DOUVILLE 1912

Familia Anthracosüidae AMALITZKY 1892

Genul Carbonicola MCCOY 1855

Carbonicola carbonaria GOLDFUSS

(fig. 2)

1826, *Unio carbonarius* GOLDFUSS, *Petrefacta Germinae*, pl. 131, fig. 1.

1861, *Anodonta carbonaria* LUDWIG, *Palaeontographica*, X, p. 19, pl. 3, fig. 5, 5 a.

1861, *Unio lepidus* LUDWIG, *Palaeontographica*, X, p. 25, pl. 3, fig. 14.

1892, *Carbonicola carbonaria* AMALITZKY, *Palaeontographica*, XXXIX, p. 145, pl. XIX, fig. 4.

1903, *Anthracosia carbonaria* ZITTEL, *Handb. d. Pal.*, partea I, p. 301, fig. 635.

1952, *Anthracosia (Carbonicola) carbonaria* RĂILEANU, *Comunic. Acad. R.P.R.*, II/9–10, p. 583, fig. 2 a, 2 b.

Lungimea = 10 mm

Lățimea = 5 mm

Specie de talie mică, echivalvă și inechilaterală, de formă ovală-subtriunghiulară. Valve cu partea anterioară larg rotunjită, iar cea posterioară mai îngustă. Umbonele este turtit și nu atinge linia cardinală. Marginea ventrală este dreaptă sau ușor curbată.



Fig. 2. Acestei specii i-au fost atribuite exemplare foarte variate ca formă, iar sinonimia încă nu este bine stabilită. Este cunoscută atât în Rothliegende, cât și în formațiunea cu cărbuni a Carboniferului.

GOLDFUSS (4) o citează în formațiunea cu cărbuni din Germania, iar LUDWIG (5) o citează în Rothliegendul din Cungur și în formațiunea cu cărbuni din Urali. W. AMALITZKY (1) o descrie ca o formă des întâlnită în formațiunea cu cărbuni și în Rothliegendul din vestul Europei și din U.R.S.S. (bazinul Oca-Volga). ZITTEL (din 9) arată că această specie este des întâlnită în Rothliegendul de la Kuzel. Recent, la noi în țară, GR. RĂILEANU (9) o descrie dintr-o intercalatie calcaroasă în gresiile roșii permiene de la SW de Baia Nouă (zona Svinia), în asociere cu *Anthracomya thuringensis* GEINITZ și *Estheria* sp.

Genul Anthracomya SALTER 1891

Anthracomya cf. thuringensis GEINITZ

(fig. 3)

1863, *Unio thuringensis* LUDWIG, *Palaeontographica*, X, p. 19, pl. 3, fig. 7.

1863, *Unio tellinarius* LUDWIG, *Palaeontographica*, X, p. 18, pl. 3, fig. 4.

- 1946, *Anthracoma thuringensis* MRAZEK, *Vestnic. St. Geol. Ustavu Rep. Ceskoslovenske*, I, p. 217, pl. 1, fig. 1.
 1952, *Anthracomya thuringensis* RĂILEANU, *Comun. Acad. R.P.R.*, II/9–10, p. 583, fig. 3.

Lungimea = 18 mm
 Lățimea = 9 mm

Formă echivalvă și puternic inechilaterală, ce se poate înscrie într-un trapez. Umbonele este aşezat mult spre partea anteroiară. Linia cardinală este dreaptă și

face cu marginea posterioară a cochiliei un unghi obtuz. Marginea ventrală, aproape dreaptă, prezintă în dreptul umbonetului un sinus.

Exemplare aparținând acestei specii sunt citate de R. LUDWIG (5) în Carboniferul productiv cel mai superior din Thuringia și Ural și în Rothliegendul superior de la Manebach. A. SCHMIDT (din 9), o citează ca o formă frecventă în Rothliegendul superior din Silezia de jos și din Boemia, iar A. MRAZEK (6) o citează în Permianul inferior din Thuringia și din Moravia.

La noi în țară este citată de GR. RĂILEANU (9) în Permianul roșu de pe pîriul Povalina din zona Svinia.



Fig. 3.

BIBLIOGRAFIE

1. AMALITZKY W. Über die Anthracosien der Permformation Russlands. *Palaeontographica*, XXXIX, Stuttgart 1892.
2. AUGUSTA J. Note phytopaléontologique sur le niveau à Palaeoniscus du Permian de la fosse de Boskovice. *Vest. Serv. Géol. Rép. Tchécosl.*, V, Praha 1929.
3. EUFROSIN C. Prezența genului Palaeoniscus în asociație cu flora autuniană în valea Bîrzavița la vest de Reșița (Banat). *An. Com. Geol.*, XXX, București 1957.
4. GOLDFUSS A. *Petrefacta Germaniae*, 1826.
5. LUDWIG R. Zur Palaeontologie des Urals. *Palaeontographica*, X, Kassel 1863.
6. MRAZEK A. Prispevek k poznání mlžu z moravského spodního permu. *Vest. St. Geol. ustavu Rep. Ceskoslovenske*, Rosnák XXXI, Praha 1946.
7. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., MUTIHIAC V. Cercetări geologice în regiunea dintre Anina și Doman (zona Reșița–Moldova Nouă). *Bul. Științ. Secția Geol. Geogr., Acad. R.P.R.*, II București 1957.
8. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. Contribujiuni la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Ciudanovîja–Lupac (Banat). *An. Univ. Parhon, Seria St. Nat.*, XVIII, București 1958.
9. RĂILEANU GR. Prezența Anthracosiidelor în Permianul inferior din zona Svinia–Svinecea Mare. *Comun. Acad. R.P.R.*, II/9–10, București 1952.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ Anthracosiidae В ПЕРМСКОЙ
ЗОНЕ РЭШИЦА (В. БЫРЗОВИЦА — БАНАТ)

И. СТЭНОЮ

(Краткое содержание)

В вали Бырзавица (Ю—3 — Рэшица) под горизонтом глинистых шиферо-видных сланцев (Autunian) и над угленосными песчаниками (стефанский ярус), развит серый слюдоносный песчанистый пакет с глинистыми прослойками, которые содержат многочисленные остатки с *Lebachia pinniformis*, SCHLOTHEIM, *Ernestiodendron filiciformis* STERNBERG, *Lebathia hypnoides* ZEILLER, *Carbonicola carbonaria* GOLDFUSS, *Anthracomya* cf. *A. thuringensis* GEINITZ *Palaeoniscus*.

Эта ассоциация указывает на то обстоятельство, что вышеуказанный пакет принадлежит нижней перми в континентальной фации.

SUR LA PRÉSENCE DES ANTHRACOSIIDÉS DANS LE PERMIEN DE LA
ZONE DE REŞIȚA (VALLÉE DE LA BÎRZAVIȚA—BANAT)

PAR

I. STĂNOIU

(Résumé)

Dans la vallée de la Bîrzavița (SW de Reșița) au-dessous de l'horizon des schistes argileux ardoisiformes (Autunien) et au-dessus des grès carbonifères (Stéphanien) se développe un paquet gréseux gris, micafére à intercalations argileuses, renfermant de nombreux restes de *Lebachia pinniformis* SCHLOTHEIM, *Ernestiodendron filiciformis* STERNBERG, *Lebathia hypnoides* ZEILLER, *Carbonicola carbonaria* GOLDFUSS *Anthracomya* cf., *A. thuringensis* GEINITZ et *Palaeoniscus*. Cette association montre que le paquet mentionné plus haut appartient au Permien inférieur en faciès continental.



ASUPRA UNUI NOU NIVEL FEROLITIC
ÎN EOCENUL DIN ÎMPREJURIMILE CLUJULUI
(SĂVĂDISLA RAION TURDA-CLUJ)¹⁾

DE

NIȚĂ PION PETRE

După punerea în evidență a zăcământului de fier oolitic din bazinul văii Căpușului, în ideia existenței și altor zăcăminte de același tip situate la diferite nivele stratigrafice în succesiunea depozitelor mesozoice și terțiare, s-au inițiat noi lucrări de prospecție pe întreaga ramă de vest a Bazinului Transilvaniei.

O parte din aceste lucrări, reprezentând cercetări de detaliu pe hărți la scară mare, au fost plasate în vecinătatea perimetrului cercetat în 1960 de o echipă mixtă a Comitetului Geologic și Universității Cluj²⁾, anume între localitățile Vlaha și Iara (raion Turda, regiunea Cluj), în scopul de a se urmări în extindere orizontul cu *Gryphaea eszterházyi* PAV. purtător de fier în bazinul văii Căpușului. Lucrările au arătat că echivalentul stratigrafic al orizontului cu *Gryphaea eszterházyi* PAV. există în regiune, fiind reprezentat prin nisipuri și argile nisipoase cu glauconit, de 0,15—0,70 m grosime, al căror conținut în fier variază între 4,56%—9,93% (tabl. 1).

Date geologice. Cercetând amănunțit întreaga succesiune a Eocenului, am constatat că în cadrul « orizontului argilelor cenușii » (cuprins între stratele cu *Nummulites perforatus* și orizontul calcarului grosier inferior) există un al doilea nivel feruginos, situat stratigrafic la 13—20 m deasupra orizontului cu *Nummulites perforatus*. Acest nivel este reprezentat printr-o marnă nisipoasă de culoare cenușie-gălbuiu, care înglobează granule galbene-maronii (limonit) sau verzu (glauconit) dispuse neregulat și în cantități variabile.

Culcușul marnei ferolitice este constituit din calcare sau marno-calcare de culoare albă-gălbuiu, bogat fosilifere (calcarele cu *Velates*) cu *Ostrea* sp., *Gryphaea* sp.,

¹⁾ Comunicare în ședință din 2 martie 1962.

²⁾ Colectivul E. Stoicovici și D. PATRULIU Raport preliminar cu privire la lucrările de prospecție a zăcământului de fier sedimentar din reg. Gilău—Căpușul Mic—Dumbrava (Cluj). Com. geol. Prospecționi, 1960.

TABLOUL 1

Probe analizate din nivelul cu glauconit în Bazinul văii Săvădisla (echivalențul orizontului cu Gryphaea exterhazvi Páv. de la Căpușul mic)

Nr. crt.	Nr. probei	Locul de recoltare	Grosimea stratului m	Fier total %	Fier solubil în HCl %	Nr. bul. analiză
1	48	Dealul la Delinț (sud)	0,30	5,24	4,31	1434
2	412	Dealul Capso (versant vest)	0,30–0,50	6,44	5,78	1434
3	393	Dealul Capso (versant NE)	0,30–0,35	6,88	6,48	1484
4	172	Dealul Pădurea Mare (versant vest)	0,15–0,20	9,65	9,39	1484
5	444	Dealul Pădurea Mare (versant vest)	0,25	4,75	4,38	—
6	640 A	Dealul Pădurea Mare (versant vest)	0,30–0,35	7,65	6,62	—
7	1098	Dealul Csicsal (200 m nord)	0,15	4,56	3,54	—
8	576 A	Dealul Viilor (sud)	0,10–0,20	8,79	2,85	—
9	576	Dealul Viilor (sud)	0,10–0,20	9,93	6,79	—
10	333	Dealul Mesteacăn	0,15	5,28	4,75	1570

Velates sp., *Corbula gallica* LAMK, *Natica* sp., *Turritela* sp., alte mulaje de moluște mari și echinoizi, iar acoperișul din marne argiloase cenușii cu *Corbula gallica* LAMK (fig. 1).

Grosimea stratului variază între 0,30 și 1,10 m, iar conținutul în fier între 10 și 33,80%.

Petrografia și mineralogia nivelului ferolitic. Privit sub lupă sau chiar cu ochiu liber, marna ferolitică prezintă numeroase granule diferit colorate, verde, brun, cărămiziu sau negru, de dimensiuni sub 1 mm, subrotunjite, prinse într-o masă argilo-calcaroasă, cu rare fragmente de cuarț (Vlaha), sau într-un ciment marno-feruginos, cind stratul devine puternic consolidat (pîrul Vălișoara, sub dealul Forberț). Prezintă în general o culoare cenușie-gălbuiie cu pete de alterație ruginii datorită limonitizării. Alteori, același nivel este verde, datorită grăunților de glauconit care predomină. În acest caz nivelul este constituit din marne argiloase verzi, argile verzi sau nisipuri de aceeași culoare, cu un conținut scăzut în fier.

Luată în ansamblu, marna ferolitică are o culoare cenușie-gălbuiie. Zgîrietura ei se prezintă ca o urmă portocalie, cu atât mai intens colorată cu cât zgîrietura afectează zone mai bogate în granule. Sub microscop se disting granule cu contur mai mult sau mai puțin circular de limonit, alături de care, în cantitate mai mică, apare material detritic reprezentat prin cuarț de origine metamorfică. Ceea ce se remarcă este abundența unui mineral fibros, fin criptocristalin, de culoare verde (glauconit), în interiorul



NITA PION PETRE
**COLOANA IN ORIZONTUL ARGILELOR CENUSII
 D. VIIOR (VLAHA) REG. CLUJ**

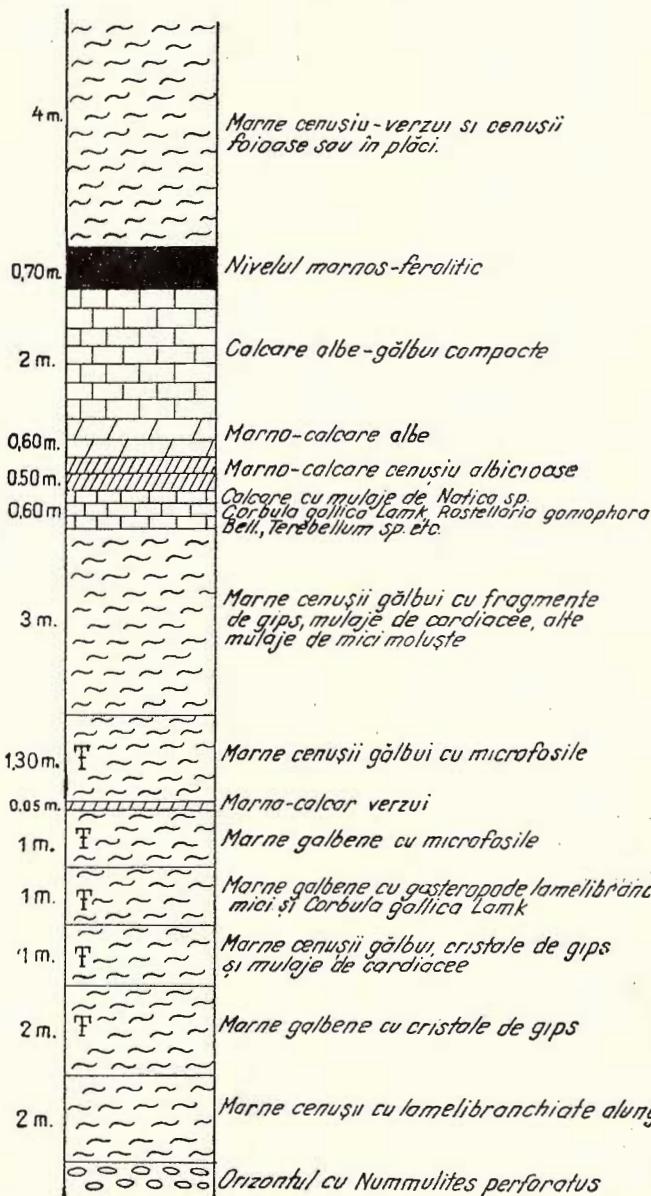


Fig. 1.

cărui se observă aglomerări brune de limonit generat secundar. S-au observat de asemenea procese de coroziune la contactul ei cu mineralul verde.

Din observațiile făcute, rezultă că granulele maronii din rocă nu sunt de natură oolitică, obținute prin precipitare în mediul marin în jurul unui nucleu detritic, ci de cu totul o altă factură, asupra căreia vom reveni mai departe.

Aforimente. Marna ferolitică apare sub formă de iviri naturale în următoarele sectoare: 1, lîngă localitatea Vlaha, sub Dealul Viilor (fig. 2); 2, pe versantul sudic

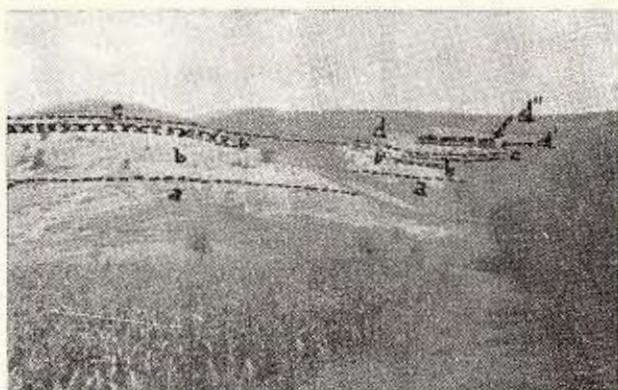


Fig. 2. — Succesiunea depozitelor eocene din Dealul Viilor (Vlaha).
a, orizontul argilelor vărgate inferioare; b, orizontul marnelor și
marno-calcarelor cu *Anomyia*; c, orizontul cu *Nummulites per-*
foratus; d, orizontul argilelor cenușii; d', calcarul cu *Velates*;
d, marnă ferolitică.

al dealului Lughet (la 2 km E de localitatea Vlaha) și anume: în pîrîul Vițelului (versantul drept) și în pîrîul Finiș (versantul drept); 3, pe versanții de vest și est ai dealului Pădurea Mare (la E de com. Săvădisla) și anume: pe drumul Săvădisla-Vălișoara, în valea Somoș (vest), la nord de Valea lui Andraș, în Valea Deasă (versantul stîng și între Valea Deasă și Valea Stricată; 4, pe versanții de nord și vest ai dealurilor Forbreț și Ușior, la 1—3 km nord de localitatea Vălișoara și anume: la vîrsarea văii Orbanoș, în dreptul văii Hediportoc, în împrejurimile văii Cioncaș, în dreptul pîrîului Porcului și sub dealul Calea Tîrgului; 5, pe dealul Capșo (la 300 m sud de localitatea Săvădisla); 6, la sud de Dealul Mare (versantul stîng al văii Hăjdate) și anume: pe partea stîngă a șoselei Săvădisla—Lita, în malul stîng al văii Hăjdate (la nord de confluența pîrîului Lita cu valea Hăjdate) și pe valea Hăjdate (lîngă podul din extremitatea estică a satului Lita).

La sud de valea Hăjdate, nivelul ferolitic capătă un aspect diferit, fiind constituit din marne, argile și nisipuri cu glauconit și conținut scăzut în fier (versantul vestic

al dealului Coasta Mare, versantul drept al văii Rogoaze, versantul drept al văii Arini, imprejurimile localității Filea de Sus).

Calitatea nivelului ferolitic. Analizând cantitatea de fier metalic pe aflorimente, s-a constatat că nivelul ferolitic prezintă variații în conținut cuprinse între 3,77% (la 1,3 km sud sud-vest de localitatea Filea de Sus) și 33,80% (sub dealul Forberă, dincolo de pîrul Porcului).

Zona cu conținut mai bogat se individualizează în partea de nord a regiunii, între localitatea Vlaha și pîrul Hăjdate (aprox. 14 km²), unde procentul mediu în fier pe 24 probe analizate este de 19,39.

La sud de valea Hăjdate conținutul mediu scade, în rocă predominând glauconitul. În cele ce urmează redăm rezultatele analizelor chimice executate în laboratoarele Intreprinderii «Prospecțiuni» a Comitetului geologic, de către SANDA LUPAN privind sectoarele amintite (tabl. 2 și 3).

Geneza marnei ferolitice. Din observațiile de teren, cît și din studiul microscopic, efectuat cu concursul lui V. C. PAPIU de la Institutul Geologic, s-au putut trage unele concluzii referitoare la geneza ferolitelor.

Limonitul ia naștere din oxidarea glauconitului în interiorul rocii argilo-calcaroase, prezentându-se sub formă de aglomerări sau cruste cu contur neregulat, mulțind granulele de glauconit. Aceste aglomerări sau cruste ar reprezenta deci cantitatea de fier fixată inițial în rocă sub formă de glauconit; într-o fază secundară, în urma proceselor avansate de oxidare, ia naștere limonitul.

În ceea ce privește aportul de fier de pe continent, cunoaștem unele date din literatură¹⁾ care se referă la o regiune apropiată de a noastră (regiunea Gilău—Căpușul Mic—Dumbrava). Ele arată că printre rocile care ar fi generat fierul de la Căpușul Mic sunt în primul rînd «amfibolitele cu actinot, hornblendă comună și epidot, care formează varietatea cea mai importantă a coruprilor de amfibolite din regiune. Urmează apoi șisturile cloritoase cu un conținut bogat în fier sub formă de silicati din clasa cloritelor și de oxizi de fier și de titan».

Este posibil ca aceste roci cu un conținut în fier să fi generat, în întreaga regiune dintre Căpuș și Iara, fierul, care, eliberat prin procesul de alterare chimică sub formă de ioni trivalenți, a trecut apoi parțial în forma bivalentă (într-un mediu reducător), dând naștere mai departe glauconitului. Depunerea a avut loc la 3—7 km de țărm.

Concluzii. Cercetările executate au arătat că între localitățile Vlaha și Iara (raion Turda, reg. Cluj), există un al doilea nivel ferolitic în Eocen, intercalat în «orizontul argilelor cenușii».

¹⁾ E. Stoicovici și I. MUREŞAN. Protocol cu sezsare asupra importanței zăcămîntului de fier sedimentar de la Căpușul Mic—Gilău. Arh. Com. Geol. iunie 1960.

TABLOUL 2

Analize chimice pentru fier obținute pentru sectorul Vlaha — părțile Hăjdate

Nr. crt	Nr. probei	Locul de recoltare	Grosimea stratului în m	Fier total %	Fier solubil %	Nr. bul. analiză
1	1524	Vlaha (Dealul Viilor)	0,70	21,67	17,33	1587
2	1524 A	Vlaha (Dealul Viilor)	0,70	19,73	15,70	1587
3	1524 B	Vlaha (Dealul Viilor)	0,70	21,82	18,53	1587
4	6669	Părțul Vițelului (versantul sud Dealul Lughet)	0,40	11,87	11,74	2684
5	6052	Părțul Finiș (malul drept)	0,50	18,76	18,70	2683
6	6669 A	Părțul Vițelului (versantul stâng Dealul Lughet)	0,40	13,70	13,41	2684
7	6185	Valea lui Andraș (150 m N)	1,10	27,24	26,96	2684
8	6185 A	Valea lui Andraș (150 m N)	1,10	20,81	20,51	2683
9	1537	Drumul Săvădisla—Vălișoara	0,60	10,60	10,10	1828
10	1538	Valea Somoș (vest)	0,30	12,00	12,00	1914
11	1538 A	Valea Somoș (vest)	{ strate incomplet deschise (este redată grosimea vizibilă)	0,30	12,40	12,00
12	1538 B	Valea Somoș (vest)		0,30	—	1828
13	1539	Valea Somoș (vest)	0,30	16,31	16,10	2683
14	6269	Părțul Valea Deasă (malul stâng)	0,15	23,55	23,09	2684
15	7328	Între Valea Deasă și Valea Stricată	0,45	—	—	—
16	1669	La gura văii Orbanos	0,50	22,50	22,47	1914
17	1669 A	La gura văii Orbanos	0,50	25,05	24,96	1914
18	1669 B	La gura văii Orbanos	0,50	—	—	—
19	6144	Sub Dealul Forberț (în dreptul Părțului Hediporoc)	0,40	24,83	24,75	2683
20	6144 A	Sub Dealul Forberț (în dreptul părțului Hediporoc)	{ strate incomplet deschise (este redată grosimea vizibilă)	0,40	19,08	19,00
21	6144 B	Sub Dealul Forberț (în dreptul Părțului Hediporoc)		0,40	13,16	13,02
22	1708	Lîngă Valea Cioncaș	0,60	18,20	18,00	1828
23	1664	Lîngă Valea Cioncaș	0,60	18,00	16,99	1914
24	6715	Sub Dealul Forberț (în dreptul Părțului Porcului)	0,65	33,80	31,70	2684
25	6715 A	Sub Dealul Forberț (în dreptul Părțului Porcului)	0,65	10,46	10,19	2684
26	6716	Sub Dealul Calea Tîrgului	0,50	—	—	—
27	6058	Dealul Capso (100 m S de cotă)	0,40	—	—	—
28	2145	Pe partea stîngă a șoselei Săvădisla—Lita	0,40	17,33	17,28	2052
29	69	Pe partea stîngă a șoselei Săvădisla—Lita	0,40	17,66	17,54	2618



TABLOUL 3

Analize chimice pentru fier obținute pentru sectorul situat la sud de valea Hăjdate

Nr. crt	Nr. probei	Locul de recoltare	Grosimea stratelor m	Fier total %	Fier solubil %	Nr. bul. analiză
1	2325	Valea Hăjdate (malul stîng)	0,40	6,08	—	2091
2	66	Valea Hăjdate (malul stîng)	0,40	7,88	—	2286
3	65	Valea Hăjdate (malul stîng)	0,40	10,75	—	2498
4	50	Valea Hăjdate (înălță podul din estul cătunului Lița)	0,20	5,12	—	2498
5	3207	Valea Hăjdate (malul stîng)	—	3,99	—	2748
6	51	Valea Hăjdate (malul stîng)	0,40	8,96	—	2498
7	52	Dealul Coasta Mare	0,20	8,38	—	2452
8	54	Dealul Coasta Mare (versantul vestic)	0,40	6,12	—	2498
9	55	Dealul Coasta Mare (versantul vestic)	0,35	11,00	—	2498
10	56	Dealul Coasta Mare (versantul vestic)	0,25	9,21	—	2498
11	57	Dealul Coasta Mare (versantul vestic)	0,40	14,72	—	2617
12	58	Valea Rogoase (versantul drept)	0,35	10,21	—	2686
13	59	Valea Arini (versantul drept)	0,60	13,70	—	2748
14	2428 a	Valea Arini (versantul drept)	0,25	10,53	—	2052
15	2428 b	Valea Arini (versantul drept)	0,30	11,28	—	2052
16	60	Valea Arini (versantul drept)	0,30	9,30	—	2686
17	875	Filea de Sus (1,5 km SW)	0,30	7,68	—	2471
18	945 c	Filea de Sus (1 km WSW)	0,45	4,48	—	2471
19	945 c	Filea de Sus (1 km WSW)	0,60	15,49	—	2471
20	964 c	Filea de Sus (1,2 km vest)	0,20	2,30	—	2471
21	1272	Filea de Sus (0,8 km NW)	0,45	12,76	—	2471
22	1274	Filea de Sus (1 km NW)	0,30	11,71	—	2471
23	1274	Filea de Sus (1 km NW)	0,30	14,10	—	2693
24	1296	Filea de Sus (1,3 km SSW)	0,50	3,77	—	2471
25	1396	Filea de Sus (0,8 km W)	0,45	12,54	—	2471

Analizele chimice efectuate din acest nivel, arată un conținut variabil în fier cuprins între 3,77% și 33,80% și un conținut mediu pentru partea de nord a regiunii, de 19,37%.

Limonitul rezultă din transformarea totală sau parțială a glauconitului și se prezintă sub formă de granule sau cruste cu contur neregulat. Astfel, minereul ferolitic din împrejurimile Vlahei și Iarei se deosebește net ca geneză și poziție stratigrafică de minereul colitic-limonitic de la Căpușul Mic.

Punerea în evidență a acestui nou nivel deschide perspective pentru identificarea și a altor nivele de acest fel în cadrul formațiunilor paleogene, unde presupunem condiții de geneză asemănătoare.



BIBLIOGRAFIE

1. PAPIU CORVIN V. Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Științ. București 1960, cap. 13, pag. 439—447.
2. RÄILEANU Gr. și SAULEA E. Paleogenul din reg. Cluj și Jibou (nord-vestul Bazinului Transilvaniei) *An. Com. Geol.*, XXIX, București 1956.
3. SAUKOV A. A. Geochimie (traducere din limba rusă). Ed. Tehnică 1954, cap. X, pag. 384—394.
4. SZADECZKY KARDOSS E. Contribuțiuni la geologia Ardealului de nord-vest. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV, București 1930.
5. SAULEA E. Cercetări geologice în reg. Săvădisla Florești Cluj Comitetul Geologic, Prospecțiuni 1953.
6. VLAICU TĂTĂRÎM N. Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj. Univ. C. I. Parhon, Facultatea de Geol.-Geografie, București 1958.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НОВЫМ ФЕРРОЛИТОВЫМ ГОРИЗОНТОМ
ЭОЦЕНА В ОКРЕСНОСТЯХ КЛУЖА

НИЦЭ ПИОН ПЕТРЕ

(Краткое содержание)

В бассейне В. Сэвэдисла автор установил наличие нового ферролитового горизонта в эоцене помимо горизонта идентифицированного в бассейне В. Кэпушулуй на — З — Клужа (7).

Горизонт взятый на учет составлен из ферролитовых серо-голубоватых мергелей, с ржавыми выветрелыми пятнами с лимонитом и глауконитом, в разнообразных количествах. Эти мергеля расположены прослойками в «горизонте серых глин», залегающих над известняками с *Velates*.

Автором было установлено, что лимонит является результатом окисления глауконита в период диагенеза. Таким образом генезис ферролитов мергелистого горизонта, который вклинился прослойками в «горизонте серых глин», повидимому, отличается от ферролитов оолито-лимонитового минерала, находящихся под отмелью с *Nummulites perforatus* в бассейне В. Кэпушулуй.

UN NOUVEAU HORIZON FERROLITHIQUE DANS L'ÉOCÈNE
DES ENVIRONS DE CLUJ

PAR
NIȚĂ PION PETRE

(Résumé)

Dans le bassin de Valea Săvădisla, l'auteur détermine dans l'Éocène un nouveau niveau ferrolithique différent de celui identifié dans le bassin de Valea Căpușului, à l'ouest de Cluj.



Le niveau est constitué par une marne ferrolithique gris-jaunâtre, à taches rousses d'altération dues à la limonite et à la glauconie en quantités variables. Cette marne est intercalée dans « l'horizon des argiles grises » au-dessus des calcaires à *Velates*.

On considère que la limonite résulte de l'oxydation de la glauconie pendant la diagénèse. C'est pourquoi la genèse des ferrolithes du niveau marneux, intercalé dans « l'horizon des argiles grises » diffère de celle des ferrolithes du mineraï oolithique-limonitique situé au-dessous du banc à *Nummulites perforatus* dans le bassin de Valea Căpușului.





Institutul Geologic al României

STUDIU PETROGRAFIC AL DEPOZITELOR
KIMMERIDGIANULUI DINTRE HÎRȘOVA ȘI CERNAVODĂ ¹⁾

DE

GOGU PÎRVU

Nota de față prezintă rezultatele petrografice obținute asupra depozitelor Kimmeridgianului de pe profilul Hîrșova—Cernavoda—versantul drept al văii Dunării (vezi planșa).

Răspindirea și descrierea macroscopică a depozitelor. Depozitele Kimmeridgianului, dispuse în continuitate de sedimentare peste Oxfordian, au fost întâlnite de cercetătorii anteriori (I. SIMIONESCU, GH. MACCVEI, M. CHIRIAC, etc.) cu deosebire în malul drept al Dunării între valea Tichilești (Cekirgea) și comuna Dunărea. (fig. 1). Deschideri de dimensiuni reduse au mai fost întâlnite la sud-est de comuna Topalu, în versanții văii Tătarului și în versanții văilor Alvănești și Alsănești. Partea superioară a Kimmeridgianului, puternic erodată, suportă formațiunile Cuaternarului reprezentate prin loessuri și mai puțin prin lehmuri. Litologic, Kimmeridgianul întâlnit pe profilul și în punctele amintite este constituit dintr-o alternanță de calcare, calcare recifale și dolomite, despărțite între ele printr-un strat pelicular—film—marnos-argilos, fapt care a permis separarea mai multor orizonturi litologice, a căror descriere, de jos în sus, este următoarea (fig. 2):

Un orizont de calcare fine, albe-cafenii, ușor stratificate, dure, cu spărtură concoidal-ășchioasă, în care sînt prinse corpuri masive de calcare recifale, de culoare asemănătoare calcarelor-gazdă, dar cu aspect porțelanos și cu numeroase nivele și lentile dolomitizate. Orizontul, în ansamblu, conține resturi de echinide, brachiopode și moluște și se dezvoltă pe o grosime de 7—8 metri (oriz. I).

Un orizont de dolomite verzui-cafenii, cu pete ruginii cu structură granulară pronunțată, observîndu-se frecvent fețele romboedrelor. Stratificația acestor dolomite este perfect evidentă, între dolomite și calcarele peste care stau interpunîndu-se un strat pelicular (0,5—1 mm) marnos. Pe suprafața de stratificație a dolomitelor și pe

¹⁾ Comunicare în ședința din 9 februarie 1962.

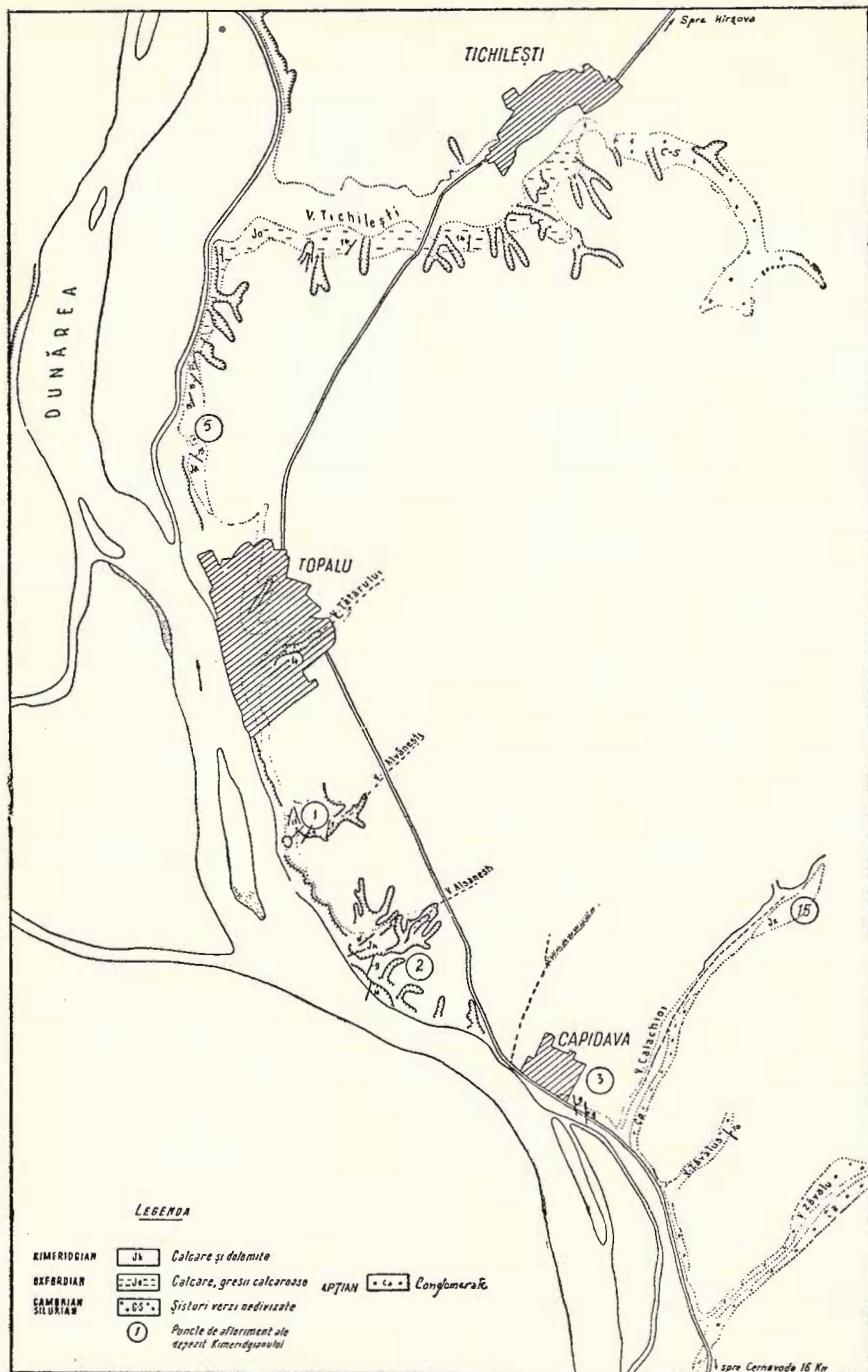
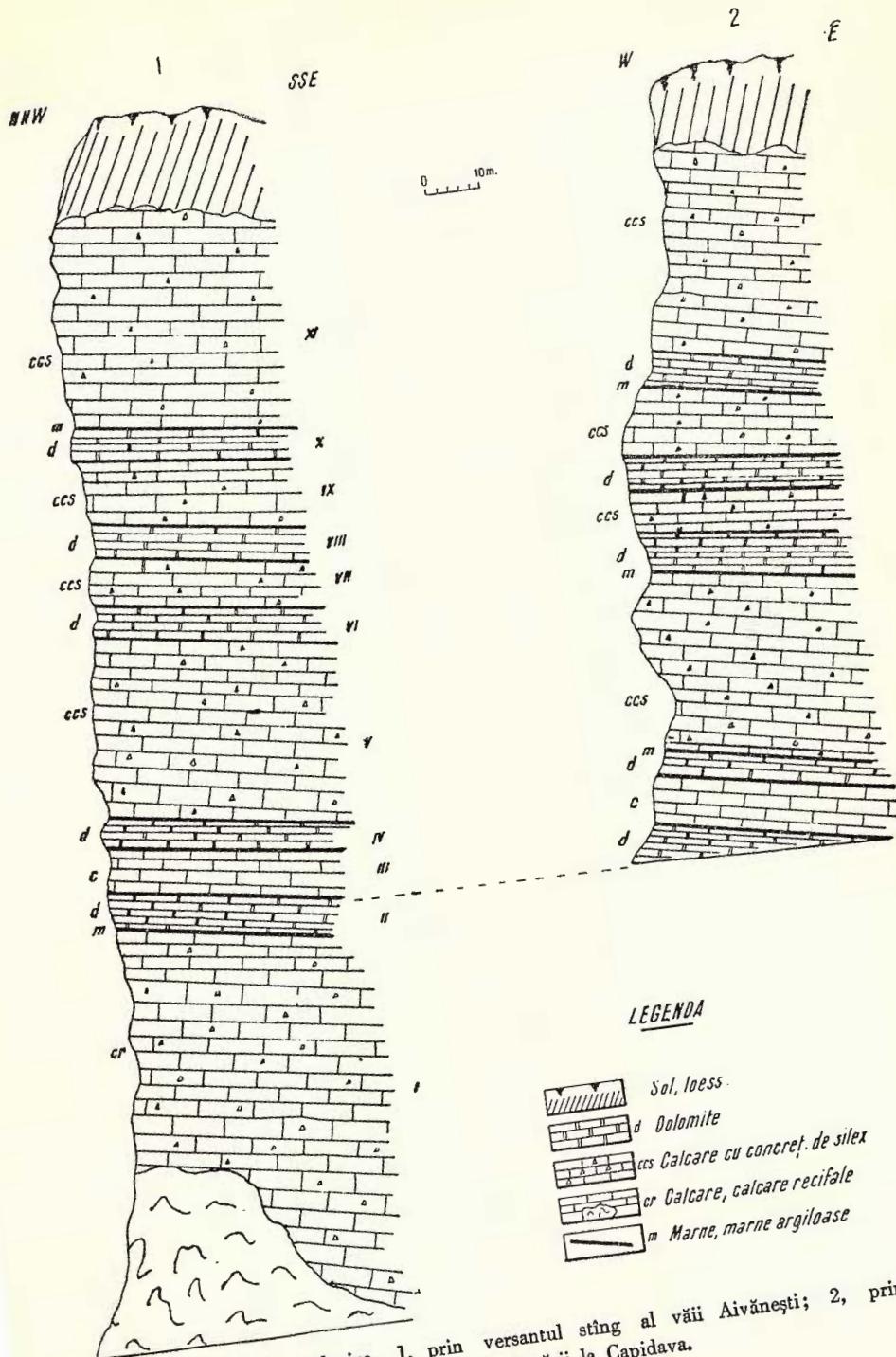


Fig. 1. — Schiță cu afloamentele depozitelor Kimeridgianului.



LEGENDA

	Sol, loess
	d Dolomite
	ccs Calcare cu concretii de silex
	cr Calcare, calcare recifale
	m Marne, marne argiloase

Fig. 2. — Secțiuni geologice. 1, prin versantul stâng al văii Aivănești; 2, prin versantul drept al Dunării la Capidava.

fisuri se observă frecvent un nisip fin, alb, rezultat în urma desprinderii romboedrilor dolomitici, iar la lovirea cu ciocanul, acesta se afundă în strat și produce un sunet înfundat. Grosimea orizontului este de 0,60 m (oriz. II).

Peste orizontul dolomitic stau calcare fine, albicioase, compacte, cu pete cenușii-gălbui, cu spărtură așchioasă, dezvoltându-se pe o grosime de 0,90 m (oriz. III). Între ele și dolomite se interpune iarăși un strat pelicular marnos-argilos de culoare cenușie. Peste calcarele albicioase urmează un nou orizont de dolomite verzuie-cenușii sau verzuie închis în stare umedă, ușor vacuolare, cu structură granulară pronunțată cu stratificație evidentă (3600/80) cu același nisip albicios pe suprafața de stratificație ca în cazul orizontului II și producind același sunet înfundat la lovirea cu ciocanul. Nisipul de pe suprafața de stratificație este ceva mai grosier deoarece romboedrii dolomitici sunt mai bine dezvoltăți. La partea superioară a orizontului se observă din nou un strat pelicular marnos-argilos de culoare cenușie. Grosimea orizontului dolomitic măsoară 0,50 m (oriz. IV).

Urmează un banc puternic de 3,50 m grosime de calcare albe, fine, compacte, cu spărtură concoidal-așchioasă, cu rare concrețiuni de silex și care spre partea lor superioară prezintă treceri către dolomite, acestea concretizându-se sub formă de lentile mult alungite lăsând impresia unei stratificații. Ele sunt mult mai dure decât roca-gazdă și se lasă foarte greu atacate de acidul clorhidric. La partea superioară stratul pelicular marnos-argilos este foarte redus, aproape imperceptibil (oriz. V).

Urmează apoi un nou pachet de dolomite verzuie-cenușii, cu stratificație evidentă și perfect asemănătoare petrografic cu orizontul IV. Grosimea acestui orizont a fost evaluată în jurul a 0,60 m (oriz. VI).

Orizontul precedent suportă în continuare un strat pelicular marnos-argilos, peste care se dispun calcare albe, compacte, fine, cu rare concrețiuni silicioase și cu spărtură dreaptă-colțuroasă. Ele se dezvoltă pe 0,90 m grosime (oriz. VII).

Peste acest orizont se dispune direct, fără intermediul stratului pelicular marnos, un nou orizont dolomitic de culoare pronunțat verzuie, cu granulație mare, cu stratificație evidentă ($365^{\circ}/9^{\circ}$), cavernoase, pereții cavernelor fiind tapisați cu cristale fine de dolomit pigmentate cu oxizi de fier. Grosimea acestui orizont nu depășește 0,60 m (oriz. VIII).

Orizontului VIII îi urmează imediat stratul pelicular marnos-argilos, peste care repauzează apoi un banc de calcare cafenii, ușor vacuolare, cu rare concrețiuni de silex și cu spărtură așchioasă. Grosimea acestui banc atinge 1,20 m (oriz. IX). Urmează apoi un nou orizont dolomitic de granulație fină, având obișnuita culoare verzuie-cenușie, compact, dar la lovirea cu ciocanul nu se mai aude zgomotul caracteristic înfundat. De asemenea, nisipul dolomitic este mai puțin frecvent. Orizontul prezintă o stratificație perfectă și măsoară 0,40 m grosime (oriz. X).

În fine ultimul orizont, oriz. XI, este alcătuit din bancuri groase de calcare cafenii cu pete cenușii, compacte, cu numeroase concrețiuni de silex, dure, cu spărtură



concoidală și se dezvoltă pe o grosime de 3—4 m. Între el și orizontul dolomitic peste care stă se interpune de asemenea stratul pelicular marnos-argilos, cenușiu, care de data aceasta prezintă numeroase pete negricioase. În partea sa superioară, puternic erodată, orizontul calcarelor cafenii suportă depozitele Cuaternarului reprezentate prin loess, lehm și sol.

Menționăm că în general orizonturile calcaroase prezintă o stratificație slabă, în comparație cu orizonturile dolomitice care prezintă o evidentă stratificație datorită stratului pelicular marnos-argilos care se repetă aproape întotdeauna la limita dintre dolomite și calcare.

Descrierea microscopică a depozitelor. Pentru studiul microscopic al depozitelor Kimmeridgianului au fost analizate 68 secțiuni subțiri, confectionate din probe colectate din trei profile cu succesiunea stratigrafică cea mai completă: cariera Topalu, profilul din versantul sudic al văii Alvănești și deschiderea de sub ruinele cetății Capidava. Observațiile microscopice au scos în evidență că de fapt Kimmeridgianul este constituit dintr-o succesiune ritmică de calcare criptocristaline-pseudoolitice, în parte coraligene și dolomite, după cum urmează:

Orizontul I este constituit dintr-o masă calcaroasă criptocristalină, pe alocuri microcristalină, în diverse grade de diageneză, în care se disting corpusculi pseudoolitici și forme de corali bine păstrați, cu pereții larg cristalați, hialini, cristalele de calcită prezintând contururi evidente. Secundar se observă, atât la calcarele criptocristaline cât și la cele coraligene, granule de pirită, fragmente de echinide, foraminifere rău conservate și valve de ostracode. Către partea superioară calcarele criptocristaline — pseudoolitice coraligene trec la un calcar dolomitic cu structură porfiroblastică și textură compact-vacuolară. Romboedrii dolomitici sunt larg dezvoltăți (0,06 mm), prezintă un evident caracter de zonalitate și totdeauna sunt răspândiți neuniform în masa criptocristalină.

Orizontul II este constituit dintr-un dolomit slab calcaros, cu structură granulară și textură compactă. Dolomitul ia parte la alcătuirea rocii în proporție de 78%, iar restul de 22% revine calcitei, la care se adaugă un ridicat procent de oxizi de fier ce pigmentează calcita și care imprimă rocii culoarea verzuie-cenușie. Romboedrii dolomitici sunt bine dezvoltăți (0,045 mm) și echigranulari.

Orizontul III este alcătuit exclusiv din calcare criptocristaline pseudoolitice, calcarele prezintând o structură pseudoolitică și textură compactă. Sub microscop se observă o asociație intimă între calcita criptocristalină și corpusculii pseudoolitici echidimensionali și uniform răspândiți în toată masa rocii. Pe alocuri prezintă un început de diageneză. De asemenei masa calcaroasă criptocristalină prezintă zone recristalizate diagenetic. Secundar se observă oxizi de fier, pirită și argilă coloidală.

Orizontul IV este alcătuit exclusiv din dolomite cu structură tipic mozaicată și textură compactă. Romboedrii dolomitici sunt larg dezvoltăți (0,08 mm), echigra-

nulari și pe alocuri pigmentați cu oxizi de fier, care imprimă culoarea rocii. Analizele chimice efectuate pe două probe colectate din acest orizont au scos în evidență că dolomitele au un conținut de cca 78% $\text{CO}_3\text{Mg} \cdot \text{CO}_3\text{Ca}$.

Orizontul V apare constituit din calcare criptocristaline care trec treptat către partea lor superioară la calcare slab dolomitice; astfel roca posedă structuri diferite: criptocristalină în bază și porfiroblastică către partea superioară. Textura, și într-un caz și în altul, este compactă. Masa calcaroasă criptocristalină este pe alocuri diage nizată, prezintând zone cu calcită secundară larg cristalizată și limpede. În această masă se observă cu totul secundar granule și cuiburi de pirită, cuiburi de silice criptocristalină și oxizi de fier asociati uneori cu argilă coloidală.

Orizonturile VI și VIII apar constituite din unul și același dolomit, cu structură mozaicată și textură compactă. Romboedrii dolomitici sunt larg dezvoltăți (0,08–0,09 mm), echigranulari și pigmentați cu oxizi de fier. Analizele chimice efectuate pe patru probe colectate din aceste orizonturi au arătat că dolomitele au un conținut de cca 78% $\text{CO}_3\text{Mg} \cdot \text{CO}_3\text{Ca}$.

Orizonturile VII și IX microscopic apar constituite din calcare criptocristaline și calcare criptocristaline pseudoolitice cu textură compactă. În masa calcaroasă se disting, în afară de pseudoolite, granule de pirită, cuiburi de silice amorfă și criptocristalină, oxizi de fier și forme de foraminifere nedeterminabile. Sporadic se observă granule aleuritice de quart. Calcita criptocristalină, cît și pseudoolitele, sunt într-un stadiu diagenetic înaintat, ceea ce face ca recristalizarea calcitei să dea naștere la plaje sau zone larg cristalizate. Pe alocuri se observă treceri gradate de la masa calcitică la zonele recristalizate.

Orizontul X este constituit din dolomite cu granulație fină și textură compactă. Romboedrii dolomitici au dimensiuni cuprinse între 0,009 și 0,016 mm, iar printre ei se observă mici cuiburi de oxid de fier. Analizele chimice efectuate pe o probă de rocă colectată din acest orizont au scos în evidență un conținut de CO_3Mg egal cu 30%.

Orizontul XI, reprezentat prin calcare criptocristaline, încheie seria alternanțelor din Kimmeridgian. Calcarele acestui orizont sunt constituite dintr-o masă calcaroasă criptocristalină (0,04–0,006 mm) ușor diagenizată, în care se disting pe alocuri corpusculi pseudoolitici, iar sporadic pirlita și argila coloidală.

Concluzii. Observațiile macroscopice efectuate asupra orizonturilor dolomitice pe teren — stratificația perfectă a dolomitelor, prezența pe suprafață de stratificație și în crăpături a nisipului sau «făinei» dolomitice, cavernele tapisate cu cristale fine de dolomit, sunetul înfundat pe care-l produce la lovire, aspectul afinat al stratului, — precum și observațiile microscopice efectuate pe secțiuni subțiri — structura mozaicată, textura compactă, dimensiunile echigranulare ale romboedrilor, lipsa oricărui element detritic sau faunistic, — ne permit să afirmăm că suntem în prezența unor dolomite primare pe care cercetătorii anteriori le-au considerat drept gresii.

Din enumerarea și descrierea orizonturilor Kimmeridgianului se observă, începînd din bază și pînă în partea sa superioară, o alternanță repetată de calcare și dolomite, uneori calcarele fiind întovărășite și de calcare recifale. Această alternanță arată că sedimentarea formațiunilor Kimmeridgianului s-a făcut într-un mediu neritic tipic, cu mișcări repetitive pe verticală și cu schimbări succesive în alcalinitatea apelor marine. Înînd seama de faptul că în majoritatea cazurilor dolomitizarea în mediu marin se produce cu precădere în imediata apropiere a depozitelor recifale și recifogene și că aceste dolomitizări se produc de obicei sub adîncimea de 200 m, putem aprecia cu aproximație că ridicările și coborîrile apelor marine nu depășeau 100—150 m. Adică în cazul orizontului I, unde sănt întîlnite calcare recifale, adîncimea apelor marine era la început în jurul a 30—80 m. Către partea superioară a calcarelor recifale încep să apară romboedrii dolomitici ceea ce denotă că fundul mării a început să coboare, iar apele au început să devină din ce în ce mai alcalinizate, fapt care favorizează depunerile marine de dolomite din orizontul II.

Stratul pelicular marnos-argilos care se înterpune în majoritatea cazurilor între aceste alternanțe vine în sprijinul oscilațiilor pe verticală și totodată el a jucat un rol de ecran protector împiedicînd circulația activă a soluțiilor ce ar fi putut dizolva în bună parte orizonturile dolomitice.

Fundul mării se ridică și coboară cu schimbări în alcalinitatea mediului de depunere (pH 8,5—9) de mai multe ori, pînă când capătă o oarecare stabilitate, depunîndu-se către partea superioară a Kimmeridgianului calcarele criptocristaline masive pe o grosime de 4—5 m.

Dezvoltarea redusă pe verticală a orizonturilor dolomitice în comparație cu cea a orizonturilor calcaroase, arată că perioada de scufundare a fundului marin era mult mai scurtă, ca timp, decît cea de ridicare.

BIBLIOGRAFIE

1. COLLET L. Les dépôts marrins. Paris. 1908.
2. CORRENS C. W. și BARTH-CORRES-EŠKOLA. Die Entstehung der Gesteine, Berlin 1939.
3. KLENNOV V. Gheologhiia morea. Moscova—Leningrad 1952.
4. LUCAS G. Action des amines fortes carbonatées sur l'eau de mer. *C. R. Acad. Sc. France*, tom. 229 1949.
5. PAPIU V. C. Petrografia rocilor sedimentare. Edit. științ. 1960.
6. REULING H. TH. Der Sitz der Dolomitisierung. Versuch einer neuen Auswertung der Bohrergebnisse von Funafuti *Abh. Senkenberg. Naturforsch. Ges.*, 428. 1934.
7. ŠVĚTOV M. S. Petrografia Asadicnîh parod. *G.O.N.T.I.*, 1948.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КИМЕРИДЖСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУ ГЫРШОВА И ЧЕРНАВОДЫ

г. ПЫРВУ

(Краткое содержание)

Настоящая отметка представляет петрографические результаты, полученные при исследовании киммериджских отложений в профиле долины Дуная, между Гыршово—Чернаводы. Киммериджские отложения залегают всегда над оксфордскими образованиями в продолжении седиментации, а в верхней своей частью подстилают четвертичные и лессовые отложения.

С литологической точки зрения киммериджский ярус составлен из чередования известняков, рифовых известняков и доломитов, отделенных между собой мергелисто—глинистым пелликулярным пластом.

На основании петрографических—макроскопических и микроскопических критерий, были выделены 11 литологических горизонтов, в том числе 5 первичных доломитовых горизонтов и 6 тонкогранулярных известняковых горизонтов.

Автором было установлено, что доломиты входят в состав первичных доломитов на основании следующих наблюдений: безукоризненная стратификация, наличие стратификаций на поверхности и в трещинах доломитового песка, каверны оклеенные тонкими доломитовыми кристаллами, рыхлый облик пластов, мозаичная структура, плотная или слабо разряженная текстура, эквигранулярные размеры ромбоэдр и полное отсутствие какого бы то ни было десритового или фаунистического элемента.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE SUR LES DÉPÔTS DU KIMMÉRIDGIEN ENTRE
HÎRŞOVA ET CERNAVODA

PAR

GOCU PÎRVU

(Résumé)

L'auteur présente les résultats pétrographiques acquis dans les dépôts kimméridgiens de la coupe du Danube entre les localités Hîrşova et Cernavoda. Les dépôts kimméridgiens reposent toujours en continuité de sédimentation sur les formations oxfordiennes, et à la partie supérieure ils supportent des dépôts quaternaires, de lœss-limon.



Au point de vue lithologique, le Kimméridgien est constitué par une alternance de calcaires, calcaires récifaux et dolomies, séparés par une couche marno-argileuse. Suivant les critères pétrographiques — au point de vue macroscopique et microscopique — ont été identifiés 11 horizons lithologiques, dont cinq horizons de dolomies primaires et six horizons de calcaires fins.

On considère que les dolomies appartiennent à la catégorie des dolomies primaires selon les observations suivantes: stratification parfaite, sable dolomitique sur la surface de stratification et dans les fissures, cavernes tapissées de fins cristaux de dolomie, couche d'aspect friable, structure en mosaïque, texture compacte et faiblement vacuolaire, dimensions échigrenues des rhomboèdres et absence de tout élément détritique ou faunique.



Institutul Geologic al României

DATE NOI PRIVIND STRUCTURA BAZINULUI ROŞIA MONTANĂ¹⁾

DE

REMUS ŞTEFAN

Sub denumirea de « Bazinul Roşia Montană » se cunoaşte în literatura geologică o « insulă » de formaţiuni mediteraniene, sedimentare şi eurptive, înconjurată de iviri ale Cretacicului. Se pare că acest « bazin » nu este altceva decât un rest al celui mai nordic golf al bazinului mediteranean, cu dezvoltarea cea mai largă spre sud şi sud-est, în regiunea Almaş—Zlatna. De altfel, formaţiuni analoage se mai găsesc la numai cîţiva kilometrii mai spre sud, pe teritoriul localităţii Bucium, ceea ce ar demonstra legătura cu bazinul Zlatna—Almaş.

Scurtă caracterizare geologică a bazinului Roşia Montană. Formaţiunile cele mai vechi ce apar în împrejurimile localităţii Roşia Montană aparţin Cretacicului, în special Cretacicului superior, reprezentat prin gresii calcaroase, şisturi argiloase, argilo-grezoase, marno-calcaroase, şi conglomerate. Aceste formaţiuni constituie fundamentul peste care se aştern formaţiunile sedimentare mediteraneene.

Mediternul este reprezentat prin roci mixte sedimentar-eruptive, conglomeratele şi gresiile tufitice, şi roci eruptive, dacite şi riolite (2).

Cu toate că pînă acum nu am reuşit o orizontare sistematică a seriei mixte sedimentar-eruptive, am putut remarcă o variaţie în componenţa litologică a acestora pe verticală. Această variaţie este mai ales în legătură cu cantitatea şi tipul de material piroclastic întrasedimentar. În campania din vara anului 1960, am remarcat că în orizonturile inferioare materialul piroclastic înglobat în conglomerate este o rocă complet sericitată sau caolinizată, de culoare albă; în masa unora dintre acestea, rareori şi foarte greu pot fi recunoscute unele contură de feldspaţi sau hornblende, minerale complet argilizate; sporadic se găsesc fenocristale submilimetrice de cuarţ. Datorită inconsistenţei acestor roci nici un eşantion nu a putut fi colectat. Pe baza acestor caractere şi a naturii produselor lor de alteraţie am considerat că acestea ar fi andezite.

¹⁾ Comunicarea în şedinţa din 29 decembrie 1962.



Cantitatea de material andezitic în conglomerate este foarte scăzută, de maximum 15—20%; local poate fi mai mare. Se pare însă, că unele fragmente sericitizate și cloritizate de culoare verzuie ar putea mai degrabă să fie raportate la mafafe.

Deasupra acestui nivel se trece la un conglomerat tufitic în care se amestecă material piroclastic andezitic și dacitic; materialul piroclastic poate depăși local 30% din masa rocii.

Orizontul următor este reprezentat prin alternanțe de conglomerate tufitice, gresii microconglomeratice, chiar gresii tufitice, în care materialul piroclastic este dacitic; el atinge 25—35% din masa rocii.

Orizontul superior, probabil de altă vîrstă, care s-a păstrat în această zonă, este reprezentat prin conglomerate și gresii grosiere pînă la microconglomerate, foarte sărace în material piroclastic. Grosimea acestor orizonturi nu o putem aprecia acum, ci numai după ce vom ridica în mare detaliu toate datele de suprafață și subteran pe o bază topografică corespunzătoare; grosimea maximă a acestei formațiuni, în ansamblu, poate fi totuși aproximată la 400 m.

F o r m a ţ i u n i p o s t - m e d i t e r a n e e n e. În partea de mijloc a bazinului, pînă sub culmea Brădășelu, se află o fîșie cu direcția aproximativă est-vest, reprezentată prin roci cu aspect diferit de acela al formațiunilor mediteraneene. Este vorba de formațiunile pe care T. P. GHÎTUȚESCU și M. SOCOLESCU le-au considerat pliocene și care sunt reprezentate prin marne, argile și gresii slab cimentate. Această formațiune ocupă partea cea mai scufundată a bazinului și ar putea reprezenta episodul final de sedimentare al orizontului superior.

R o c i e r u p t i v e. Dacitele și riolitele sunt roci de culoare albă, asemănătoare ca aspect, în egală măsură sericitizate, caolinizate, silicificate și piritizate, dacitele au însă fenocristale de cuarț mai mărunte decît ale riolitelor.

Dacitele apar sporadic în partea de est a masivului Cîrnic și în zona dealului Cîrnicel, pe cînd riolitele formează două corperi mari și cîteva resturi de curgeri, înrădăcinatîe în dealul Cîrnicel, și în dealul Cetate. După punerea în loc a acestor corperi eruptive a urmat o puternică activitate explozivă, ducînd în cîteva episoade la formarea breciei riolitice, breciei mixte și breciei negre (2). În legătură cu punerea în loc a acestor roci și în special după încetarea activității explozive, s-au format importante zăcăniinte auro-argintifere.

Andezitele de Rotunda apar în interiorul bazinului mediteranean, în zona Țarina și în cadrul localității Roșia Montană.

Considerații structurale asupra zonei situate între dealul Cîrnei, dealul Cetate, Orlea, Țarina, Igre-Văidoaia. Ne-am propus ca în nota de față să tratăm două probleme: 1, relații genetice și spațiale între corpurile eruptive și mineralizațiile filoniene din zona Orlea, Țarina, Igre-Văidoaia și 2, manifestări tectonice posterioare mineralizării.



Prima problemă se ridică în legătură cu prezența unor zăcăminte auro-argintifere în zone apropiate unor corpuri eruptive înrădăcinate, dar localizate în formațiuni sedimentare. O situație de acest fel o constituie prezența zăcămintelor auro-argintifere din zona Orlea, Țarina, Igre-Văidoaia, din bazinul mediteranian de la Roșia Montană. În zona dealului Orlea, pe o suprafață de cca 2 km², au fost exploataate de către particulari în trecut, la suprafață și prin galerii de coastă de mic metraj, mari cantități de aur din filoane localizate în complexul conglomeratic tufitic mediteranian. Lucrările actuale aua juns la cca 160 m sub nivelul mediu al suprafeței, regăsind numai puține din filoanele de suprafață cu un conținut auro-argintifer interesant. Puțin mai la est, peste valea Orlea, se află un alt cîmp minier denumit Țarina, deschis și exploatat aproape în întregime la trei orizonturi (orizontul principal « 23 August », minus 30 m și minus 60 m). La cca 1 km mai la est de cîmpul Țarina se află, pe o pantă foarte abruptă, zona exploatarilor de la Lespedari—Igre—Văidoaia. Aici se află galerii pornite de la suprafață, ce amintesc pe cele din vîrful Cetății; acestea nu sunt altceva decât rezultatul unor intense exploatari vechi.

Deci, aceste cîmpuri sunt situate pe un « aliniament » E—W, cu toate că toate filoanele au direcția generală N—S, deviind cu 10—25°, spre vest sau est, cu excepția filonului scaun Crucea din Orlea, care are direcția generală E—W, și înclină spre sud cu 45°; menționăm că filonul scaun Crucea din Orlea interceptează filoanele din zona Țarina și că la intersecții se remarcă îmbogățiri în conținutul auro-argintifer, precum și faptul că filoanele din această zonă sunt în general mai bogate în coperișul filonului, cum ar fi Crucea din Orlea. Această zonă mineralizată este situată în medie cu 300 m (Orlea) la 500 m (Igre—Văidoaia) la nord de masivele riolitice din Cetate și Cîrnic.

Privitor la originea soluțiilor hidrotermale care au dus la formarea atîtor filoane, este ușor de înțeles că vom fi numaidecît înclinați să spunem că sunt generate de corpurile riolitice din imediata apropiere.

Dar cum au ajuns soluțiile mineralizate aici?

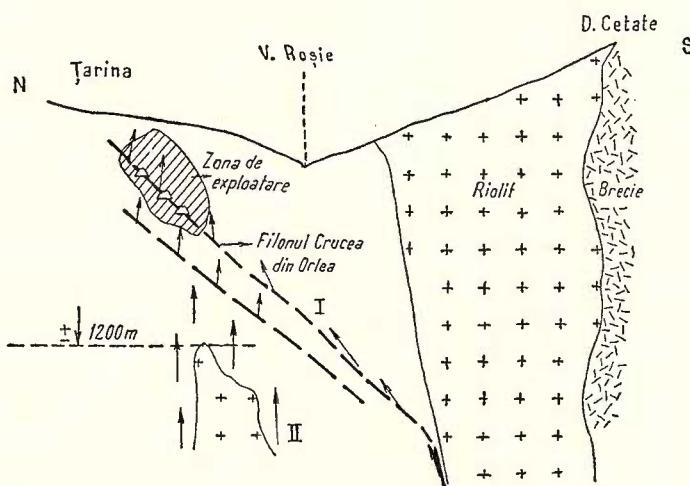
Vom încerca să discutăm tocmai această problemă în lumina datelor pe care le cunoaștem, atît de ordin general, cît și de ordin local. Considerăm că există în această zonă fracturi de natură tectonică cu direcția generală N—S, formate în diferite faze, încă înainte de începutul erupțiilor, respectiv al sedimentării în bazin și pînă după încheierea proceselor de mineralizare. Argumentele principale sunt:

Numerouse fracturi cu direcția generală N—S sunt mineralizate auro-argintifer. Asemenea filoane se află în riolite care s-au pus în loc după încrezărea sedimentării în bazin sau spre finele acestieia.

Important de remarcat este însă și faptul că există numeroase fracturi cu aceeași direcție generală nemineralizate.

În concluzie, formarea fracturilor cu această direcție a durat mult, adică bazinul a fost în îndelungă agitație tectonică.

Remarcăm pe de altă parte faptul că filonul Crucea din Orlea, cea mai importantă fractură filoniană din zona Orlea–Țarina, având direcția generală E–W și înclinând spre sud, adică spre stîlpii de riolit din Cetate și Cîrnic, a fost cel mai bogat filon și că însăși filoanele cu direcția generală N–S interceptate de acesta sănăt mai bogate în aur și argint în coperișul lui. Ultimă constatare ne permite să formulăm prima ipoteză cu privire la mersul soluțiilor mineralizatoare (vezi figura). În această



I Mersul soluțiilor mineralizatoare în ipoteza I-a
II Mersul soluțiilor mineralizatoare în ipoteza a II-a

primă ipoteză se poate considera că fractura principală filoniană Crucea din Orlea afectează zona de contact a corporilor riolitice și că soluțiile hidrotermale de pe zona de contact a acestor corpuri au pătruns pe planul acestei fracturi (probabil și pe a altora mai adânci paralele cu ea) și au ajuns în sistemul de fracturi cu direcție generală N–S. În acest mod, explicindu-se conținuturile mai ridicate pe fractura principală Crucea din Orlea și pe fracturile cu direcția N–S în coperișul filonului Crucea, interesant de reținut este că totuși mineralizația este mai bogată în general la nivele superioare.

În ce privește originea fracturii Crucea din Orlea sănăt predispusi să credem că ea este nu de natură tectonică, ci rezultatul forțelor: forța de efuziune verticală a riolitelor (lave viscoase) și presiunea laterală a rocilor înconjurătoare (cu valoare maximă în plan orizontal) (vezi figura).

Cu toate că interpretarea formulată pînă aici este foarte tentantă, se poate ridica și o altă problemă care are elemente serioase de justificare. Specifice, am putea spune pentru Munții Metaliferi sătării de filoane auro-argentifere în formațiuni cretacice la depărtări mari de aparate vulcanice (ex. Bucium, Botș, Valea Dosului, etc.) (1). În aceste cazuri, există tendință de a considera că astfel de mineralizații ar fi legate de corpuri subvulcanice. Nu vom discuta aici toate cazarile citate pentru că probabil punerea în loc a mineralizațiilor susmentionate este posibilă pe ambele căi, ci vom discuta aceasta a două ipoteză în lumina datelor cunoscute din zona Igre—Văidoaia.

Trebuie să menționăm în prealabil că acest lucru poate fi văzut pe schița geologică anexă; filonul Crucea din Orlea nu mai este cunoscut la est de cîmpul minier Țarina; de aceea, în această zonă nu mai avem argumentele formulate la prima ipoteză. În schimb, aici apare un mic neck de riolit de cîteva zeci de metri diametru, care a fost găsit și de unele galerii de coastă din baza versantului drept al văii Roșia. Mai mult, în zona exploatarilor din zona Igre—Văidoaia mineralizațiile sătăcătoare sunt localizate în Cretacic și în mai mică măsură în Mediteranean, în partea de vest. Trebuie să considerăm că acel neck a avut un rol important în procesul de mineralizare, deoarece în jurul lui (la Văidoaia) silicifierile și mineralizările sunt mai intense decît în zone îndepărtate (Igre și mai ales zona Lespedari situată la vest). Dat fiind că apare și Cretacicul mineralizat și încă la un nivel topografic superior bazinului, deci într-o poziție tectonică redresată după punerea în loc a mineralizațiilor, trebuie să acceptăm ca posibilă cea de a două ipoteză: zăcămintele filoniene în zone de sedimentare pot fi asociate unor corpuri subvulcanice. În cazul de aici, este probabil că acest mic neck se leagă în adîncime cu aparatul vulcanic riolitic din dealul Cîrnic.

Examinînd amănunțit și multilateral problemele de geologie în general și de minerit în special, în zona de la nord de Dealul Cîrnic și Cetate, adică în zona Orlea—Văidoaia, am făcut următoarele constatări:

În zona Orlea exploatarilor au fost efectuate începînd de la suprafață și pînă la orizontul — 60 m (filoane importante, în general puține la număr, găsindu-se pînă la orizontul — 30 m), respectiv de la cota medie a suprafeței de 800 m și pînă la — 60 m (cca 160 m) diferență de nivel. În zona Țarina, cum am spus mai înainte, situată imediat la vest, exploatarea s-a făcut aproape exclusiv în subteran la cele trei orizonturi și remarcăm că foarte important cota medie a suprafeței la Țarina este de cca 760 m, fără ca la suprafață să existe urmele unor exploatari cît de cît importante. În zona de mijloc a bazinului am citat existența unei formațiuni mai recente de cît Mediteraneanul superior, probabil sarmățiană sau pliocenă. Spre zona de mijloc, atât prin Țarina cît și prin partea estică, se află curgeri de andezite brecioase de tip Rotunda, ce pătrund prin zonele cele mai scufundate ale bazinului; amintim că andezitele de Rotunda sunt considerate pliocene (1). Ca o ultimă constatare la care ne-am mai referit sub un alt aspect, relevăm prezența unor mineralizații filoniene exploatațe

În trecut în zona Igre—Văidoia, localizate în Cretacic, peste care se mai păstrează puține gresii și conglomerate mediteraneene, mineralizate și ele.

Din aceste date de teren, rezultă că între Orlea și Văidoai a arfi existat o zonă continuă de mineralizare; datorită scufundării zonei Țarina, pînă la Lespedari — Igre — Văidoia exclusiv, precum și fragmentării probabil în trepte a acestei zone, urmată de instalarea unui mic bazin sarmatic sau pliocen și de invazia curgerilor andezitului de Rotunda, zona centrală a rămas ascunsă căutărilor de aur din trecut. În sprijinul acestei păreri prezentăm o schiță geologică și profile de principiu ale bazinului Roșia Montană, în care sunt reprezentate zonele de faliere. Ca date directe mai cităm:

O faliere sau mai corect o zonă de faliere, la marginea de est a cîmpului minier din Orlea, întîlnită de transversală la orizontul principal sub Orlea cu direcția N—W; această zonă de faliere corespunde exact cu firul văii (fără nume) cu direcția generală N—S, ce limitează Mediteraneanul față de Cretacic pe marginea vestică.

Zona Țarina, limitată de cîmpul minier din Orlea, prin valea Orlea, cu direcția generală N—S; dacă la aceasta adăugăm considerentul că zăcămintele din Țarina sunt situate la 80—120 m mai jos decît cele din Orlea, atunci apare evident că cîmpul minier din Țarina este scufundat față de cel din Orlea. În cazul de față presupunem că discontinuitatea între cîmpul minier Țarina și Igre—Văidoia este datorită unor fracturi tectonice.

Întrebarea este însă dacă această discontinuitate este produsă prin ridicarea și erodarea compartimentului dintre cele două zone sau prin scufundarea lui? Evident că atît timp cît zăcămintele din Orlea nu au fost erodate, deși se găsesc la un nivel superior, cît timp există dovezi pentru scufundarea Țarinei față de Orlea, discontinuitatea menționată trebuie pusă numai pe seama unei astfel de scufundări, chiar dacă este de ordinul zecilor de metri. În favoarea acestei interpretări cităm, în afara datelor miniere, prezența formațiunilor sarmatiene sau pliocene la est de cîmpul minier Țarina, și invazia andezitelor de Rotunda (pliocene?) în aceeași zonă precum și rămînerea la un nivel de 80—100 m mai sus a ivirilor din zona Igre—Văidoia, unde andezitele de Rotunda sunt suspendate la înălțimi de mai multe zeci de metri față de curgerile aceluiasi andezit în zona de mijloc a bazinului, iar Cretacicul apare de sub Mediteranean care se mai păstrează aici.

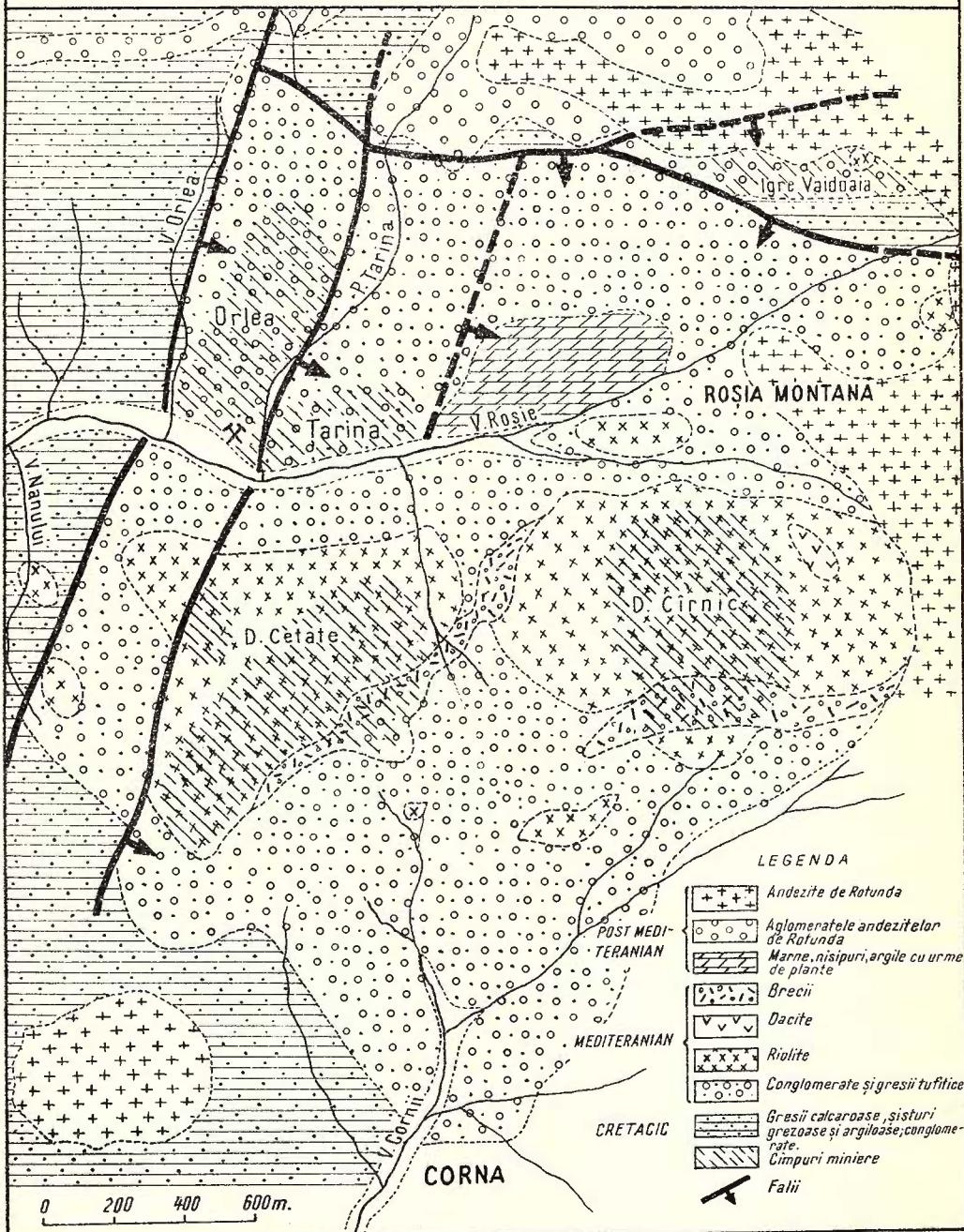
Aceste ultime date ne permit să stabilim și vîrsta relativă geologică în care a avut loc scufundarea, anume Postmediteranean pînă în Pliocen.

Concluzii. Din discutarea problemelor de pînă aici pot fi formulate două ipoteze privind prezența zăcămintelor hidrotermale auro-argentifere filoniene în apropierea aparatelor vulcanice:

1. Soluțiile mineralizatoare au pătruns pe falii: adiacente în adîncimea corpurilor vulcanice înrădăcinat și au precipitat la anumite nivele.



SCHIȚA GEOLOGICĂ-TECTONICĂ A BAZINULUI ROȘIA MONTANĂ



2. Mersul ascendent al soluțiilor mineralizatoare este favorizat de corpurile adventive aparțelor vulcanice care s-au consolidat subvulcanic.

După punerea în loc a corpurilor vulcanice și mineralizațiilor asociate lor, mișcările pe verticală au continuat, provocînd o fragmentare a zonelor mineralizate.

BIBLIOGRAFIE

1. GHÎTUȚESCU T. P. și SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An Inst. Geol. Rom.*, XXI, București 1941.
2. ȘTEFAN R., COSMA ȘT. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Roșia Montană. *D. S. Com. Geol.*, XLV (1957–1958), București 1963.

НОВЫЕ ДАННЫЕ, КАСАЮЩИЕСЯ СТРУКТУРЫ БАССЕЙНА РОШИА МОНТАНЭ

РЕМУС СТЕФАН

(Краткое содержание)

В этой отметке кратко обсуждены две главные проблемы:

Генетические и пространственные соотношения между золото-серебреносными гидротермальными минерализациями, сформировавшимися в седиментационных породах и в смежных вулканических аппаратах. Что же касается зоны Орля—Торина—Игре—Вэйдоая, были построены две гипотезы, которые, по мнению автора, считаются, в одинаковой мере возможными, от случая к случаю, в отношении к этой минерализации, а именно:

Гидротермальные растворы были генерированы в риолитовых телах г. Четатя и Кырник и имели восходящую циркуляцию по контакту последних;

Золото-серебреносные жилы генетически связаны с наличием некоторых малых субвулканических тел, ассоциированных с более значительными вулканическими аппаратами, которые способствовали восходящему движению минерализованных растворов.

Приводится как довод, в подтверждение построенной гипотезы, минерализованная зона Леспезь—Игре—Вэйдоая, где было выявлено наличие малого риолитового некка.

Тектонические проявления, имевшие место после минерализаций.



В этой части работы, автор, обсуждает нарушение непрерывности минерализованной зоны Орля—Тарина—Игре—Вэйдоая, как последствие расчленения этой зоны в сбросы с общим простиранием СЮ; весь бассейн считается погруженным на восток от г. Орля.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRUCTURE DU BASSIN DE ROŞIA MONTANĂ

PAR
REMUS ȘTEFAN

(Résumé)

Dans cette note sont présentées sommairement les corrélations génétiques et spatiales entre les minéralisations hydrothermales auro-argentifères, localisées dans les roches sédimentaires, et les appareils volcaniques avoisinants. En ce qui concerne la zone Orlea—Țarina—Igre—Văidoaia l'auteur a émis deux hypothèses sur la genèse de cette minéralisation, qu'il considère également valables selon les divers cas.

Les solutions hyrothermales ont pris naissance dans les corps rhyolitiques de Dealul Cetate et Cîrnic et ont eu une circulation ascendante le long du contact de ces derniers.

Les filons auro-argentifères seraient dus à de petits corps subvolcaniques associés à des appareils volcaniques plus importants, lesquels ont favorisé la montée des solutions minéralisatrices. À l'appui de cette hypothèse on mentionne la zone minéralisée de Lespezi—Igre—Văidoaia, où l'on rencontre un petit neck de rhyolite.

Les manifestations tectoniques postérieures à la mise en place des minéralisations sont démontrées par la discontinuité de la zone minéralisée Orlea—Țarina—Igre—Văidoaia par suite de son morcellement en failles orientées N—S. On considère que tout le bassin est affaissé à l'E de Dealul Orlea.



COMPORTAREA ROCILOR TARI POROASE LA INFILTRAREA SALINĂ¹⁾

DE
GABRIELA ȚIȚEICA

Într-o comunicare precedentă (8) am arătat cum se poate determina prin ridicarea apei în capilare raza porilor echivalenți cu porii rocii, metodă întrebunțată pentru sfere de stică cu raze cunoscute, de R. ȚIȚEICA și IRIMESCU²⁾, pe care o reamintim, pe scurt, aici. Se introduce corpul studiat într-un vas cu apă la 20°, astfel încât baza corpului să fie tangentă la lichid. Vasul este închis pentru ca aerul să fie saturat cu vaporii lichidului. Se citește pe corpul gradat milimetric, ridicarea l_{cm} a frontului lichidului și se înregistrează t minute necesare pentru parcurserea acestor l_{cm} . Se constată și s-a demonstrat în comunicarea citată că $l = f(\sqrt{t})$ este o linie dreaptă care trece prin origine (afară de primii unu sau doi cm, în care, atât tăierea rocii, ce produce o perturbare în aranjarea granulelor, cât și primul termen exponențial din integrala ecuației mișcării capilare, îndepărtează puțin curba de linia dreaptă). Raza r a porilor echivalenți cu porii rocii este dată de

$$r = \frac{2\eta l^2 \rho \cos \theta}{\sigma t}$$

unde: σ = tensiunea superficială a apei = 70 dyne/cm
 η = vîscozitatea = 0,01 cm²/sec
 ρ = densitatea apei = 1
 θ = unghiul meniscului cu capilara = 0°

În comunicarea citată am dat cîteva proprietăți generale ale rocilor deduse prin această metodă și anume:

Relația între rezistența mecanică și raza porilor.

Relația între adâncimea la care se găsește roca și raza porilor.

¹⁾ Comunicare în ședință din 22 decembrie 1961.

²⁾ Comunicare la Inst. de Mine 1956.



Menționez că legea găsită prin metoda de mai sus este o exponentială, în timp ce o lege aproximativă dată de RUBEY și citată de WYLLIE, GREGORY și GARDNER

(10) este de forma $P(l-P) = \frac{K}{H}$, unde P = porozitatea procentuală, H = adâncimea,

ceea ce nu concordă cu rezultatele experimentale.

Comportarea a diferite lichide (componente ale petrolului) în ridicarea capilară.

Nu am găsit în literatura studiată vre-un mod de determinare a razei porilor. YEDLOVSKY și DEAN (11) încearcă comparații de porozitate cu ajutorul absorbției unei picături de alcool, dar nu dau decât rezultate calitative.

Ridicarea capilară a apei sărate. Pentru a putea continua studii sistematice asupra propagării lichidelor în roci tari, ni s-a sugerat să începem studiul lichidelor mai simple. De aceea studiul de față se ocupă de apă sărată și de apă de zăcămînt. A fost trasată curba $l = f(\sqrt{t})$ pentru o soluție normală de sare (58,46 g/litru). După uscare la etuvă, eșantionul a fost reintrodus într-o soluție identică. După repetarea de mai multe ori a acestui procedeu, s-a obținut seria de curbe din fig. 1 și 2. Acest lucru s-a făcut pentru a avea diferite grade de saturare cu sare a capilarelor.

Pentru a studia comportarea la spălarea cu apă, s-au introdus eșantioanele de două ori în apă curată.

În privința comportării lor în apă sărată, am putea clasa rocile în două moduri:

Roci de rază capilară mai mică de 25 μ și roci de rază capilară mai mare de această valoare, în special $r > 100 \mu$. Trebuie să notăm faptul că în foarte multe experiențe pe care le-am făcut asupra rocilor sedimentare, nu am găsit roci cu rază a porilor între $r = 25 \mu$ și $r = 100 \mu$ (aprox.), rezultat pe care nu-l putem explica decât prin modul de împachetare probabil al granulelor: stabil ($r < 25 \mu$), instabil ($r > 100 \mu$).

Roci care se dezagregă și roci care nu se dezagregă în apă sărată. Din acestea din urmă am studiat destul de puține și pe eșantioane neconcludente, deoarece fuseseră mai înainte supuse la presă.

Cîntărindu-se înainte și după fiecare introducere la etuvă s-a trasat curba din fig. 3, în care se constată creșterea greutății după fiecare introducere în apă sărată. Această creștere este din ce în ce mai mică.

Dăm mai jos o exemplificare a rezultatelor obținute pe o rocă de rază mare capilară și pe o rocă de rază mică.

C a l c a r $r = 119 \mu$ (fig. 1). Din citirea în apă, din care se determină și raza porilor prin relația (1), se constată că roca nu are neregularități interioare [$l = f(\sqrt{t})$ este o dreaptă].

Se constată că la primele trei introduceri în sare, capilarele se măresc (dreptele au pante din ce în ce mari), deoarece probabil se produce o tasare a scheletului.

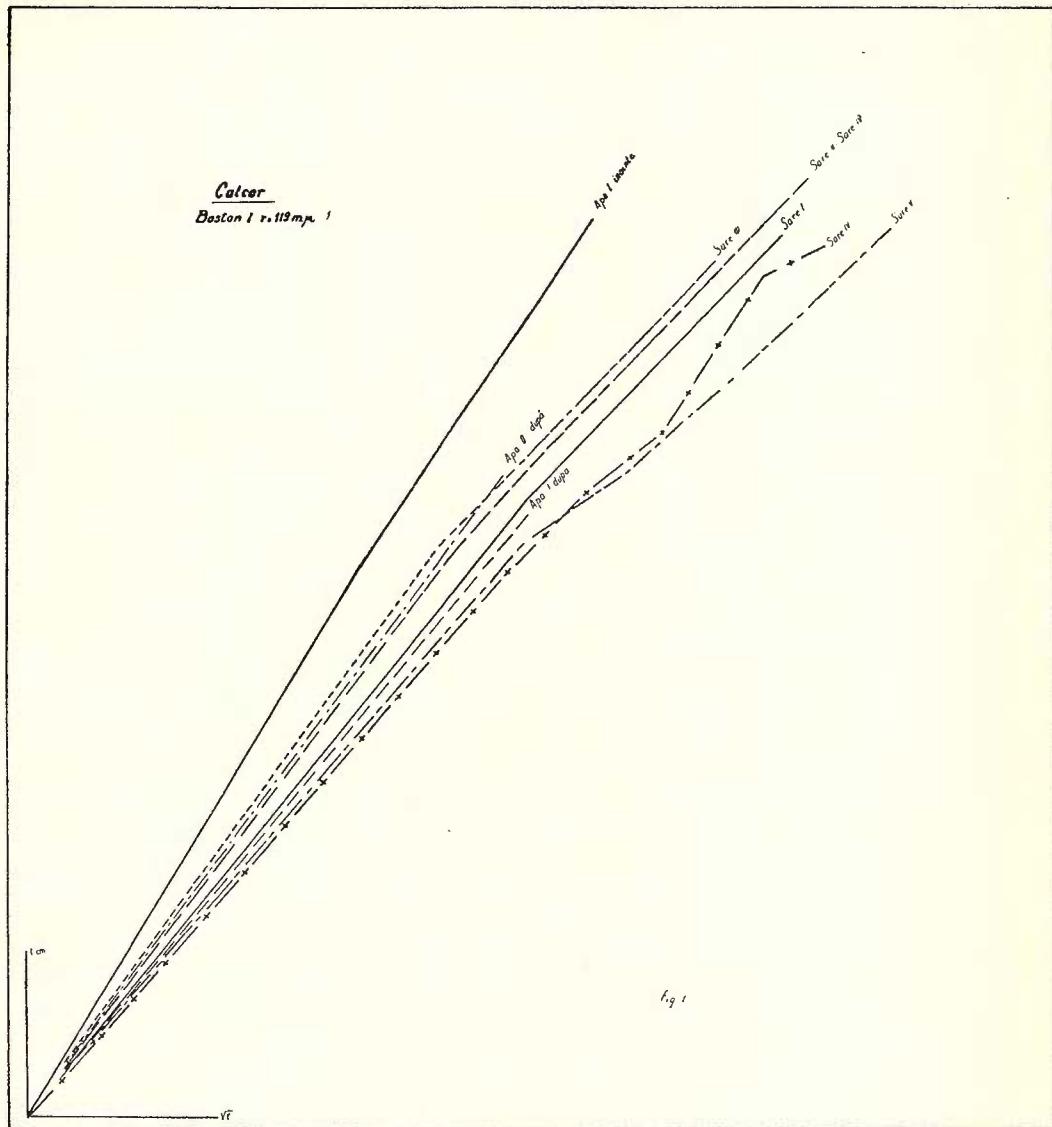


Fig. 1.

GASSMANN (2) arată influența presiunii lichidului asupra scheletului solid și deformarea formei granulelor din acest motiv.

După a patra introducere în sare, panta începe să se micșoreze, adică raza capilarelor scade prin căptușire cu sare. Vom vedea că de aci înainte începe aceeași

comportare ca la rocile cu raze capilare mici. La sare VI, la înălțimea $l = 12$ cm, curba $l = f(\sqrt{t})$ începe să devină paralelă cu curba trasată pentru apă (probabil că nu mai trece sare) și se amortizează repede. Prin introducere în apă aceasta spală sareea, capilarele devin mai mari, dar la apă II se rupe de la sine în punctul unde se făcuse oprirea sării ($l = 12$ cm). Introducind fiecare bucătică separat în apă, cea de jos ($o \leq l \leq 12$ cm) se comportă normal, dar cea de deasupra rupturii ($12 \text{ cm} \leq l$

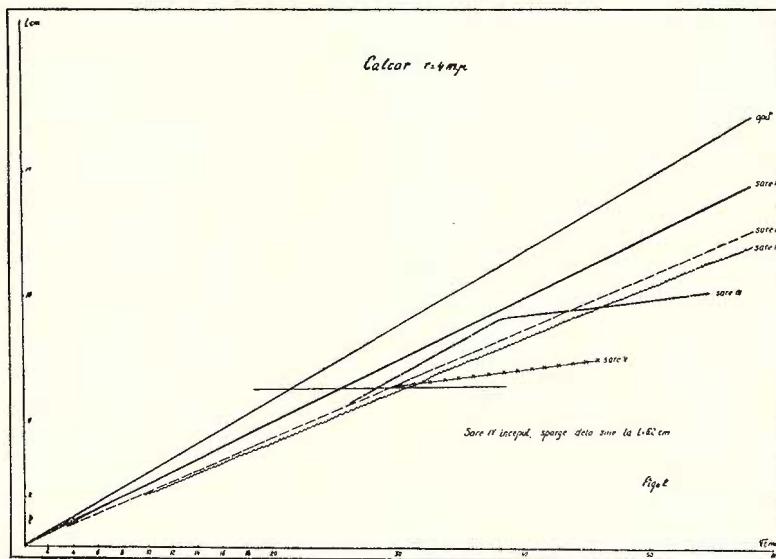


Fig. 2.

≤ 24 cm) nu se mai poate studia deoarece începe să se descompună, se produc crăpături mari, cad bucătele, se dezagregă total.

C a l c a r $r = 4$ μ (fig. 2.) La rocile cu rază mică se constată de la început o căptușire a porilor fără o mărire a lor preliminară. Pantele dreptelor $l = f(\sqrt{t})$ devin din ce în ce mai mici cu fiecare nouă introducere în soluție salină. Probabil că scheletul este consolidat, astfel încât nu se mai face o tasare în plus din cauza absorbției de sare. Se remarcă și aci o amortizare la sare IV și V, deci greutate de urcare a lichidului de la $l = 6$ cm, dar afară de sare IV, unde ar fi o posibilitate de paralelism cu curba apei, nu este evidentă o trecere numai a apei. La sare VI, la foarte scurt timp după introducerea eșantionului, el se sparge de la sine la $l = 6,2$ cm, (frontul lichidului fiind mult mai jos) acolo unde în cele două absorbții precedente de apă sărată începea brusc amortizarea.

Rezultate analoge s-au căpătat și pentru bostoane introduse în apă de zăcămînt, în care totuși se face o separație a lichidelor în primii centimetri. Nu am studiat

încă acest fenomen. Acoperirea capilarelor cu strat de sare se remarcă în special la eșantioanele cu neregularități interioare, care se atenuează după prima sare și dispar după a doua. În cazul rocilor care nu se dezagregă, căpătăm o comportare analogă cu cea a rocilor cu raze mici capilare, adică nu există tasare la primele absorbții chiar la roci cu raze mari (andezit 100 μ $< r <$ 350 μ).

În timpul experiențelor am întâlnit și fenomene date de variație temperaturii, atât asupra deplasării lichidului, cât și asupra rezistenței mecanice a rocii. Prezentăm ca exemplu o gresie ($r = 5 \mu$), (fig. 4), la care se constată, din cauza diferenței de temperatură dintre zi și noapte (24° ziua, $5-6^\circ$ noaptea), disconținuități vizibile la curbele $l = f(\sqrt{t})$, datorită variației de viscozitate atât pentru apă cât și pentru apă sărată. După cum s-a notat chiar pe figură, se văd variațiile de rezistență mecanică. Probabil că din cauza ridicării mai lente a lichidului, se depune mai multă sare în capilar, scheletul nu se dezagregă în cazul de față, deci micșorându-se spațiul poros se mărește rezistența.

Deplasarea benzenului de către apă sărată. În comunicarea precedentă am arătat că în cazul unui baston care, după ce a fost introdus în benzen, este introdus

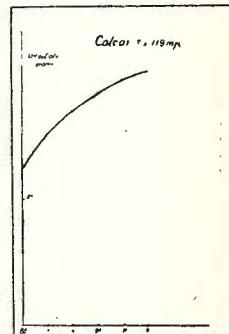


Fig. 3.

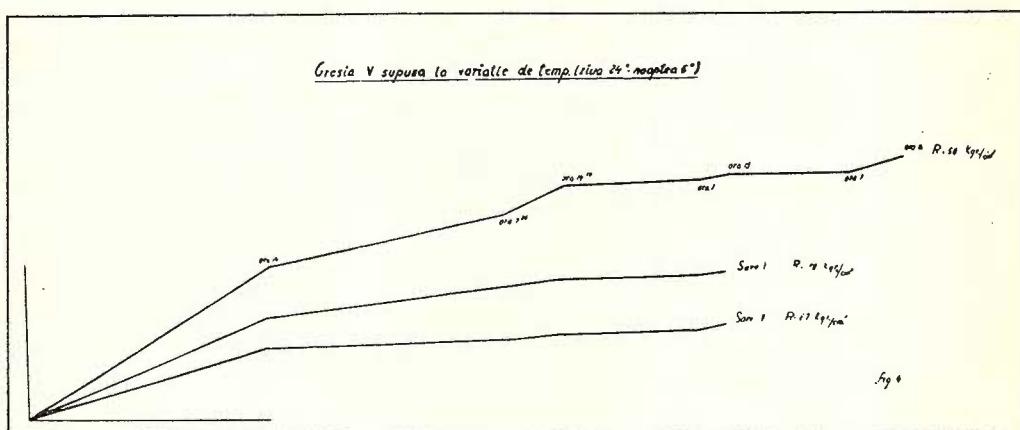


Fig. 4.

cu același capăt în apă, apă va împinge benzenul în sus cu o viteză care depinde și de raza capilară. Pentru a putea studia mai de aproape mecanismul acestei deplasări am procedat în modul următor:

S-a lăsat să se urce benzenul pînă la jumătatea bastonului, care are lungime 24 cm, deci pînă la 12 cm. După aceasta, bastonul a fost introdus și pus cu celălalt capăt în contact cu apa sărată, astfel încît cei 12 cm plini cu benzen erau acum în partea de sus a bastonului. Frontul apei sărate urcă normal pînă la benzen (12 cm), după care se văd două fronturi, sau mai bine zis apare o pată albă între cele două fronturi (fig. 5). Probabil că este aer care împinge benzenul, aerul

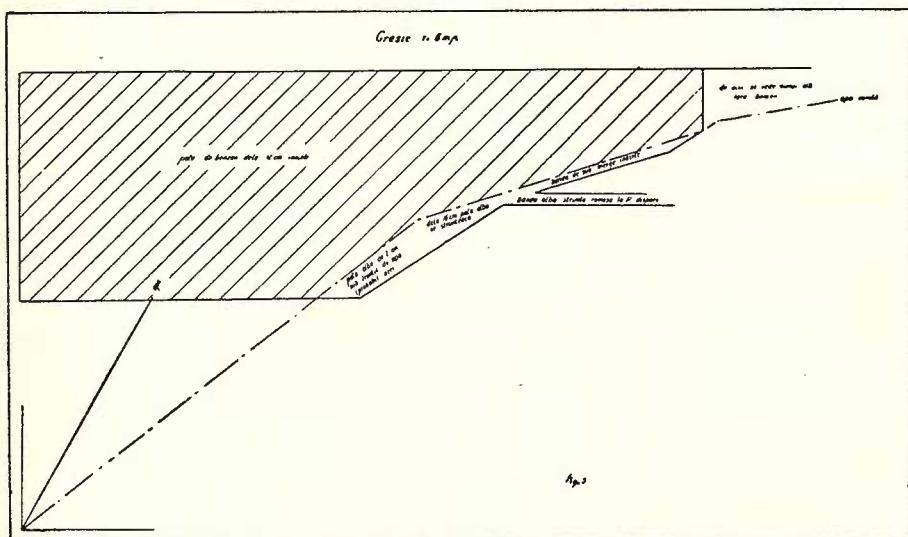


Fig. 5.

însuși fiind împins de apa sărată. De la $l = 16$ cm, pata albă începe să se strîmteze, aerul se comprimă, benzenul este împins în sus, apa urcă cam cu aceeași viteză. De aici înainte, benzenul merge mereu cu aceeași viteză, banda de aer se strîmtează, aerul este comprimat din ce în ce mai mult, pînă ce benzenul este eliminat și se vede numai pata de aer, iar apa merge iar mai repede. Este posibil ca, în afara tensiunilor între suprafețe, deplasarea benzenului în rocă să fie influențată și de comprimarea gazelor prin împingerea apei sărate (această experiență a durat 53.000 minute = 37 zile).

Proprietățile elastice ale rocilor saturate cu soluții saline. Pentru a putea studia proprietățile rocilor și constatînd că, atît pentru problemele de circulație a petrolierului cît și pentru cele de seismologie și geofizică, se studiază foarte intens proprietățile elastice ale rocilor, am încercat studiul acestor proprietăți, dar în alt mod decît cel pe care l-am găsit publicat. În articolele pe care le-am găsit se studiază pierderile de viteză a undelor care traversează rocile. KASAHARA (citat de RIZNICKENKO) cercetează mecanismul generării undelor în roci. RIZNICKENCO (5) dă rezultatele studiilor făcute prin metode electrice la Academia U.R.S.S. asupra acestei chestiuni,

determinând pierderea de viteză la diferite presiuni în funcție de procentul de porozitate. WYLLIE, GREGORY și GARDNER (10) studiază undele elastice produse cu un aparat ultra sonic în corpuri poroase naturale și sintetice, și efectul porozității pentru porozități de 19%—70%, determinând efectul salinității asupra vitezei unde. Ei arată că crăpături interne pot produce mari scăderi de viteze și că viteza obișnuită după traversarea unui corp saturat cu apă este mai mare decât cînd corpul este uscat, dar este mai mică cînd apa este înlocuită cu petrol. Ei arată că în puțuri de petrol viteza este relativ joasă cînd porozitatea este relativ mare și deduc că variațiile de porozitate sunt mult mai importante decât diferența de materiale, diferențele de adîncime 700 m—3500 m, mediul înconjurător și vîrsta solului. Ei arată de asemenea că alți factori sunt preponderenți pentru viteza undelor: dimensiile și forma granulelor, lichidul din pori, presiunea și temperatura, cercetări care sunt încă în curs. În alte lucrări, HUGHES și KELLY (4) studiază prin metode foarte îndelungate și grele, variația vitezei undelor elastice în gresii, dar după cum spun autorii, metoda este atît de îndelungată (cameră de vid, etc.) încît nu a fost studiată complet de cît o carotă. Ei deduc că în roca uscată la presiune joasă, granulele sunt în contact slab, dar prin creșterea presiunii crește suprafața de contact, deci roca devine un mediu acustic mai bun. Prin introducerea apei crește suprafața de contact, deci mediul acustic devine și mai bun.

În metoda pe care am aplicat-o, am generat unde elastice prin ciocnire și am studiat pierderea de energie prin traversarea a diferite eșantioane poroase.

Experiențele le-am realizat cu ajutorul unui aparat compus din două pendule, între care se introduce corpul studiat. Cele două pendule sunt identice și dau prin ciocnire unde plane. Cunoșcind energia E_1 cu care primul pendul, căzînd de la un unghiu θ_1 cu verticala, sosește la corp, E'_1 pierdut de acest corp prin reîntoarcere sub un unghiu θ_1 , E_2 energia primită de pendulul al doilea după trecerea undelor prin corp (E_2 se determină prin Θ_2 cu care se ridică acest al doilea pendul), se calculează $\Delta E = E_1 - E'_1 - E_2$ pierderea de energie în corp și se raportează la E_1 energia primită. Am studiat totodată și relația între porozitate și coeficientul de absorbție K dat de

$$E_2 = (E_1 - E'_1)e^{-Kd}$$

d = lungimea eșantionului, în cazul de față $d = 24$ cm.

În cele ce urmează prezentăm rezultatele experiențelor făcute asupra unui număr de roci sedimentare și relația între $\frac{\Delta E}{E_1}$ și raza porilor. Am obținut pentru calcar cu porii plini de aer, următoarele rezultate:

$r \text{ m } \mu$	$\frac{\Delta E}{E_1}$	K
2	0,4	0,012
4	0,4	0,012
5,1	0,41	0,02
6,6	0,42	0,0208
10	0,476	0,0254
11,2	0,49	0,027
11,5	0,5	0,0289
12	0,522	0,03
16	0,532	0,0306
21,6	0,58	0,0341
100	0,9	0,099
110	0,92	0,0991
119	0,94	0,119

Aceste rezultate ne dă $\frac{\Delta E}{E_1} = f(r)$ (fig. 6).

Se constată din această figură că pentru porii cu raze mici (pînă la circa $20 \text{ m}\mu$) curba este rapid ascendentă cu concavitatea în sus, în timp ce pentru corpurile cu pori mari (mai mari decît $100 \text{ m}\mu$) curba are concavitatea în jos, tînzînd către un palier. În articolul citat, RIZNICENKO (5) găsește pentru presiuni mari curbe de forma primei părți a curbei din fig. 6, iar pentru presiuni mici curbe de forma celei de a doua părți, ceea ce ar indica presiuni mari în porii mici și invers.

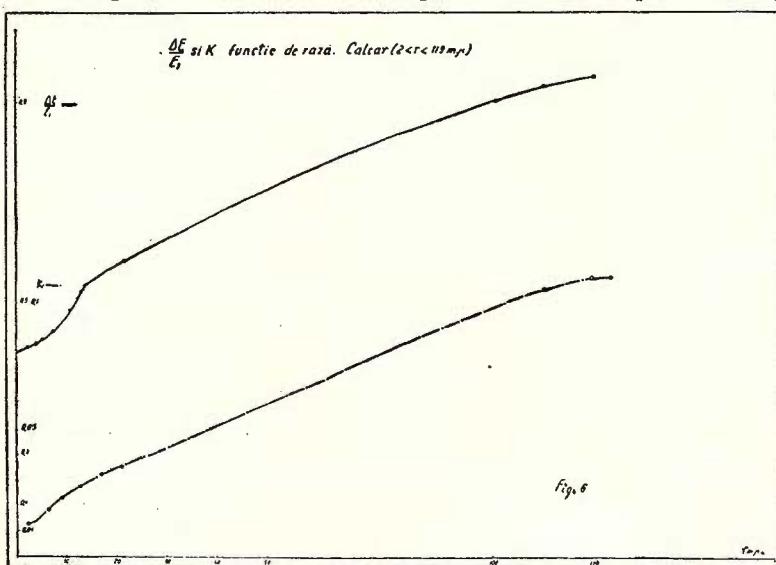


Fig. 6.

Acstea concluzii le-am verificat și pentru un andezit de rază $110 \text{ m}\mu < r < 347 \text{ m}\mu$ (fig. 7), unde porii fiind mari curba are concavitatea în jos. Coeficientul K este dat, în curba a II-a (fig. 6).

Am continuat experiențele asupra acelorași batoane cu porii umpluți cu apă sărată prin absorbtie capilară în condițiile următoare:

S-a făcut o soluție normală de sare și s-a lăsat să se ridice frontul de lichid. Cînd (bastonul a fost complet ud, a fost scos, supus la ciocnire, uscat la etuvă și respus la ciocnire. S-a introdus fiecare baston în soluții de acest fel de mai multe ori, și apoi în apă de două ori, așa cum s-a arătat în prima parte a lucrării de față. S-au calculat pierderile de energie și coeficientul K. Dăm (fig. 8) rezultatele în cazul unuia din eșantioane (calcar, $r = 119 \text{ m}\mu$). Se constată că pierderea de energie este mai mică în corpul ud, și cu atît mai mică cu cît lichidul din pori este mai sărat. Acest rezultat concordă cu cele date de cercetătorii cități mai sus. Se constată după a IV-a introducere în sare la curbele lui $\frac{\Delta E}{E_1}$ și K o variație bruscă, care concordă cu comportarea studiată în prima parte a lucrării.

În lucrarea citată, YEDLOSKY și DEAN (11) caută să compare rezistența diferitelor roci întrebunțăte la pavarea

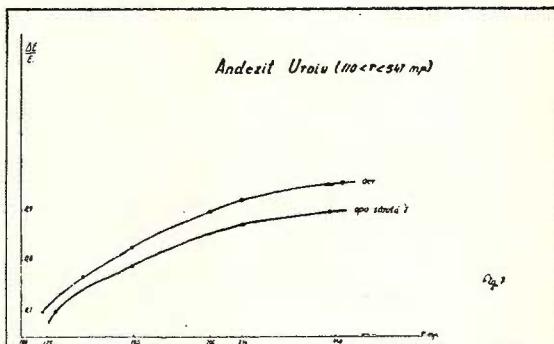


Fig. 7.

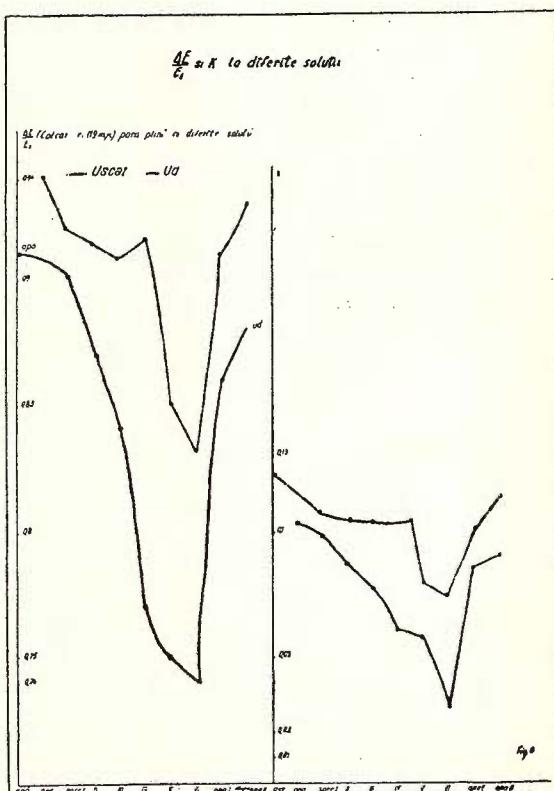


Fig. 8.

drumurilor (și deci supuse la ciocnire) prin metode de porozitate, dar nu stabilesc o lege pentru determinarea razei porilor, deși susțin că pentru determinarea rezistenței la soc pe șosele un studiu al porilor este de primă importanță. Aceste cercetări continuă pe noul efort de determinări pe care le-am indicat mai sus.

BIBLIOGRAFIE

1. CARMAN P. C. *Flow of gases through porous media*. Macmillan, 1956.
2. GASSMANN J. A. *Elastic waves through packing of spheres*. *Geophysics*, XVI, 1951.
3. GZOVSTIJ M. V., KUZNCOVA I. M., etc. *Die Charakteristik tektonischer Spannfelder in Verbindung mit Probleme des Gebirgdruckes*. *Freiberger Forschungshefte*, C 81, *Geophysik*, 1960.
4. HUGHES-KELLY. *Variation of elastic wave velocity with saturation in sandstones*. *Geophysics*, XXVII, 1952.
5. RIZNICKENKO V. J. *Seismoakustische Methoden zur Untersuchung von Gesteinen*. *Freiberger Forschungshefte*, C 81, *Geophysik*, 1960.
6. ROGERS H. *Relation between porosity, medial size and sorting coefficient*. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 3, nr. 3, 1961.
7. SZENGYÖRGY P. *Mișcarea lichidelor prin materiale poroase*. *Rev. Chimie*, 11, 1955.
8. ȚÎRȚIȘCA G. *Proprietăți mecanice ale rocilor care sunt determinate în funcție de raza medie a capilarelor echivalente*. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959–1960), București 1963.
9. VOLACOVICH M. P. *Erforschung der elastischen Gesteineigenschaft bei hohen Druck*. *Freiberger Forschungshefte*, C 81, *Geophysik*, 1960.
10. WILLIE M. R. T., GREGORY A. R., GARDNER L. W. *Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*. *Geophysics*, XXI, 1956.
11. YEDLOSKY R., DEAN A. *Petrographical features of sandstones that affect their suitability for road material*. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 31, nr. 3, 1961.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОВЕДЕНИЕМ ТВЕРДЫХ ПОРИСТЫХ ПОРОД ПРИ СОЛЯНОМ ПРОСАЧИВАНИИ

ГАБРИЕЛА ЦИЦЕЙКА

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор исследует передвижение соленой воды через капиллярные поры (трещины и др. пустоты горных пород). Указаны также способ и скорость капиллярного поднятия, вес поглощенной соли в нескольких последовательных ее введений в нормальный состав соли. Помимо этого приводится влияние температуры и модуль миграции бензола в соляном растворе. Автор исследует затем определенные абсорбционные свойства



энергии волн, установленных в породе откликами на удары (отстукивания) для тех случаев пород, которые были введены в соляные растворы во влажном или сухом состоянии.

COMPORTEMENT DES ROCHES DURES, POREUSES
À L'INFILTRATION SALINE

PAR

GABRIELA TÎTEICA

(Résumé)

On étudie la migration par capillarité de l'eau saline. On détermine le mode et la vitesse de la migration ascendante, ainsi que le poids du sel absorbé par suite d'introductions successives dans des solutions normales de sel. Sont indiqués également, l'influence de la température et le mécanisme de déplacement du benzène par la solution saline. On étudie certaines propriétés d'absorption de l'énergie des ondes produites dans les roches par suite des chocs, comme dans le cas des roches introduites dans les solutions salines autant à l'état sec qu'à l'état humide.





Institutul Geologic al României

HIDROGEOLOGIE

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ÎN ZONA VATRA DORNEI¹⁾

DE

IOANA RADOVICI-DRĂGĂNESCU

În anul 1955—1956 am efectuat cercetări hidrogeologice în zona Vatra Dornei, în vederea stabilirii posibilităților de mărire a debitului de apă minerală a stațiunii balneare. În acest scop, concomitent cu cartarea și prospecțiunea hidrogeologică s-a executat un număr de 10 foraje manuale în zona stațiunii, precum și pompări hidrogeologice experimentale din foraje. Pentru necesitățile studiului, pe lângă analize chimice complete asupra probelor de apă, efectuate la Laboratorul Întrepr. Prospecțiuni, s-au mai executat de către chimistii E. CERCHEZ, V. IONESCU și E. TOPORAȘ din cadrul M.S.P.S., analize chimice la fața locului, pentru determinarea CO_2 liber și a ionilor HCO_3^- și eventual Cl^- , conținuți în apa subterană.

Referitor la studiul petrografiei fundamentului cristalin ne-am intemeiat pe rezultatele cercetărilor geologice executate în regiune în anul 1955 de către R. ȘTEFAN, S. COSMA, L. VASILESCU și H. SAVU, aducindu-se unele completări prin analiza microscopică a eșantioanelor recoltate prin foraje din fundamentul cristalin.

Lucrările noastre de teren au fost îndrumate din punct de vedere științific de E. LITEANU.

Istoric. Izvoarele minerale feruginoase de pe malul drept al Dornei au fost descoperite la 5 august 1806 de către medicul districtual Dr. IGNATZ PLUSCHK (7).

Captarea modernă a izvoarelor minerale s-a făcut în anul 1896 (3).

Primele date științifice asupra izvoarelor minerale de la Vatra Dornei au fost publicate în 1939 de ȘT. CANTUNIARI, TH. KRÄUTNER și C. MIHĂILESCU (1), care s-au intemeiat pe documentația reieșită cu ocazia captării izvoarelor din 1896.

În această lucrare s-au făcut și unele considerații asupra modului de circulație și genezei apelor minerale, care este atribuită de autorii menționati venirii probabile de ape minerale pe fracturi ale fundamentului cristalin, localizate în partea de sud și acoperite de depozite de terasă. Aceste izvoare de ape minerale bogate în CO_2

¹⁾ Comunicare în ședință din 15 decembrie 1961.

liber și săruri s-ar amesteca cu apa freatică, care circulă prin terasă mineralizând-o, precum și cu apele superficiale, care se infiltrează prin zonele unde stratul protector de argilă, care acoperă aluviuurile terasei, este discontinuu.

Aspectul morfologic. Zona Vatra Dornei se situează în bazinul inferior al Văii Dornei, în apropierea confluenței văii Dornei cu valea Bistriței. Din punct de vedere morfologic cercetările efectuate ne-au condus la delimitarea a trei nivele de terase, etajate pe ambii versanți ai văii Dornei, care sunt bine individualizate și au o extindere mai mare pe partea dreaptă a râului, ceea ce dă văii un aspect asimetric (pl. I). Pe malul stâng însă, terasele s-au păstrat doar ca petece reduse, din versantului un aspect foarte abrupt. Panta este acoperită cu depozite deluviale destul de subțiri, prezintănd aflaremente de deschideri metrice în roca de fondament.

Lunca Dornei are o extindere redusă și în multe locuri se confundă cu albia majoră, inundabilă la viituri mari. Lățimea luncii, inclusiv a albiei majore, variază între 50—100 m. Cele trei nivele de terase ale Dornei, inferioară, medie și superioară, prezintă altitudini relative față de luncă de 2—4 m, 11—12 m și respectiv 42—45 m.

Date asupra geologiei și tectonicei. La alcătuirea geologică a zonei cercetate iau parte șisturile cristaline, care formează fundamentul regiunii, și depozitele sedimentare.

Cele mai recente cercetări geologice au stabilit că în această zonă șisturile cristaline se prezintă cu caractere petrografice distincte, delimitate în zone aproximativ paralele, cu o orientare generală NNW—SSE. Perimetru cercetat de noi se situează în una din zonele amintite, denumită de cercetătorii R. ȘTEFAN, S. COSMA, L. VASILESCU, mesozonală vestică, în cuprinsul căreia s-au identificat lentile de șisturi epizonale rămase în urma eroziunii și care ocupă geometric o poziție superioară seriei mesozonale.

Cercetările întreprinse de noi, precum și studiile microscopice asupra eșantilor oanelor recoltate prin foraje din fundamentul cristalin au confirmat rezultatele cercetărilor geologice, conducind la concluzia că în zona stațiunii Vatra Dornei, pe partea dreaptă a râului Dorna, fundamentul este constituit din roci metamorfice, care aparțin seriei epizonale reprezentată prin următoarele trei tipuri: șisturi cuarțito-muscovitice cloritoase, șisturi muscovitice cu clorit și porfiroblaste de albit, cuarțite negre grafitoase.

Pe versantul stâng al văii Dornei, în toate deschiderile care aflorează în baza terasei superioare, s-a putut urmări prezența cristalinului mesozonal în facies diaforitic, reprezentat prin șisturi muscovitice cu cordierit și granați și șisturi muscovitice cu sericit și mult cuarț.

Din punct de vedere tectonic, cercetările geologice¹⁾ au stabilit în această regiune existența unor fracturi cu direcție NE—SW.

¹⁾ R. ȘTEFAN, ȘT. COSMA și L. VASILESCU. Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Păltiniș—Șarul Dornei—Argestru. Arh. Com. Geol. 1955.

Acest sistem de fracturi care străbate cristalinul a fost pus în evidență și în zona de la vest, limitrofă perimetrlui nostru și cercetată de H. SAVU¹⁾, care a precizat că pe aceste sisteme de falii care s-au format în timpul Terțiului s-a produs și scufundarea depresiunii de la Șarul Dornei.

Depozitele sedimentare întâlnite în zona cercetată de noi aparțin ca vîrstă Cuaternarului și ele se pot grupa în patru tipuri genetice, prezentând în general următoarea succesiune: depozite aluvionare, depozite de turbării vechi, depozite deluviale-proluviale și conuri de dejecție, depozite de turbării actuale.

Din observațiile efectuate asupra constituției petrografice a bolovănișului din aluvioni și reiese că la alcătuirea acumulațiilor aluvionare din luncă, terasa inferioară și terasa medie a Dornei, iau parte în proporții egale elemente constituite din roci eruptive și șisturi cristaline. Astfel s-au întâlnit fragmente de andezite cu piroxeni, andezite cu amfiboli, alături de cuarțite muscovitice, cuarțite negre și micașisturi. Subordonat s-au întâlnit și elemente constituite din gresii paleogene.

Menționăm însă că în depozitele terasei superioare bolovănișul este constituit preponderent din elemente de micașisturi și cuarțite, în timp ce fragmentele de roci eruptive sunt foarte rare. Această situație ar putea fi explicată admisind că bazinul hidrografic al râului Dorna ar fi ajuns să se extindă prin eroziune regresivă în formațiuni eruptive, începînd din timpul formării terasei medii.

Succesiunea și litologia depozitelor sedimentare, pe fiecare din unitățile morfologice mai înainte delimitate, este următoarea:

Terasa superioară. Din profilele deschise în terasa superioară de pe malul stîng al Dornei s-a putut constata că în baza acestei unități morfologice, peste fundamentul cristalin se dezvoltă un strat cu grosime de cca 3 m, constituit din pietriș și bolovăniș în masă de nisip fin și mediu brun, devenind roșcat feruginos către partea inferioară. Bolovănișul este constituit din frecvente elemente rulate de cuarțite, micașisturi, șisturi filitoase și rare elemente de andezit. Peste aceste acumulații aluvionare sunt dispuse depozite deluviale-proluviale, începînd chiar de la fruntea terasei și îngroșîndu-se mult spre țîțîna ei.

Terasa medie. Majoritatea forajelor noastre au fost amplasate pe terasa medie de pe partea dreaptă a Dornei, unde prezintă cea mai mare extindere, fapt care a permis o analiză detaliată a litologiei depozitelor cuaternare sedimentate în această unitate morfologică. Prin studierea și corelarea profilelor dintre sondajele (pl. II și III) am putut da o interpretare structurii acestei unități, în care sunt cantonate apele minerale și care au constituit obiectivul principal al cercetărilor noastre.

Din examinarea profilelor a reiese că peste fundamentul de șisturi cristaline, care prezintă la partea superioară o zonă de alterare cu o grosime ce variază între 1—9 m, s-au sedimentat în baza terasei depozite aluvionare reprezentate prin

¹⁾ Raport geologic asupra regiunii Roșu—Șarul Dornei. Arh. Com. Geol. 1955.

bolovaniș cu diametre pînă la 230 mm, în masă de pietriș și nisip mediu și grosier brun-roșcat feruginos.

Bolovanișul și pietrișul este constituit din elemente rulate de cuarțite muscovitice, cuarțite negre, micașisturi, andezite cu piroxeni, andezite cu amfiboli și rare fragmente de gresii micacee. Grosimea stratului de bolovaniș și pietriș variază între 1,60—5,60 m.

Peste aluviunile terasei medii s-a sedimentat un strat cu grosime variabilă între 0,40—3,00 m (profil nr. 5), constituit din nisip fin argilos, deseori mîlos, cenușiu, fin stratificat, cu urme cărbunoase și pete feruginoase și cu mici elemente sfârimate de șisturi cristaline. Acest strat trece lateral uneori la nisip fin argilos gălbui fin stratificat, cu pete feruginoase și numeroase urme cărbunoase (profil nr. 2), iar alteori trece la mîluri cu turbă, întîlnite în forajele 501 și 502 (profil nr. 6 și 1).

Peste sedimentele terasei medii sunt dispuse depozite deluviale-proluviale, care capătă grosimi foarte mari în zona Parcului Băilor, unde maschează complet podul terasei medii, ceea ce îngreuează delimitarea morfologică a acestcii.

La vest și est de parc însă, depozitele deluviale-proluviale care acoperă terasa medie sunt mai slab dezvoltate, astfel încît podul terasei prezintă un relief aproape tabular.

În general, depozitele deluviale-proluviale sunt constituite litologic din nisipuri fine și medii brune roșcate, feruginoase, cu urme cărbunoase și numeroase elemente colțuroase de șisturi cristaline, cu intercalării deseori lentiliforme de nisipuri fine argiloase, fin stratificate și cu elemente mici sfârimate de șisturi cristaline. Grosimea depozitelor deluviale-proluviale este cuprinsă între 10—15 m.

Conurile de dejecție invadăză podul terasei medii, care constituie o schimbare de pantă, determinând încetinirea vitezei de transport a materialului cărat de ape, pînă la depunere.

Din punct de vedere litologic sedimentele conurilor de dejecție sunt alcătuite din nisipuri fine și medii galbene-brune, cu numeroase elemente slab rulate de șisturi cristaline și cu intercalării lentiliforme de nisipuri fine cenușii-verzui, cu mici fragmente slab rulate de șisturi cristaline.

Grosimea aluviunilor din terasa inferioară și luncă nu s-a putut preciza din lipsă de sondaje sau deschideri naturale în aceste unități morfologice.

Mai menționăm că atât pe terasa medie cât și pe terasa inferioară s-a constatat prezența depozitelor de turbării actuale întîlnite în unele zone mlăștinoase.

Considerații hidrogeologice și hidrochimice asupra stratelor acvifere. Cercetările hidrogeologice efectuate pe baza cartării, precum și datele reiese din forajele execuțate, ne-au condus la separarea apelor subterane în două categorii: ape subterane din deluvii și strate acvifere cantonate în depozitele aluvionare aparținind terasei superioare, terasei medii, terasei inferioare și luncii.

Ape din deluvii. În categoria apelor din deluvii am inclus apele subterane care circulă prin deluviiile ce acoperă versanții văii Dornei. Aceste ape ies la zi generând numeroase izvoare feruginoase înșiruite în baza pantei. În aceste zone de schimbare de pantă ele formează mlaștini înlănțuite pe întinderi mari, unde depun bogate sedimente limonitice. Astfel de zone mlaștinoase se pot enumera la est de Parcul Băilor (în apropierea forajului 510) în dreptul primului pârâiu afluent al Dornei la est de parc, ca și în stînga văii Runc, pe o suprafață avînd lungimea de 200 m de-a lungul văii și lățime de cca 150 m. Tot ape din deluvii sunt și cele înfîlnite în forajul 507 la adîncimea de 1,35 m, în forajul 510, ca și izvorul cu apă dulce din V. Negrești, situat la cca 800 m amonte de confluența văii Negrești cu valea Dornei.

Stratul acvifer din terasa superioară. Stratul acvifer cantonat în depozitele terasei superioare de pe malul drept al Dornei are nivelul hidrostatic la adîncimi cuprinse între 15—20 m. El generează izvoare puternice, care ies în baza terasei acolo unde stratul acvifer este interceptat de suprafață morfologică. Apa subterană cantonată în acest strat acvifer are o mineralizație foarte scăzută, ceea ce îi conferă calitatea de potabilitate. Captarea de apă potabilă din Parcul Băilor este alimentată din acest strat acvifer.

În terasa superioară de pe malul stîng al Dornei se dezvoltă de asemenea un strat acvifer, care generează o serie de izvoare cu debite reduse și cu puncte de emergență în baza terasei.

Stratul acvifer din terasa medie. În aluviunile terasei medii de pe partea stîngă a Dornei este cantonat un slab strat acvifer, care alimentează izvorul permanent cu apă dulce, captat în baza acestui petec de terasă.

În terasa medie de pe partea dreaptă a văii Dornei este cantonat un complex acvifer care circulă în depozitele aluvionare din baza terasei, precum și în zona alterată de la partea superioară a șisturilor cristaline. Nivelul hidrostatic al acestui complex acvifer se găsește la adîncimi de 3—17 m de la sol, avînd variații foarte mari de 2—4 m în funcție de cantitatea infiltrărilor provenite din precipitațiile atmosferice. Grosimea stratului acvifer din terasa medie variază între 5,00—10,50 m peste fundamental de șisturi cristaline. Pe harta anexată (pl. I) s-au trasat hidroizohipsele complexului acvifer, care indică direcția de curgere a apelor subterane de la SSW către NNE, avînd un gradient hidraulic de 0,018—0,025.

Complexul acvifer din terasa medie are un slab caracter ascensional și este drenat către rîul Dorna, generînd o serie de izvoare cu puncte de emergență în baza terasei, cum ar fi: Izvorul din Vale, Izvorul Unirea, Izvorul 23 August, un mic izvor în dreapta văii Negrești și alte mici izvoare pe Drumul Diecilor. Toate aceste izvoare se caracterizează prin debite foarte reduse și un conținut de CO_2 liber peste 0,87 g/kg.

Mai menționăm faptul că în materialul deluvial-proluvial care s-a sedimentat peste depozitele terasei medii există lentile argiloase, care favorizează formarea de

slabe orizonturi acvifere freatică, de importanță locală, cu caracter temporar, generate de infiltrările din pârâiașele care curg în acele zone. Asemenea ape subterane s-au întîlnit în forajul 501 la 1 m adâncime și în forajul 506 la 0,43 m de la sol.

Referitor la compoziția chimică a apei subterane care circulă în complexul acvifer din terasa medie, din analizele chimice efectuate, înscrise în tabloul 1, s-a constatat că el conține o apă mineralizată carbo-gazoasă, feruginoasă, alcalină, cu concentrație foarte mică în săruri. Din studierea rezultatelor analizelor chimice complete asupra probelor de apă recoltate din foraje, precum și din determinările la față locului ale conținutului în CO_2 liber și în ioni HCO_3^- și eventual Cl^- în apa subterană, atât în foraje, pe măsura avansării, cât și în puțurile existente în perimetrul cercetat, s-au constatat următoarele:

Toate forajele executate pe terasa medie de pe malul drept al Dornei au interceptat complexul acvifer cu apă minerală, care circulă în acumulările aluvionare din baza acestoria și în zona alterată a șisturilor cristaline. Conținutul în CO_2 liber în apă și în ioni HCO_3^- variază de la un punct la altul, având în general valori mai scăzute către fruntea terasei și prezintând zone cu un conținut ridicat în CO_2 , cu valori cuprinse între 1,73—2,3 g/kg, care se situează pe o direcție aproximativ NE—SW, după cum reiese din tabloul 2 și din trasarea pe hartă a izolinilor concentrației de CO_2 în apa subterană.

TABLOUL 2

Numărul forajului	Adâncimea de recoltare a probei (m)	CO_2 g/kg	HCO_3^- g/kg
501	25,25	1,53	—
502	14,66	1,36	—
	22,46	1,46	—
503	30,26	1,73	—
	18,20	1,679	—
504	22,45	1,714	—
	26,70	1,768	—
505	5,75	0,3	—
	9,97	0,758	—
506	14,20	1,0278	0,7612
	8,00	0,93	—
507	10,43	1,11	—
	12,86	1,2069	0,1586
508	23,66	2,3	—
509	14,40	1,2196	0,1024
508	14,70	0,63	—
509	25,70	1,5489	0,1342
510	18,00	0,1477	0,0396



SOUL 1
subterane din zona Vatra Dornei

Tot din tabloul 2 reiese că în același foraj, săpat pînă la fundumentul cristalin, conținutul în CO_2 liber în apă crește cu adîncimea.

Pe lîngă conținutul ridicat în CO_2 liber și ioni HCO_3^- , s-a constatat și o creștere cu adîncimea a conținutului în cationi Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} și Fe^{+2} în apa subterană. Aceasta se datorează CO_2 dizolvat în apa subterană, care mărește acțiunea chimică a acestiei asupra rocilor prin care circulă (șisturi cristaline și elemente de roci eruptive din aluviumi), prin scăderea pH-ului apei și ușurarea atacului chimic al silicătilor și a mineralelor feromagneziene, conducînd astfel la trecerea în soluție a cationilor înainte enumerate.

De asemenea s-a mai putut constata din analizele chimice efectuate, că întotdeauna numărul miligramechivalenților de Cl este mai mic decît al ionilor Na și K, fapt care se datorează dezechilibrului cloro-alcalin, caracteristic apelor subterane care circulă prin șisturi cristaline, deoarece distrugerea silicătilor aduce în soluție mai mulți ioni alcalini decît ionii de Cl existenți în apa subterană.

Din reprezentarea grafică pe diagrama Tolstîhin (vezi figura) a compozitiei chimice a apelor subterane recoltate din complexul acvifer al terasei medii, se poate constata că atît probele de apă recoltate din puțuri de mică adîncime, în care este deschisă partea superioară a complexului acvifer din terasa medie, cât și probele de apă recoltate din foraje adîncite pînă la fundumentul cristalin, se grupează pe diagramă în aceeași zonă, prezintînd același echilibru salin. Tinem să subliniem că puțurile de mică adîncime exploatează partea superioară a complexului acvifer în care circulă exclusiv ape dulci, spre deosebire de foraje în care s-au cercetat apele mineralizate situate la partea inferioară a complexului acvifer.

Acest fapt, întemeiat și pe rezultatele cercetărilor executate, ne permite să afirmăm că în terasa medie există un singur complex acvifer, care circulă în aluviumile terasei și în zona alterată a șisturilor cristaline și este mineralizat către bază, datorită emanățiilor de CO_2 , ce vin probabil din adîncime pe fracturile ce străbat fundumentul cristalin. Această ipoteză este confirmată și de emanățiile puternice de tip mofetic constatate la gura sondelor 502, 503, 509, și 506 la atingerea

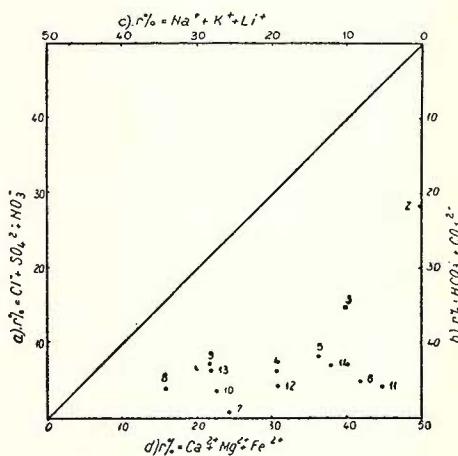


Fig. 1. Reprezentarea grafică pe diagrama N. I. Tolstîhin a compozitiei chimice a apelor subterane din zona Vatra-Dornei.

prin foraje a fundamentului cristalin, unde s-au întîlnit și concentrațiile cele mai mari de CO_2 în apa subterană.

Pe de altă parte ipoteza mineralizării apelor subterane în timpul circulației lor prin depozitele aluvionare se confirmă și din punct de vedere hidrodinamic. Într-adevăr, în cazul cînd apele mineralizate cu CO_2 ar fi avut emergență pe fracturi situate la sud, către țîțîna terasei, datorită amestecului cu apele subterane din terasă, așa cum s-a preconizat în trecut (1), ar fi trebuit ca concentrația de CO_2 în apă să scadă pe direcția de curgere a fluxului subteran. Din constatăriile noastre a reieșit însă că în zona țîțînei terasei, concentrația în CO_2 este scăzută, ridicîndu-se la valori însemnate îndată ce atinge zona de fractură din terasă cu direcție NE—SW, pusă în evidență de emanațiile de tip mofetic constatate prin foraje.

Din măsurătorile informative efectuate asupra radioactivității apelor minerale s-a constatat că ele au o radioactivitate cuprinsă între 1,45—2,96 U.M. sau 0,53—1,07 μc .

Radioactivitatea apelor minerale o atribuim circulației apelor subterane prin aluviunile terasei, constituite în mod preponderent din elemente de roci eruptive, alterate și dezaggregate în mare măsură de apele carbogazoase, bicarbonatace, de la care se încarcă cu radioactivitate.

Asupra complexului acvifer mineral care circulă în terasa medie s-au efectuat încercări experimentale prin pompare din foraje, pentru stabilirea caracteristicilor hidrogeologice ale acestuia și a capacitații sale de debitare.

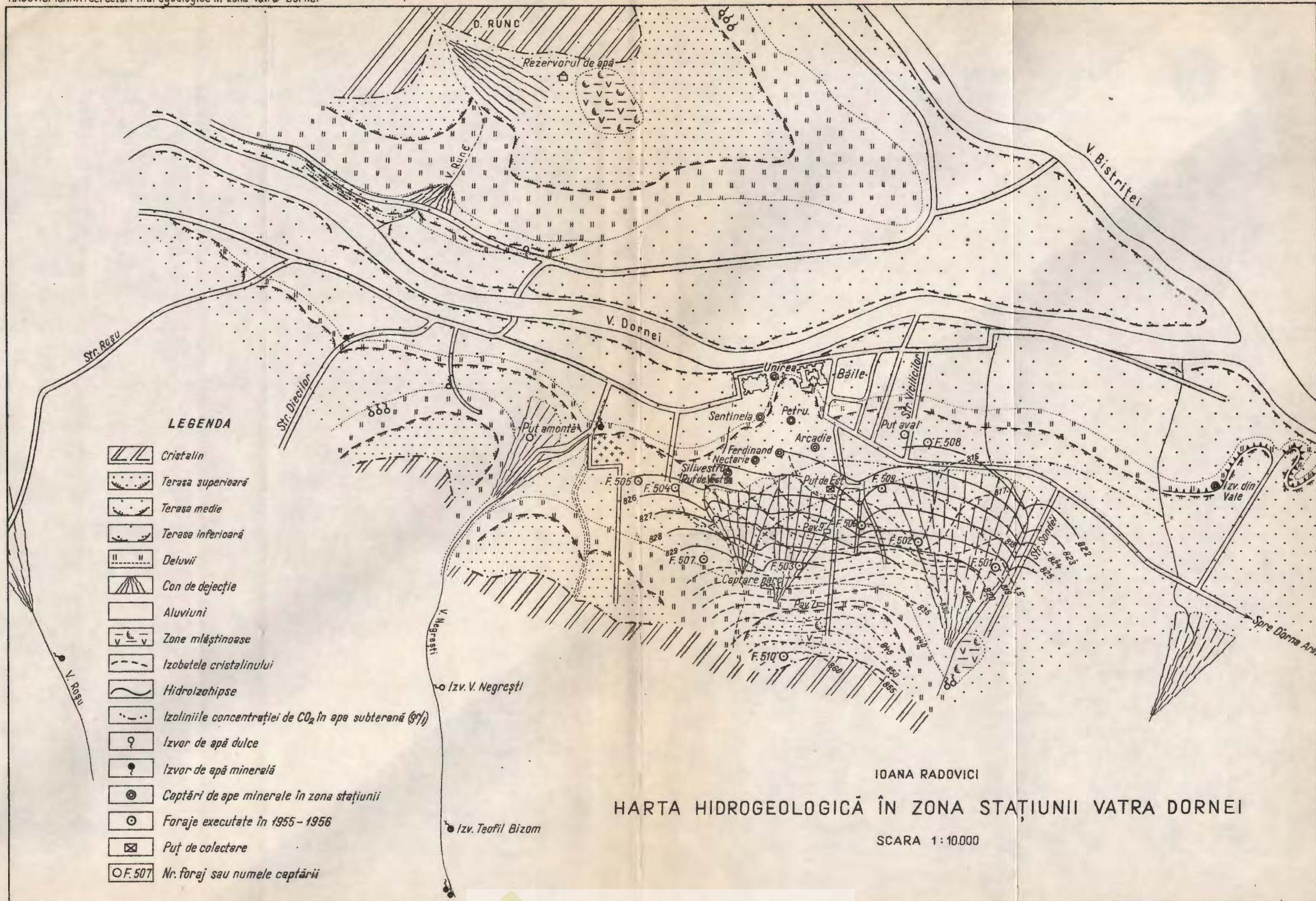
Pe baza rezultatelor obținute s-a stabilit un coeficient de infiltratie de aproximativ 6 m/24 ore, iar valoarea minimă a afluxului natural al stratului acvifer mineral, cantonat în terasa medie, pe un profil de 100 m, este de 114 m.c./24 ore.

Stratul acvifer din terasa inferioară, cantonat în depozitele aluvionare ale acestei unități, a fost identificat în puțurile destul de rare, existente pe terasa inferioară de pe malul drept al Dornei. Nivelul său hidrostatic variază între 0,50—3,00 m.

Stratul acvifer din lunca Dornei este alimentat prin infiltrări din apă rîului.

În general, stratele acvifere acumulate în terase și deluvii sunt alimentate din infiltrăția nemijlocită a apelor din precipitațiile atmosferice, căzute pe toată suprafața acestor unități morfologice. Face excepție de la aceasta complexul acvifer din terasa medie (pl. IV) de pe malul drept al Dornei, care este alimentat indirect din precipitații prin drenarea stratului acvifer din terasa superioară, ceea ce îl face să circule sub o slabă presiune de strat, după cum s-a arătat anterior.

Concluzii. Apa subterană care circulă în depozitele terasei medii de pe malul drept al Dornei este de proveniență vadoasă, rezultînd din precipitațiile atmosferice. Acestea, căzînd pe suprafața terasei, se infiltrează prin materialul deluvial-proluvial și ajunge în general la stratul de nisipuri fine argiloase-mîloase, care acoperă în mod discontinuu aluviunile terasei. În zonele unde stratul argilos-mîlos slab permeabil

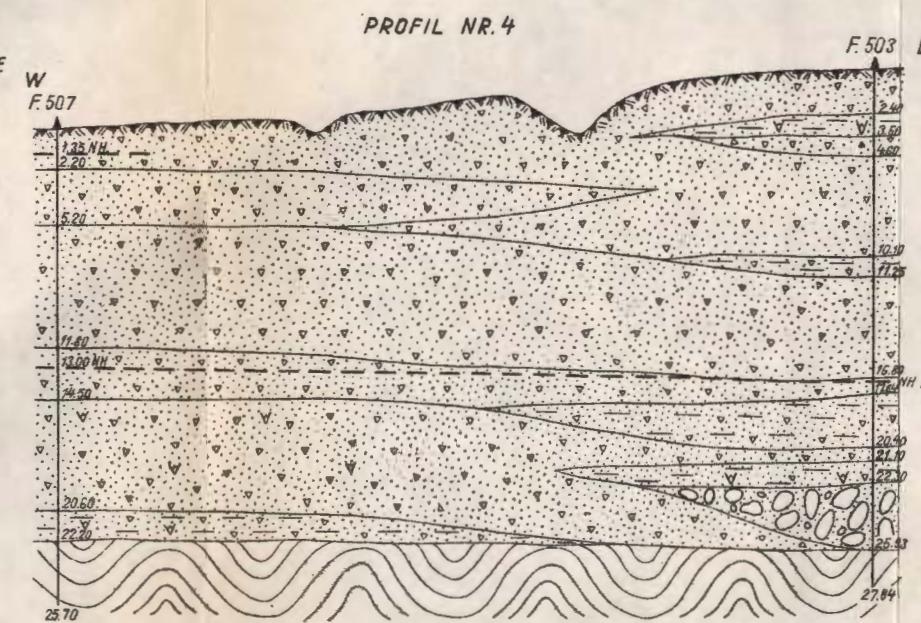
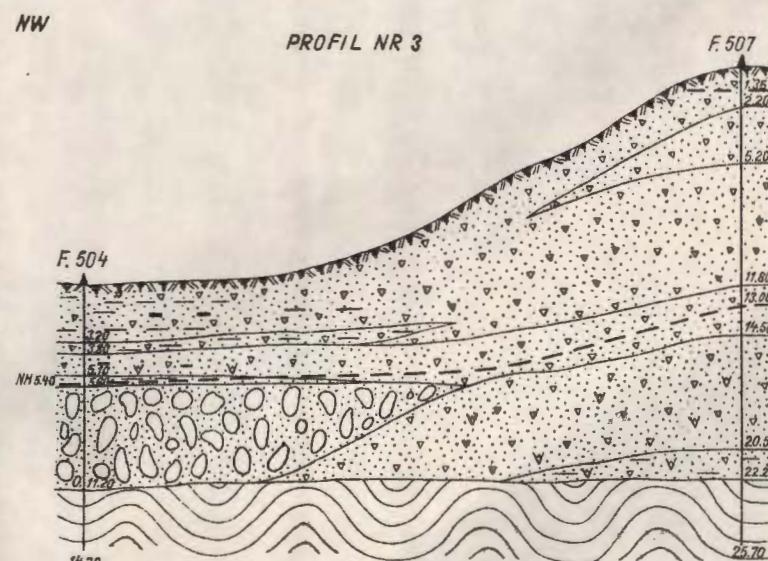
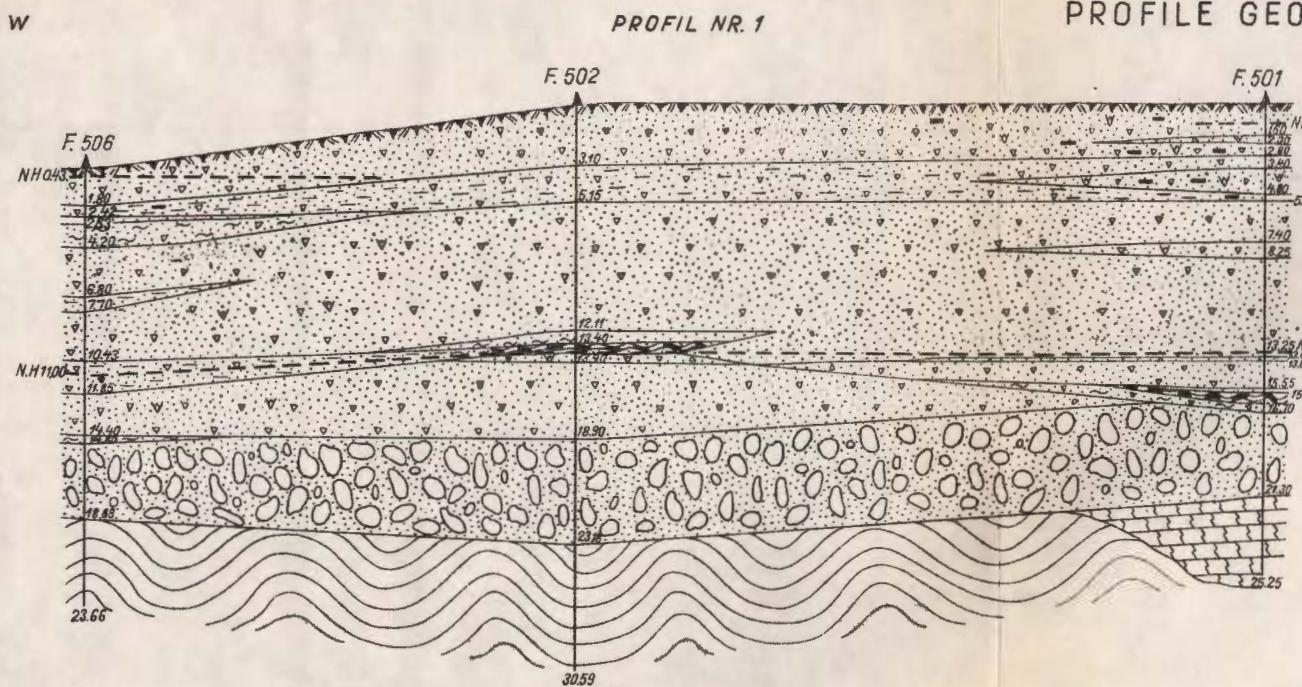


PROFILE GEOLOGICE ÎN ZONA STAȚIUNII VATRA DORNEI

IOANA RADOVIC

SC. LUNG. 1: 2.000

SC. ĪNĀLT. 1:400



LEGENDA

-  Sol vegetal

 Nisip cu elemente colturoase de sisturi crist.

 Nisip fin milos cu turbă

 Nisip fin argilos

 Nisip fin milos cu urme cărbunioase

 Bolovaniș și piatră în masă de nisip

 Sisturi cristaline

 Cuarțite negre

 Nivelul hidrostatic

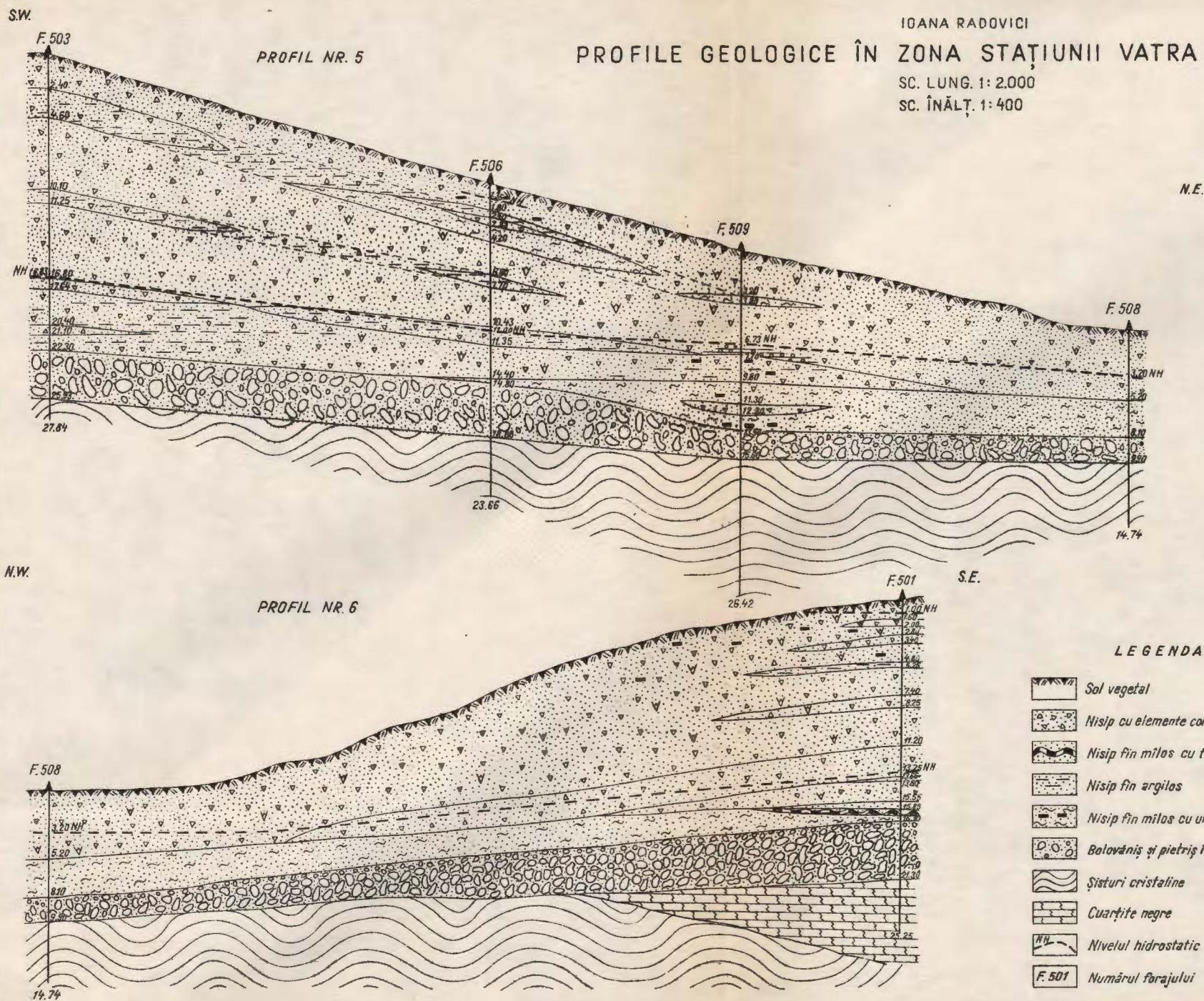
 F. 501 Numărul forajului

IOANA RADOVICI

PROFILE GEOLOGICE ÎN ZONA STĂIUNII VATRA DORNEI

SC. LUNG. 1: 2.000

SC. ÎNALT. 1: 400



LEGENDA

- [Symbol: White box] Sol vegetal
- [Symbol: Box with dots] Nisip cu elemente culturoase de sisturi cristaline
- [Symbol: Box with wavy lines] Nisip fin milos cu turbă
- [Symbol: Box with horizontal lines] Nisip fin argilos
- [Symbol: Box with circles] Nisip fin milos cu urme cărbunoase
- [Symbol: Box with diagonal lines] Bolovaniș și pietriș în masă de nisip
- [Symbol: Box with diagonal lines] Sisturi cristaline
- [Symbol: Box with diagonal lines] Cuarțite negre
- [Symbol: Box with NH line] Nivelul hidrostatic
- [Symbol: Box with F.501 line] Numărul forajului

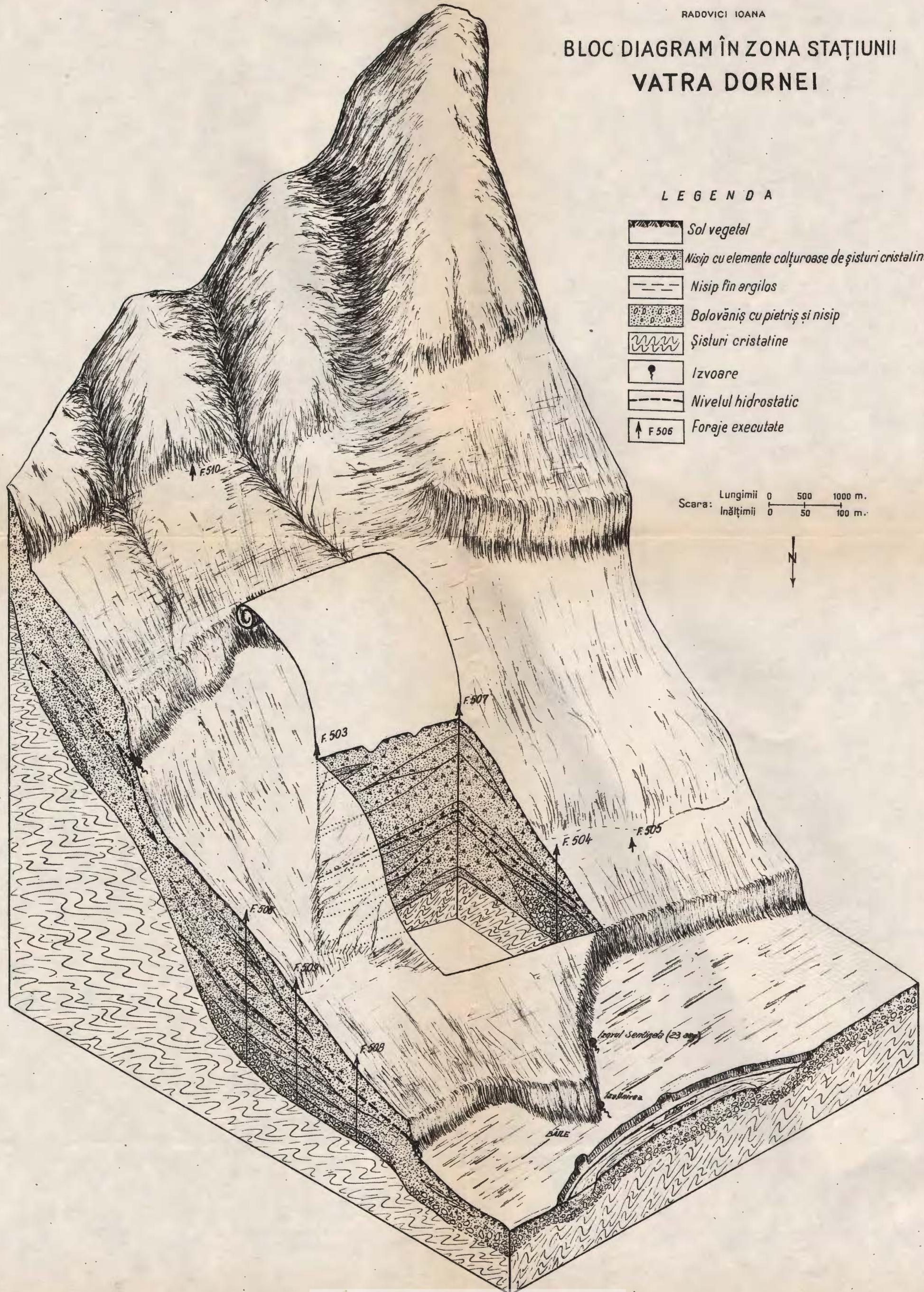
RADOVICI IOANA

BLOC DIAGRAM ÎN ZONA STĂIUNII VATRA DORNEI

LEGENDA

	Sol vegetal
	Nisip cu elemente culturoase de șisturi cristaline
	Nisip fin argilos
	Bolovaniș cu pietriș și nisip
	Șisturi cristaline
	Izvoare
	Nivelul hidrostatic
	Foraje executate

Scara: Lungimii 0 500 1000 m.
Inăltimi 0 50 100 m.



trece lateral la nisipuri, se produce înfiltrarea apei în adâncime, acumulându-se în depozitele aluvionare psefítice.

Principala sursă de alimentare a acestui strat acvifer o constituie însă infiltrările din stratul acvifer al terasei superioare și din apele de șiroire de-a lungul contactului morfologic cu nivelul superior de terasă. Faptul că stratul acvifer din terasa medie are un gradient hidraulic de 0,018—0,025 și este acoperit de un strat de nisipuri fine argiloase-miloase cu rare trekeri laterale la nisipuri constituie cauza fenomenului de slabă ascensiune pe care îl prezintă aceste ape subterane în forajele executate.

Caracterul carbo-gazos al apei subterane constituie o proprietate comună a întregului strat acvifer cantonat în aluviunile terasei medii și probabil și în terasa inferioară. Acest strat prezintă zone în care conținutul în CO_2 liber în apă este mai ridicat sau mai scăzut, în funcție de apropierea sau depărtarea de zonele de fracturi tinere care străbat fundamentul de șisturi cristaline și pe care probabil se produce ascensiunea din adâncime a emanărilor de CO_2 , ce stau în legătură cu fenomenele postvulcanice ale erupțiunilor terziare din lanțul Harghita—Călimani.

Bioxidul de carbon pătrunzind în stratul acvifer se dizolvă în apa subterană, care în acest mod devine carbo-gazoasă pe întreaga sa extensiune și capătă o acțiune chimică mărită asupra rocilor prin care circulă.

În dreptul mofetelor mascate de aluviuni, apele subterane au un conținut mai ridicat în CO_2 liber de cît în zonele mai îndepărtate de aceste mofete.

Este probabil că stratele acvifere acumulate în depozite psefítice permit un amestec mai omogen și o dizolvare mai accentuată a bioxidului de carbon în apă, în timp ce în zonele acoperite de depozite deluviale, dizolvarea CO_2 în apă se produce mult mai greu. Această ipoteză a fost verificată pe valea Negrești, unde analiza chimică a apei unui izvor din depozite deluviale prezintă o mineralizare foarte slabă și un conținut în CO_2 liber extrem de redus, în timp ce în amonte izvoare ca Teofil, Bizon, captate în albia văii și generate de stratul acvifer care circulă în aluviunile văii Negrești, au un conținut ridicat în CO_2 liber.

Din cercetările întreprinse în zona Vatra Dornei a reieșit că terasa medie de pe malul drept al Dornei, cuprinsă între V. Negrești și valea paralelă cu Str. Sondei din localitatea Vatra Dornei, la est de Parcul Băilor, poate fi exploatață prin captarea apelor minerale în vederea asigurării debitului necesar unei viitoare extensiuni a stațiunii balneare. Se recomandă ca viitoarele captări de ape minerale să se facă prin drenuri, care pot asigura debitele necesare și calitatea satisfăcătoare a apelor minerale.

BIBLIOGRAFIE

1. CANTUNIARI Șt., KRÄUTNER Th., MIHĂILESCU C. Die Mineralwasserquellen von Vatra Dornei. *C. R. Inst. Sci. Roum. (Acad. Sci. Roum.)*, III, 2, București 1939.
 2. LOEBEL ARTHUR. Înființarea Dornei ca stațiune balneară. Ed. Com. Baln., Cernăuți 1906.
 3. LOEBEL ARTHUR. Die Rekonstruktionsepoke des Eisenbades Dorna (1883—1897). Lipsca—Viena 1899.
-

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНЕ ВАТРА ДОРНЕЙ И. РАДОВИЧ-ДРЭГЭНЭСКУ

(Краткое содержание)

Автор, изучив состав и происхождение минеральных вод области Ватра Дорней, установил на основании предпринятых исследований, что не может быть поддержано гипотеза, что минеральные воды, богатые в свободном CO₂ и в солях, просочившихся из трещин кристаллического фундамента и после смешения их с подземными и поверхностными водами, накопились в южной части зоны, перекрытой террасовыми отложениями, минерализируя последние.

На основании буровых данных и проведенных химических анализов, автор пришел к заключению, что на средней террасе с правой стороны Ватра Дорней, циркулирует водоносный комплекс в аллювиальных накоплениях террасы и в выветренной зоне кристаллических сланцев.

Этот водоносный комплекс минерализуется в своей нижней части, эманацией CO₂, растворенной в воде, которая проникла через трещины кристаллического фундамента, как поступланическое проявление третичных извержений горного хребта Харгита—Кэлиман.

В заключении, автор полагает, что минерализация вод, зоны Ватра Дорней, происходит непосредственно в аллювиальных отложениях террасы и в выветренной зоне верхней части кристаллических сланцев, через смешение подземных вод (инфилтраций) с эманациями типа мофета, выявленных в молодых трещинах, пронизывающих кристаллический фундамент.



RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA ZONE DE VATRA DORNEI

PAR

IOANA RADOVICI-DRĂGĂNESCU

(Résumé)

L'auteur a étudié l'origine des eaux minérales dans la zone de Vatra Dornei et par suite des recherches entreprises a été infirmée l'hypothèse que les eaux minérales riches en CO_2 libre et en sels migraient par les fractures du soubassement cristallin,— localisées dans le sud de la zone recouverte par des dépôts de terrasse — et se mêlaient à l'eau phréatique qui circule dans les alluvions — en la minéralisant — ainsi qu'aux eaux superficielles d'infiltration.

Suivant les données de forage et les analyses chimiques on a établi que dans les accumulations alluviales de la terrasse médiane du côté droit de Valea Dornei circule un complexe aquifère ainsi que dans la zone altérée des schistes cristallins. Ce complexe aquifère est minéralisé à la partie inférieure par la dissolution des émanations de CO_2 qui montent par les fractures du soubassement cristallin sous forme de manifestations postvolcaniques des éruptions tertiaires de la chaîne Harghita—Călimani.

En conséquence, la minéralisation des eaux dans la zone de Vatra Dornei a lieu autant dans les dépôts alluviaux de terrasse que dans la zone altérée à la partie supérieure des schistes cristallins, par suite du mélange entre les eaux souterraines d'infiltration et les émanations de type mofettique, qui apparaissent le long des fractures récentes du soubassement cristallin.



Institutul Geologic al României

HIDROGEOLOGIE

CONSIDERAȚII HIDROGEOLOGICE ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI
DE MINEREU DE FIER DIN ZONA PALAZU MARE¹⁾

DE

GH. VASILESCU, V. VAMVU, E. FRUGINĂ

Perimetru cercetat se situează în raza comunei Palazu Mare, la cca 6 km de orașul Constanța, în partea estică a unității structurale Dobrogea de Sud. Morfologic, zona Palazu Mare are aspectul de cîmpie, brăzdată de văi largi cu versanți domoli, acoperiți cu depozite deluviale și numai în puține cazuri se întîlnesc pante pronunțate și abrupturi, cum este cazul pe anumite porțiuni ale malului vestic al lacului Siut-Ghiol. Din punct de vedere altimetric, zona respectivă se situează între cotele 3 m și 36 m deasupra nivelului mării. Văile sunt în general scurte și au o orientare W—E. Acestea sunt activate numai în perioadele cu precipitații abundente. Singurul element hidrografic important în zona Palazu Mare îl constituie lacul Siut-Ghiol, situat la cca 1 km est de perimetru cercetat. Lacul Siut-Ghiol are apă dulce, fiind alimentat de apele continentale, și este separat de Marea Neagră printr-un cordon litoral. Nivelul lacului se situează la cca 1,80 m deasupra mării, ceea ce face ca apa din lac să se verse în mare prin trei canale.

Geologia zonei Palazu Mare este cunoscută din lucrările efectuate anterior de geologii: ADEMĂRĂȘTEANU (1), V. ANASTASIU (2), I. ATANASIU (3), L. MRAZEC (9), GH. MURGOCI (10), GH. MACOVEI (8), R. CIOCÂRDEL (4—6), D. PATRULIUS (5) și R. PASCU (11), precum și din studiile geologice mai recente, executate de M. CHIRIAC²⁾ și STANCIU COSMA³⁾.

Primele măsurători geofizice în regiunea Constanța au fost efectuate în anul 1951, de către Comitetul Geologic, în cadrul planului de lucrări pentru întocmirea hărților geofizice ale R.P.R.

¹⁾ Comunicare în ședință din 6 aprilie 1962.

²⁾ M. CHIRIAC, A. PERIANU și A. CEHLAROV. Raport asupra zăcămintelor de calcar din regiunea Mireasa—Cheia—Tîrgușor—Piatra—Năvodari—Capul Midia (reg. Constanța). Arh. Com. Geol., 1959.

³⁾ ST. COSMA, I. TEODORU și C. BRESTOIU. Cercetări geologice din regiunea Ceamurlia de Sus—Casimcea—Dorobanțu (Dobrogea Centrală). Arh. Com. Geol., 1958.

Prospecțiunile geofizice executate au pus în evidență existența unei anomalii magnetice și gravimetrice, al cărei centru se situează imediat la SW de comuna Palazu Mare.

Această anomaliă, provocată de un corp mineralizat, situat în profunzime, a fost verificată, în perioada 1952—1957, prin 16 foraje cu adâncimi cuprinse între 689—1500 m, executate de ISEM. (vezi planșa I).

Prin forajele executate pentru perimetru cercetat, au fost stabilite următoarele limite stratografice:

	Adâncimea medie	<u>m</u>
Cuaternar/Sarmațian	15	
Sarmațian/Cretacic	25	
Cretacic/Jurasic	60	
Jurasic/Cristalin	550	

Cuaternarul este reprezentat prin loess, lehmuri și argile cu concrețiuni calcareoase. Grosimea depozitelor cuaternare variază între 12—18 m.

Sarmațianul are grosimi cuprinse între 6—16 m și este reprezentat prin calcare organogene și argile verzui, cu intercalații lenticulare de nisipuri cuatoase cafenii.

Cretacicul are grosimi care variază între 30—44 m și este reprezentat prin Senonian și Barremian. Depozitele senoniene sunt constituite din crete moi de culoare albă, în care sunt intercalate nisipuri grosiere gălbui, iar cele barremiene din calcare grosiere, gălbui-ruginii, cu diaclaze de calcit.

Jurasicul are grosimi care variază între 470—550 m și este constituit din calcare zaharoide, albicioase, fisurate sau cavernoase și calcare dolomitice uneori cu intercalații de marno-calcare.

Calcarele dolomitice au culoare cenușie-gălbui și prezintă foarte multe fisuri și goluri cu dimensiuni variabile. Pereții acestor goluri și fisuri sunt uneori tapisați cu cristale foarte fine de calcit, dând aspect de geode. Intensitatea rețelei de fisuri și goluri în aceste calcare scade mult sub adâncimea de cca 400 m. La baza calcarelor jurasice se întâlnește un orizont discontinuu de conglomerate, constituite din elemente de sisturi verzi, micașisturi și cuarțite, prinse într-un ciment calcaros.

Cristalinul este constituit dintr-o alternanță de sisturi amfibolitice, sisturi actinolitice, sisturi tremolitice, cuarțite, sisturi cuarțitice, micașisturi, sisturi biotitice, calcare tremolitice și gnaise feldspatice. La adâncimi de peste 1000 m, prin foraje, au fost întâlnite și paragnaise. În Cristalin, începînd chiar de la limita Jurasic/Cristalin, a fost stabilită existența unui zăcămînt de minereu de fier, reprezentat prin magnetit, fin și omogen diseminat în masa amfibolitelor, a cuarțitelor amfibolice, sisturilor actinolitice și micașisturilor, ceea ce face ca intervalele mineralizate să fie



greu observate cu ochiul liber. Cuarțitele micacee și paragnaisele nu sunt mineralizate.

Formațiunile sedimentare au o poziție aproximativ orizontală, pe cind Cristalul prezintă înclinări mari, care variază între 45° și 90° . Prin forajele executate pe o suprafață de cca $1,5 \text{ km}^2$, precum și prin extrapolarea rezultatelor acestora în cadrul anomalilor geofizice, în zona Palazu Mare a fost calculată o rezervă de minereu de fier de ordinul sutelor de milioane de tone.

Tinând seamă de necesitățile economiei naționale, Comitetul Geologic, prin ISEM, a reluat în anul 1960 cercetările geologice în zona Palazu Mare, urmărind identificarea de noi rezerve de minereu de fier, în extinderea perimetrlui cercetat anterior și, în paralel, obținerea de date hidrogeologice, în vederea aprecierii posibilităților de exploatare a zăcământului deja conturat.

Trebuie să arătăm că în perimetru Palazu Mare, nu au fost executate anterior cercetări hidrogeologice. Se cunoșteau însă o serie de date hidrogeologice, cu caracter regional, din lucrările profesorului G.H. MACOVEI (10), R. CIOCÂRDEL și EM. PROTOPOPESCU PACHE (5), precum și din unele lucrări de cercetare prin foraje, pentru depistarea de surse de ape potabile în această parte a Dobrogei, care au condus la stabilirea mai multor strate acvifere, capabile să asigure debite importante. Astfel, s-a stabilit existența unui strat acvifer freatic în baza depozitelor loessoide cuaternare, precum și strate acvifere de adîncime în depozitele sarmațiene, cretacice și jurasice.

Stratul acvifer freatic cantonat în baza depozitelor cuaternare are un debit redus, datorită constituției litologice a depozitelor loessoide. Alimentarea acestui strat acvifer se face prin infiltrarea directă a precipitațiilor atmosferice.

La Caragea—Dermen, cercetările întreprinse anterior au arătat că, dat fiind lipsa unui orizont impermeabil în baza depozitelor cuaternare, stratul acvifer freatic, se extinde și în fisurile cretei senoniene, precum și în nisipurile apțiene, iar nivelul hidrostatic al acestuia se situează între cotele $+2 \text{ m}$ și $+2,50 \text{ m}$, deci puțin mai sus decât apele lacului Siut-Ghiol.

Mentionăm că în zona Palazu Mare, valoarea anuală a precipitațiilor atmosferice este de 350—400 mm, iar valoarea evaporației de 300—350 mm, rezultând astfel că alimentarea stratului acvifer freatic este foarte redusă.

Stratul acvifer de adîncime, din depozitele sarmațiene, se întâlnește în rețeaua de fisuri a orizontului calcaros, care are în bază un strat de argilă verzuie. Acest strat acvifer constituie sursa de alimentare cu apă a localității Palazu Mare. Stratul acvifer de adîncime din depozitele cretacice se întâlnește în nisipurile grozioare, senoniene, și constituie sursa de alimentare cu apă a localităților Basarabi și Valul lui Traian. Generarea acestui strat acvifer este favorizată de existența stratului de argilă apăiană.

În calcarele barremiene, deși există o rețea de fisuri în care este acumulată apă, din lipsa unui orizont impermeabil, care să separe calcarele barremiene de calcarele



jurasice, nu se poate vorbi de un strat acvifer separat, întrucât acesta reprezintă în fapt partea superioară a stratului acvifer din calcarele jurasice.

Stratul acvifer de adâncime din calcarele jurasice, a fost cunoscut anterior din forajele executate cu obiectiv de exploatare, pînă la adâncimi de maximum 50 m, sub limita Cretacic/Jurasic. Acest strat acvifer, ce se întindește în rețelele de fisuri și caverne existente în calcarele jurasice, este ascensional, fiind izolat la partea superioară prin argilele aptiene. Nivelul hidrostatic al stratului acvifer respectiv se situează în zona Palazu Mare între +4,96 m și +5,39 m, iar în lacul Siut-Ghiol, printr-un foraj executat în interiorul lacului, la cca 500 m de țărm, nivelul hidrostatic s-a stabilit la 3 m deasupra nivelului lacului, ceea ce corespunde cotei de +4,80 m, avînd în vedere că nivelul lacului se situează în jurul cotei de +1,80 m. Capacitatea de debitare a acestui strat acvifer este considerabilă. Astfel, în punctul Caragea-Dermen, unde se află captarea de apă potabilă pentru alimentarea orașului Constanța, printr-un singur puț se poate obține un debit de 27.000 mc/24 ore, pentru o denivelare de la nivelul hidrostatic de 11—13 m.

O altă indicație privind capacitatea de debitare a stratului acvifer din depozitele jurasice, ne-o dau izvoarele din zona lacului Siut-Ghiol, în porțiunea unde peste Jurasic stau direct depozite cuaternare, situate de-a lungul liniei de fractură identificată pe Valea Carierei și care se prelungesc prin lacul Siut-Ghiol.

Tinînd seama de cantitatea de apă deversată din lac în mare prin două canale, unde s-a putut măsura debitul, cît și prin canalul pescăresc de alimentare spre lacul Tașaul și avînd în vedere și valoarea evaporațiilor de pe suprafața lacului, rezultă că afluxul de apă în lacul Siut-Ghiol, din stratul acvifer din depozitele jurasice, ar fi de 2—2,5 mc/sec.

Din examinarea modului de executare a forajelor de explorare geologică, săpate de ISEM în intervalul 1952—1957 în zona Palazu Mare, se desprind o serie de indicații importante privind stratele acvifere de adâncime.

Faptul că pierderile totale de circulație în foraje au avut loc, în majoritatea cazurilor, începînd din baza depozitelor cretacice și în mai puține cazuri imediat sub limita Cretacic/Jurasic, ne îndreptăște să considerăm că stratele permeabile cuaternare și senoniene au o permeabilitate relativ mică, iar calcarele barremiene, în partea superioară, au un grad de fisurare mai redus.

Avînd în vedere însă că la cimentarea primelor coloane tubate pînă în jurul limitei Cretacic/Jurasic nu s-a obținut la toate sondele circulația la zi, am ajuns la concluzia că gradul de fisurare al calcarelor barremiene nu este uniform.

Executarea forajelor în depozitele jurasice, cu circulație pierdută și fără acumulări de detritus în gaura de sondă, pînă la adâncimea de cca 400 m, indică faptul că în calcarele jurasice, pînă la adâncimea respectivă, rețeaua carstică este constituită din caverne și fisuri cu dimensiuni mari, în care a fost posibilă antrenarea detritusului,



de către curentul de apă din sondă în strat, întrucât sondele au funcționat ca puțuri absorbante.

De la adâncimea de 400 m pînă la limita Jurasic/Cristalin și în continuare în Cristalin detritusul nu a mai fost antrenat în strat, ceea ce dovedește că sub adâncimea respectivă gradul de fisurare al rocilor se reduce considerabil sau că pe unele intervale rocile sunt compacte.

Lucrările hidrogeologice pentru obținerea de date care să conducă la cunoașterea, în linii generale, a condițiilor hidrogeologice ale zăcămîntului de fier din zona Palazu Mare au fost începute în anul 1960, efectuîndu-se încercări experimentale asupra Cristalinului, precum și asupra stratului acvifer din calcarale jurasice.

Cercetările hidrogeologice asupra Cristalinului au fost efectuate prin 8 sonde vecchi de explorare geologică, fiind redeschise numai acele sonde la care ultima coloană tubată a fost încastrată în Cristalin. Înainte de a se trece la efectuarea încercărilor hidrogeologice, s-a verificat la fiecare sondă etanșeitatea ultimei coloane tubate și, în cazul cînd s-au constatat defecțiuni, au fost luate imediat măsuri pentru remediere.

Din sondele începute în anul 1960, au fost folosite pentru încercări asupra Cristalinului sondele nr. 5018 și 5071, prin celealte sonde urmînd să se efectueze încercări ulterior. Încercările experimentale asupra Cristalinului au fost efectuate pe gaură netubată, folosindu-se la începutul lucrărilor pistonarea, iar din anul 1961 pompa mamuth.

Pompările experimentale au fost făcute numai din cîte o sondă, iar în celealte sonde deschise au fost efectuate observații asupra variației nivelului apei.

În urma încercărilor efectuate, s-a stabilit că în Cristalin există un strat acvifer cu apă sărată, a cărui capacitate de debitare variază în limite largi, respectiv de la 33,60 mc/24 ore la sonda 5004, pentru o denivelare a nivelului hidrostatic de 551,05 m, la 258 mc/24 ore la sonda 5009, pentru o denivelare a nivelului hidrostatic de 327,20 metri, iar debitul specific este cuprins între valorile 0,00956—0,790 mc/24 ore/l m denivelare.

Nivelul hidrostatic se situează în jurul cotei de 1,5 m deasupra nivelului mării.

În acest fel, asupra Cristalinului au fost efectuate încercări, prin sondele vecchi de explorare geologică, pînă la adâncimea de 935 m, iar prin sonda 5018 pînă la adâncimea de 1197 m. Trebuie să arătăm că numai în zona sondei nr. 5018, Cristalinul s-a dovedit impermeabil pe toată grosimea deschisă.

La celealte sonde, prin care s-au constatat infiltrării de apă din Cristalin, pe baza profilelor mecanice și a diagrameilor electrice normale, nu s-a putut stabili dacă pentru intervalele încercate, Cristalinul este permeabil pe toată grosimea, sau sunt numai anumite orizonturi permeabile.

În vederea stabilirii intervalelor permeabile, prin găurile de sondă au fost executate măsurători geofizice de rezistivimetrie cu rază de investigație foarte mică, aproximativ egală cu raza găurii de sondă. Pentru efectuarea acestor măsurători,

având în vedere că stratul acvifer respectiv debitează apă sărată, s-a umplut în prealabil gaura de sondă cu apa dulce și apoi prin lăcărire s-a antrenat ușor stratul acvifer din Cristalin, care a început să debiteze apă sărată în sondă, iar prin măsurarea rezistivității apei din gaura de sondă, au fost delimitate orizonturile permeabile (vezi planșa II).

Din compararea profilelor mecanice ale sondelor cu diagramele electrice de rezistivimetrie, se constată că orizonturile permeabile nu pot fi legate de anumite faciesuri ale Cristalinului. S-ar părea totuși că micașisturile sunt în general impermeabile.

O corelare pe orizontală între diversele orizonturi permeabile stabilite în Cristalin este greu de făcut, întrucât adâncimile acestora variază de la o sondă la alta, dind aspectul unei dezvoltări neregulate.

Faptul că în timpul încercărilor experimentale au fost înregistrate denivelări în sondele de observație, cu valori pînă la 17,75 m, ne îndreptăște să considerăm că rețelele de fisuri existente în Cristalin au continuitate, direcția lor de dezvoltare nefiind legată de poziția stratelor.

Grosimea orizonturilor permeabile, cît și a orizonturilor impermeabile, variază de la o sondă la alta. Astfel, orizonturile permeabile variază între 20—165 m, iar orizonturile impermeabile au grosimi de 10—150 m, așa cum rezultă din măsurările geofizice.

Pentru a verifica gradul de precizie al delimitării orizonturilor permeabile cu ajutorul măsurătorilor geofizice, prin trei foraje au fost tubate linere $\varnothing \frac{3}{4}$ ", cimentate în spate în dreptul orizonturilor permeabile și s-a constatat că orizonturile indicate ca impermeabile prin măsurătorile geofizice sunt lipsite de infiltrăție de apă.

Pe baza grosimilor stabilite pentru orizonturile permeabile deschise și încercate prin fiecare sondă, folosind valoarea debitelor și a denivelărilor corespunzătoare, obținute în timpul pompărilor experimentale, au fost stabilite valorile coeficienților de infiltrăție, care variază între 0,00634 m/24 ore și 0,060 m/24 ore.

Valorile obținute pentru coeficienții de infiltrăție arată că stratul acvifer cantonat în Cristalin are în general o capacitate de debitare relativ mică, așa cum a reieșit din însăși pompările experimentale efectuate.

Pentru orientare asupra variației capacității de debitare a stratului acvifer din Cristalin, în cadrul perimetrlui cercetat, s-a întocmit harta cu izolinile debitului specific unitar, raportat la grosimea orizonturilor acvifere stabilite prin măsurătorile geofizice, precum și harta cu izolinile debitului specific unitar, raportat la întreaga grosime a Cristalinului deschis în timpul încercărilor hidrogeologice.

Din cele două hărți, se constată că permeabilitatea și respectiv capacitatea de debitare a stratului acvifer din Cristalin, crește de la NE spre SW.

Comparînd cele două hărți rezultă că raportul dintre grosimea cumulată a orizonturilor acvifere încercate și grosimea cumulată a orizonturilor impermeabile este aproximativ uniform pînă la adâncimea cercetată.



Măsurătorile de revenire de la nivelul dinamic la nivelul hidrostatic, efectuate după terminarea pompărilor experimentale, arată că dacă debitele obținute prin pompare au valori mari în unele cazuri, aceasta se datorează nu unei permeabilități mari a orizonturilor permeabile, ci gradienților hidraulici cu valori foarte mari creați în timpul pompărilor, care au făcut ca vitezele de circulație în strat să crească foarte mult.

Datele hidrogeologice arătăte pentru stratul acvifer din Cristalin reprezintă rezultatele primei etape de cercetări hidrogeologice, urmând ca acestea să fie aprofundate prin cercetări hidrogeologice de detaliu, care urmează să fie executate în continuare.

Stratul acvifer din calcarele jurasice a fost cercetat prin trei sonde vechi de explorare, precum și prin sondele hidrogeologice nr. 5071 și 5072. Prin sondele vechi de explorare, stratul acvifer a fost deschis prin perforarea cu jet a coloanei $\varnothing = 8\frac{5}{8}''$, pe intervalele pe care coloanele nu au fost cimentate în spate, respectiv între adâncimile de 160—400 m. Prin aceste sonde, încercările hidrogeologice efectuate au arătat că stratul acvifer are o capacitate de debitare foarte mare, debitul specific având valori de la 302,5 mc/24 ore la 574 mc/24 ore, iar nivelul hidrostatic se situează, în cadrul perimetrlui cercetat, între cotele +4,96 m și +5,39 m deasupra nivelului Mării Negre.

Încercindu-se deschiderea unor orizonturi acvifere și sub adâncimea de 400 m, nu s-a reușit în general perforarea inelului de ciment din spatele coloanei. La sonda 5006 a fost deschis totuși un orizont acvifer sub adâncimea de 400 m, respectiv între adâncimile de 425—450 m, care a corespuns probabil unei zone mai slabe de cimentare a coloanei în spate sau complet necimentată.

Încercindu-se efectuarea de pompări experimentale asupra acestui orizont, s-a înregistrat o importantă viitură de nisip fin, care nu a permis efectuarea în condiții normale a încercărilor. Nisipul provenit prin acest interval, a fost analizat din punct de vedere mineralologic, în laboratorul Întreprinderii de Prospecții și Laboratoare, stabilindu-se următoarea compozиție:

	%		%
Cuarț	68,5	Pirită	0,5
Calcit	18,0	Granați	sporadic
Glaucnit	10,0	Zircon	sporadic
Feldspat	3,0		

Cercetări mai detaliate asupra stratului acvifer din calcarele jurasice, au fost efectuate prin sonda hidrogeologică nr. 5071 și sunt în curs de executare prin sonda nr. 5072. Prin aceste sonde, încercările au fost făcute pe gaură netubată, obținindu-se de asemenei debite foarte mari pînă la adâncimea de 367 m, ceea ce concordă cu rezultatele obținute prin sondele vechi de explorare.

Dintre orizonturile acvifere încercate, intervalul cu cea mai mare capacitate de debitare a fost stabilit prin sonda 5071, între adîncimile de 40—150 m, pentru care s-a stabilit un debit specific de 912 mc/24 ore. Prin cea de a doua sondă hidrogeologică nr. 5072, în curs de executare și care a atins adîncimea de 350 m, între adîncimile de 300—350 m s-a constatat o viitură puternică de nisip fin, silicios, alb, în care, spre deosebire de nisipul identificat prin sonda 5006, nu se observă macroscopic pirită. Pentru acest nisip nu avem încă rezultatul analizei mineralogice.

Pentru stabilirea modului de dezvoltare, cît și provenienței acestor nisipuri în complexul calcarelor jurasice, considerăm că la data actuală nu disponem de date suficiente.

Încercările hidrogeologice selective, efectuate prin sonda 5071 cu ajutorul testerului, pe măsura avansării forajului sub adîncimea de 367 m, pentru tronsoane cu grosimi de 17—45 m au arătat că în punctul respectiv, capacitatea de debitare a stratului acvifer scade considerabil în adîncime, cu excepția tronsonului 400—430 m, pentru care a rezultat un debit specific de 504 mc/24 ore. Acest debit specific foarte mare, obținut pentru intervalul 400—430 m, arată că între adîncimile menționate gradul de fisurare al calcarelor este mare, fapt care se constată și din carotele extrase din intervalul respectiv. Nu este exclus ca acest debit mare să se datorească în parte și unei închideri imperfecte cu testerul, a orizonturilor acvifere superioare.

Pentru restul intervalelor încercate între adîncimile 367 m și 536,90 m (limita Jurasic/Cristalin), au rezultat debite specifice mici, a căror valoare variază de la 0,0024 mc/24 ore/1 m denivelare, la 7,4 mc/24 ore /1m denivelare, ceea ce arată că gradul de fisurare al calcarelor este foarte mic, iar capacitatea de debitare a stratului acvifer respectiv ne îndreptășește să considerăm calcarele, pe intervalele respective, ca semipermeabile și chiar impermeabile (vezi planșa nr. 3).

În categoria rocilor impermeabile, în punctul cercetat, ar putea fi considerat pachetul de calcare dintre adîncimile 450—525 m, pentru care prin încercările cu tester au fost obținute următoarele rezultate:

Intervalul m	Debitul mc/24 ore	Denivelarea de la nivelul hidrostatic m	Debitul specific mc/24 ore/1 m denivelare
450—475	3,60	394	0,0091
480—500	8,40	420	0,02
500—525	1,20	480	0,0024

Extinderea acestui orizont de calcare semipermeabile, în cadrul perimetrului pentru care a fost conturat zăcământul prin foraje, urmează să fie verificată prin încă două foraje hidrogeologice, dintre care forajul 5072 este în curs de executare.



În vederea stabilirii caracteristicilor hidrochimice ale orizonturilor acvifere încercate, din fiecare orizont sau complex acvifer încercat, atât Jurasic cît și în Cristalin, s-au recoltat probe de apă, care au fost analizate în laboratorul Întreprinderii de Prospecțiuni și Laboratoare.

Din examinarea rezultatelor analizelor chimice, reiese că probele de apă recolțate din stratul acvifer din calcarile jurasice, au mineralizația totală care nu depășește 1 gr/kg, pe cînd apele stratului acvifer din Cristalin au o mineralizație totală care variază de la 7,8338 gr/kg la sonda 5003 pentru intervalul 551,50—689,80 m, la 17,8422 gr/kg la sonda 5005 pentru intervalul 554—934 m, din care NaCl 6,0979 — 15,4424 gr/kg. În marea majoritate mineralizația totală depășește 11 gr/kg.

Diferența foarte mare între gradul de mineralizare al apelor din calcarile jurasice și al apelor din Cristalin, fără a exista o zonă mai largă, în care să aibă loc o trecere treptată de la o mineralizație la alta, ne îndreptățește să considerăm că sursele de alimentare ale celor două strate acvifere sunt complet diferite.

Tinînd seama de gradul de mineralizare al stratului acvifer din calcarile jurasice, rezultă că alimentarea acestui strat acvifer este asigurată de apele superficiale și precipitațiile atmosferice, care se infiltrează prin zonele de aflorare ale calcarelor.

Capacitatea de debitare foarte mare, precum și intensitatea solicitării acestui strat prin captarea de la Caragea—Dermen, cît și prin izvoarele care alimentează lacul Siut-Ghiol, dovedesc că sursa lui de alimentare este foarte abundantă. O asemenea sursă de alimentare abundantă nu o pot constitui, în nici un caz, precipitațiile atmosferice, întrucît Jurasicul apare la zi în Dobrogea de Sud pe suprafețe foarte mici și deci aportul de alimentare din precipitațiile atmosferice este cu totul neînsemnat, cu atît mai mult cu cît diferența dintre valoarea precipitațiilor și a evaporației este foarte mică, aşa cum s-a arătat anterior.

Pentru stabilirea sursei de alimentare a stratului acvifer din depozitele jurasice considerăm că trebuie să se execute o cercetare hidrogeologică regională, care să stabilească dacă nu este posibil ca alimentarea acestuia să fie făcută prin infiltrarea directă a apelor din Dunăre. Această ipoteză pare a fi plauzibilă, cu atît mai mult cu cît spre interior, nivelul hidrostatic a fost întîlnit și la cota +8 m, care ar fi justificată, dacă tinem seama că la Cernavodă nivelul maxim al apelor Dunării atinge cota de +11,70 m, iar nivelul de etaj se situează la +4,35 m.

Stratul acvifer cu apă sărată, existent în rețelele de fisuri ale Cristalinului, considerăm că nu poate să fie alimentat din apele superficiale și precipitațiile atmosferice, care prin circulație prin rocile permeabile s-ar mineraliza pe măsura adîncimii, întrucît în Dobrogea de Sud formațiunile permeabile sunt reprezentate prin depozite loessoide, gresii, nisipuri, crete, calcare și formațiuni cristaline, care nu pot să conducă la mineralizarea unei ape ce ar circula prin ele, în aşa măsură încît să fie comparabilă cu aceea a apei existente în rețelele de fisuri ale Cristalinului.



Existența unui strat acvifer cu apă sărată în Cristalin, în zona Palazu Mare, considerăm că nu poate fi pusă decât pe seama infiltrației apei de mare în adâncime către uscat, datorită densității mai mari decât a apelor continentale, cu care s-a stabilit un echilibru practic hidrostatic. Asemenea situații de echilibru, între apa continentală și apa marină în interiorul unui strat permeabil sau a unui complex permeabil sunt cunoscute și studiate în numeroase țări, în zonele de litoral. Cercetările hidrogeologice ce se vor executa în continuare în zona Palazu Mare ar putea să conducă la identificarea zonei de contact dintre apa continentală și apa marină.

Din cele arătate, rezultă că zăcămîntul de minereu de fier din zona Palazu Mare, în ansamblu, are condiții hidrogeologice foarte grele. Aceste condiții de zăcămînt sunt determinate de existența stratului acvifer din rețelele de fisuri și caverne ale calcarelor jurasice, care pe o grosime de peste 350 m are o capacitate de debitare considerabilă, practic inepuizabilă prin eventuale lucrări de asecare.

Orizontul bazal al calcarelor jurasice, prin permeabilitatea redusă, potrivit celor stabilite prin sonda 5071, ar constitui un ecran de protecție pentru eventualele lucrări miniere de exploatare în Cristalin, în cazul în care acest orizont s-ar dovedi continuu în perimetrul cercetat.

Condițiile hidrogeologice ale zăcămîntului în Cristalin, deși sunt grele, nu pot să facă imposibilă executarea unor eventuale lucrări miniere de exploatare. Pentru cunoașterea detaliată a condițiilor hidrogeologice ale zăcămîntului de minereu de fier din zona Palazu Mare, este necesar să se mai execute o serie de cercetări, atât prin foraje hidrogeologice speciale, cât și prin sonde de explorare geologică.

BIBLIOGRAFIE

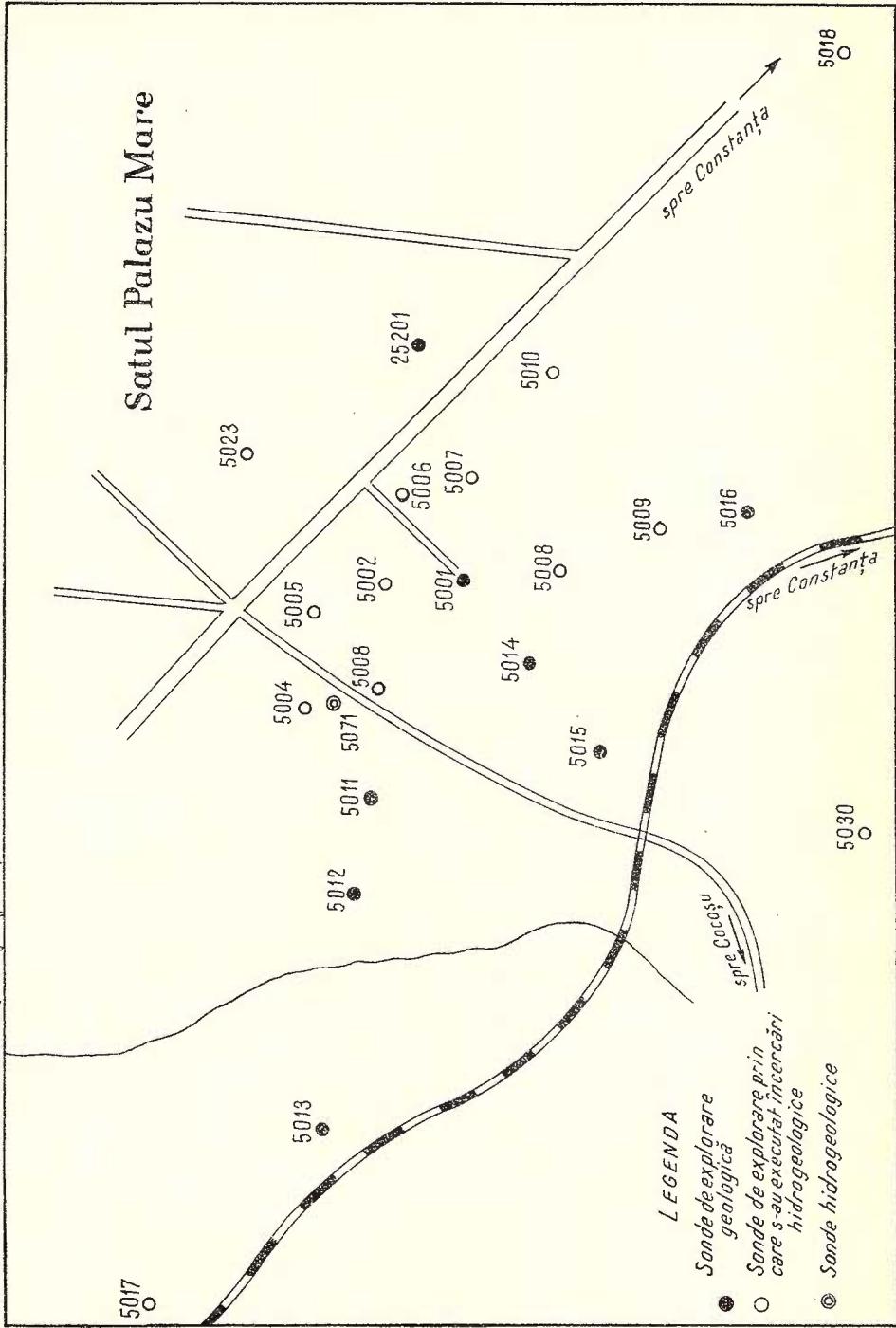
1. ADEMĂRĂȘTEANU C. Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea. Paris 1898.
2. ATANASIU V. Geologia împrejurimilor orașelor Cernavodă și Constanța. An. Inst. Geol. Rom., I, București 1908.
3. ATANASIU I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucrările Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, Iași 1940.
4. CIOCÂRDEL R. și PROTOPOPESCU E. Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei. *Com. Geol. Stud. tehn. econ.*, seria E, nr. 3 București 1955.
5. CIOCÂRDEL R. și PATRULIUS D. Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Canara-Năvodari. *Comun. Acad. R.P.R.*, II, 1, București 1950.
6. CIOCÂRDEL R. și POPOVICI M. Date privind sursele de apă de la Caragea-Dermen. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII. București 1953.
7. LITEANU E. Hidrogeologie aplicată. Edit. Tehnică, București 1953.
8. MACOVEI GH. Cîteva observații asupra hidrogeologiei subterane a Dobrogei de Sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București 1912.



PLAN DE SITUAȚIE PRIVIND ZONA PALAZU MARE

VASILESCU GH., VAMIU V., FRUGINĂE: Considerații hidrogeologice asupra zăcămintului de fier din zona Palazu Mare

Pl. I

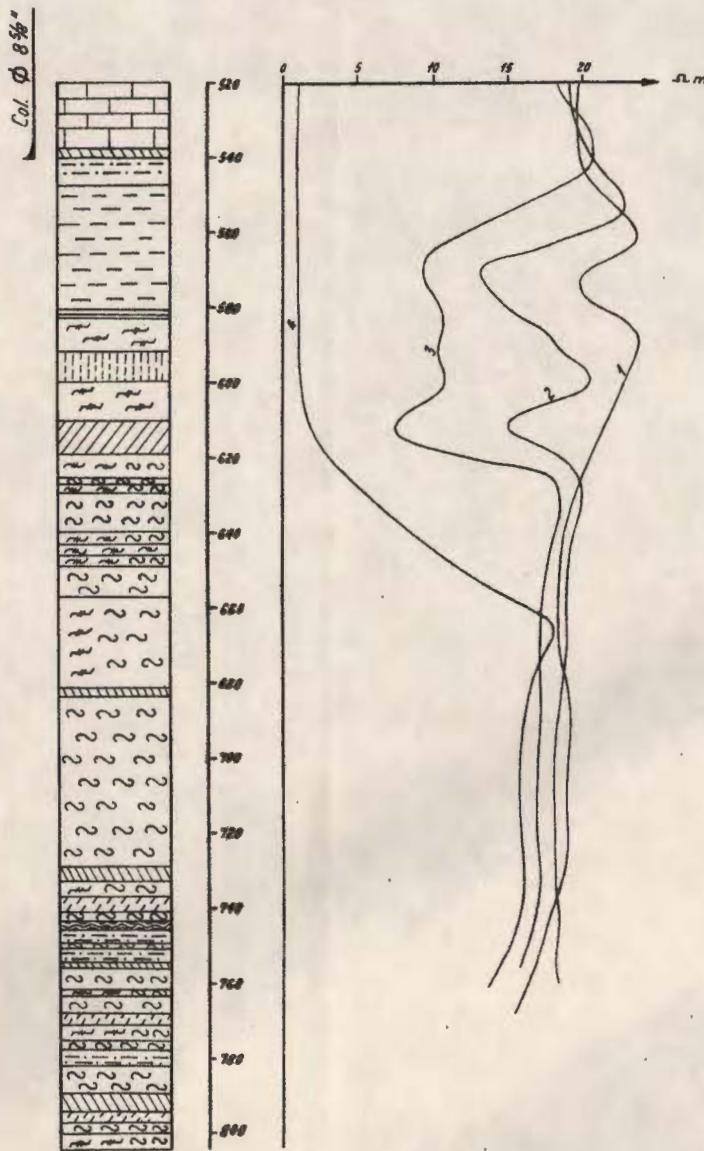


PALAZU MARE

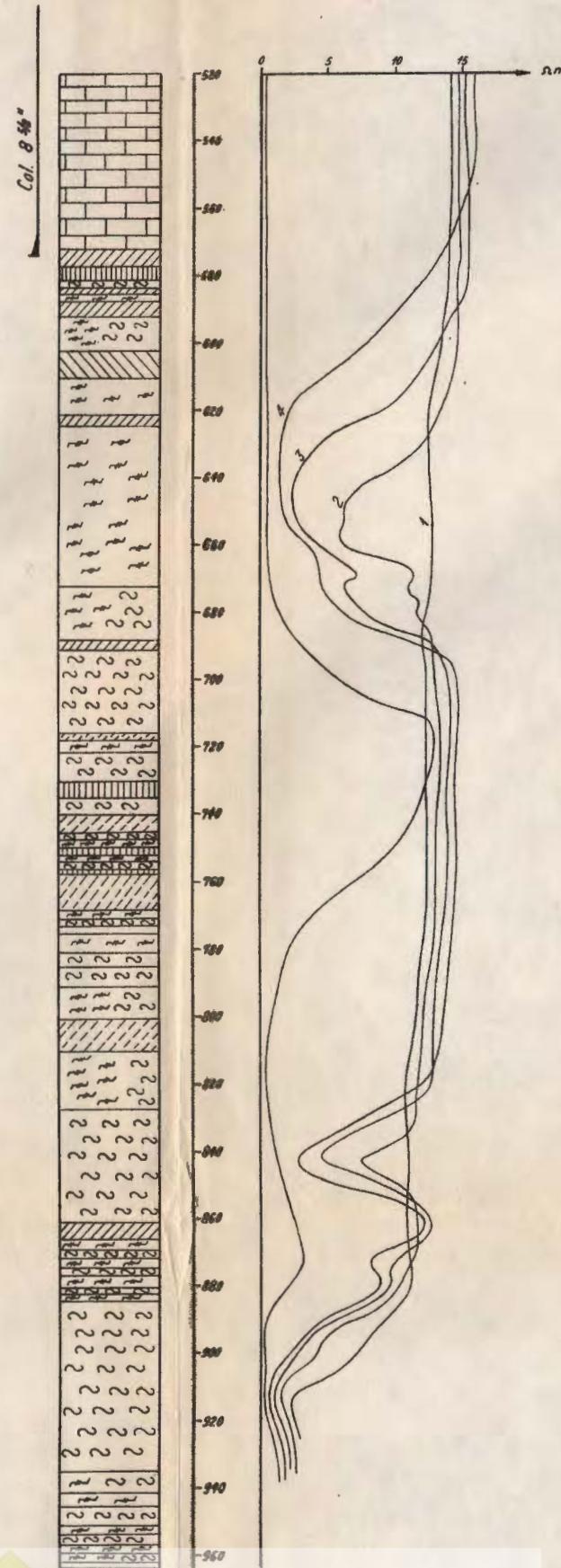
PROFILELE LITOLOGICE ALE SONDELOR: 5004, 5010 și 5071 CU DIAGRAFIILE DE REZISTIVIMETRIE

Scara: 1:2000

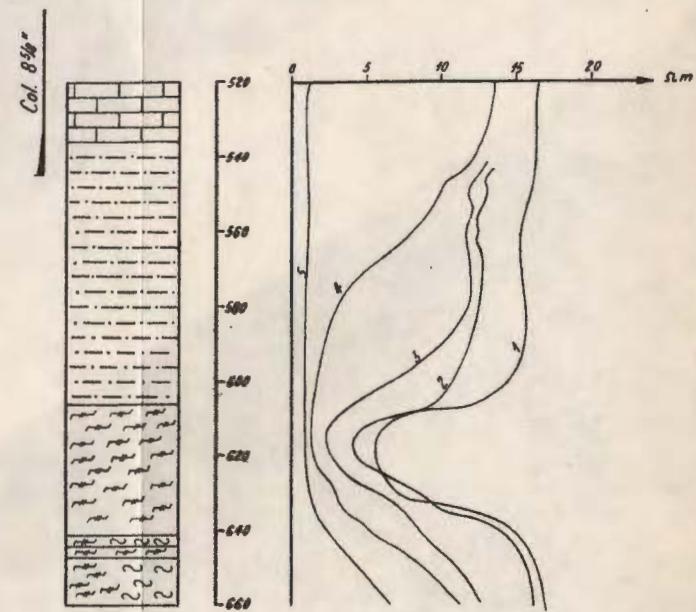
SONDA 5004



SONDA 5010



SONDA 5071



LEGENDA

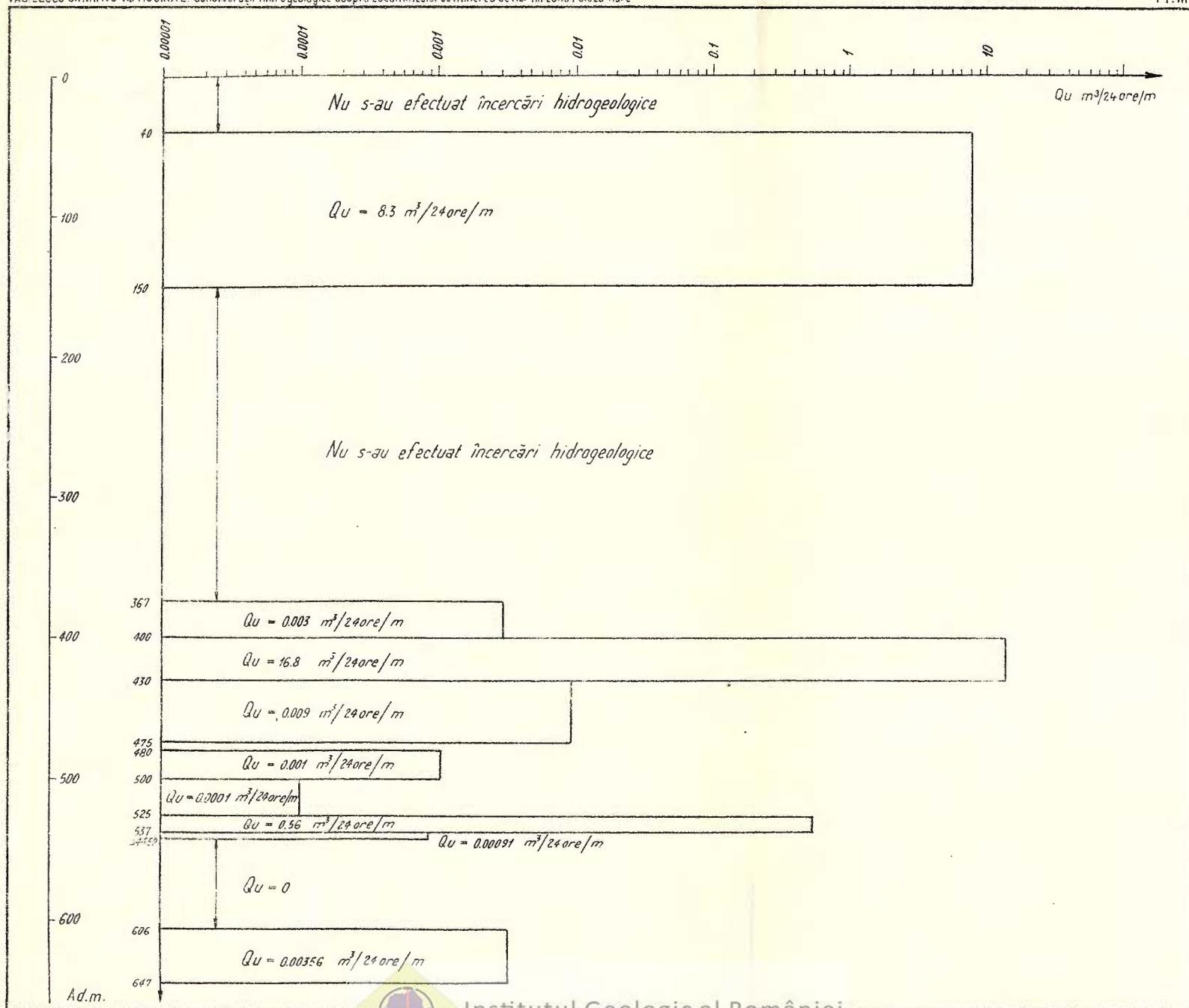
[Symbol: thin horizontal lines]	Calcare jurasice
[Symbol: small circles]	Sist amfibolic
[Symbol: diagonal lines]	Sist actinolitic
[Symbol: thick horizontal lines]	Sist tremolitic
[Symbol: dashed lines]	Cuartit
[Symbol: horizontal lines with dots]	Sist cuartitic claritos
[Symbol: horizontal lines with crosses]	Sist cuartitic amfibolic
[Symbol: dashed lines with dots]	Sist cuartitic micaceu
[Symbol: horizontal lines with vertical lines]	Sist cuartitic calcuros
[Symbol: diagonal lines with dots]	Micasist
[Symbol: wavy lines]	Paragneise
[Symbol: thick wavy lines]	Sist biotitic

PALAZU MARE
REPREZENTAREA GRAFICĂ A DEBITELOR SPECIFICE UNITARE

SONDA 5071

VASILESCU GH., VAMVU V., FRUGINĂ E.: Considerații hidrogeologice asupra zăcămîntului de minereu de fier din zona Palazu Mare

Pl. III



9. MRAZEC L. Asupra liniei de incălcare Pecineaga—Camena. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București 1912.
 10. MURGOCI Gh. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, București 1911.
 11. PASCU R. Cercetări preliminare asupra lacului Tekirghiol. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, București 1910.
-

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С МЕСТОРОЖДЕНИЕМ ЖЕЛЕЗНОЙ РУДЫ В ЗОНЕ ПАЛАЗУ МАРЕ

Г. ВАСИЛЕСКУ, В. ВАМВУ, Е. ФРУНГИНЭ

(Краткое содержание)

Авторы представляют результаты проведенных исследований для познания, в общем, гидрогеологических условий месторождения железной руды зоны Палазу Маре, в геологическом строении которого принимают участие следующие формации:

Четвертичные отложения, мощностью в 12—18 м. представлены лессом, суглинками и глинами с известковистыми конкрециями; сармат имеет мощности варьирующие между 6—16 м., будучи представлен известняками, зелеными глинами с линзовидными пропластками песка; мел, мощностью в 30—40 м. представлен мягким мелом, в котором включены грубообломочные пески и песчанистые известняки; юра, мощностью в 470—550 м., представлена сахаровидными известняками с мергелисто — известняковыми пропластками и доломитовыми известняками, в основании которых расположен прерывный горизонт конгломератов. В юрских известняках выявлена значительная сеть трещин и карстовых пустот, которые постепенно сокращаются на глубине ниже 360 м.

Кристаллический массив составлен из чередования амфиболитовых, актинолитовых, tremolитовых, кварцитовых и биотитовых сланцев, кварцитов, слюдистых сланцев, tremolитовых известняков и полевошпатовых гнейсов.

Железная руда, представленная магнетитом, тонкозерниста и однородно рассеяна в массе амфиболитовых сланцев, амфиболитовых кварцитов, актинолитовых сланцев и в слюдистых сланцах.

В водопроницаемых горизонтах вышеуказанных геологических формациях, установлено наличие многочисленных водоносных пластов, из которых водоносный подпочвенный пласт в основании четвертичных отложений и глубинные водоносные пласти сарматских и меловых отложений, в общем,



с сокращенной емкостью питания (дебита), не могут вызвать значительны затруднения при проводке некоторых рудных работ пересечения названных пластов.

В сети трещин и пустот юрских известняков выявлено наличие водоносного пласта с очень большой емкостью питания практически неисчерпаемой, при проводке случайных мелиоративных работ. Гидростатический уровень расположен между отметками +4,96 и +5,39 м. На глубине ниже 360 м. емкость питания этого водоносного пласта постепенно понижается и через первую проведенную гидрогеологическую скважину, было установлено, что у основания юрских отложений, было выявлено наличие известняковых полупроницаемых или даже совсем непроницаемых горизонтов.

В кристаллическом массиве, при проведенном гидрогеологическом исследовании, было установлено наличие водоносного пласта с соленой водой представленного многочисленными водоносными горизонтами с нерегулярным развитием. Гидростатический уровень установлен, приблизительно на отметке +1,5 м.

Гидрогеологические исследования были проведены бурением разведочных — возобновленных геологических скважин, а также, при посредстве двух гидрогеологических скважин, над одной из них бурение еще продолжается. Над этими скважинами были проведены гидрогеологические экспериментальные нагнетания в зоне водоносных пластов юрских известняков, а также и в зоне водоносных пластов кристаллического массива.

На основании результатов химического анализа проведенного над пробами воды, отобранными из водоносных исследуемых горизонтов, авторами было установлено, что водоносный пласт, находящийся в юрских известняках, имеет валовую минерализацию меньшую нежели 1 гр. /кг., в то время как водоносный пласт кристаллического массива — интенсивно минерализирован, его валовая минерализация достигает 17,8422 гр./кг. Наличие соленой воды в кристаллическом массиве, объясняется инфильтрацией морской воды, произшедшей на глубине, по направлению к сушке, которая находится в гидростатическом равновесии с континентальной водой, водоносного пласта юрских известняков.

Месторождение железной руды зоны Палазу Маре находится в очень тяжелых гидрогеологических условиях, обособленных, в особенности, наличием водоносного пласта в юрских известняках.

CONSIDÉRATIONS HYDROGÉOLOGIQUES SUR LE GISEMENT DE MINERAIS DE FER DE PALAZU MARE

PAR

GH. VASILESCU, V. VAMVU, E. FRUGINA

(Résumé)

Les auteurs présentent les résultats des recherches effectuées dans la zone de Palazu Mare afin de connaître l'ensemble des conditions hydrogéologiques du gisement de fer.

À la composition de ce dernier participent les formations suivantes:

Le Quaternaire, à 12—18 m de puissance, est représenté par des lœss, des lehms et des argiles à concrétions calcaires. Le Sarmatiens, variant entre 6 et 16 m d'épaisseur, comprend des calcaires et des argiles vertes à intercalations lenticulaires de sable. Le Crétacé, ayant 30 à 40 m de puissance, est représenté par des craies tendres avec des intercalations de sables grossiers et de calcaires gréseux. Le Jurassique, épais de 470—550 m, englobe des calcaires saccharoïdes à intercalations de marno-calcaires et des calcaires dolomitiques, ayant à la base un horizon discontinu de conglomérats. Dans les calcaires jurassiques on rencontre un système important de fissures et de cavités karstiques qui disparaît graduellement sous 360 m de profondeur.

Le Cristallin est formé par une alternance de schistes amphiboliques, actinolitiques, trémolitiques, quartzitiques et biotitiques, de quartzites, de micaschistes, de calcaires trémolitiques et de gneiss feldspathiques.

Le minerai de fer, représenté par la magnétite, est finement grenu, étant disséminé d'une manière homogène dans les schistes amphiboliques, les quartzites amphiboliques, les schistes actinolitiques et les micaschistes.

Dans les horizons perméables des formations géologiques justement mentionnées, ont été identifiées plusieurs couches aquifères; notons que la couche aquifère phréatique à la base des dépôts quaternaires, ainsi que les couches aquifères de profondeur des dépôts sarmatiens et crétacés, — vu leur capacité de débit, en général réduite — ne sauraient constituer une entrave sérieuse dans l'exécution des travaux miniers qui traversent ces dernières.

Dans le système de fissures et de cavernes des calcaires jurassiques il existe une couche aquifère avec une capacité de débit très élevée, pratiquement inépuisable dans les éventuels travaux de drainage. Le niveau hydrostatique se situe entre les cotés +4,96 et +5,39 m. Au-dessous de 360 m de profondeur, la capacité de débit de cette couche aquifère diminue progressivement et au moyen de la première sonde hydrogéologique l'on a constaté que vers la base des dépôts jurassiques se trouvent des horizons de calcaires semiperméables ou même imperméables.



Les recherches hydrogéologiques menées dans le Cristallin ont déterminé une couche aquifère d'eau salée, représentée par plusieurs horizons aquifères à développement irrégulier. Le niveau hydrostatique se situe à environ +1,5 m.

Les recherches hydrogéologiques ont été effectuées par des sondes d'exploration géologique ré-ouvertes ainsi que par deux sondes hydrogéologiques, dont l'une en cours d'exécution. À l'aide de ces sondes ont été effectués des pompages hydrogéologiques expérimentaux autant dans la couche aquifère des calcaires jurassiques que dans la couche aquifère du Cristallin.

Suivant les résultats des analyses chimiques faites sur des échantillons d'eau prélevés dans les horizons aquifères respectifs, les auteurs ont établi que la couche aquifère — cantonnée dans les calcaires jurassiques — accuse une minéralisation totale inférieure à 1 g/kg, tandis que la couche aquifère — cantonnée dans le Cristallin — atteint une minéralisation jusqu'à 17,8422 g/kg. On considère que l'existence de l'eau salée dans le Cristallin est due à l'eau de mer qui vient s'infiltrer — en profondeur — vers le continent; l'eau de mer se trouve en équilibre hydrostatique avec l'eau continentale de la couche aquifère des calcaires jurassiques. Au point de vue hydrogéologique, le gisement de minerai de fer de Palazu Mare est situé dans des conditions hydrogéologiques très difficiles, déterminées surtout par la présence de la couche aquifère dans les calcaires jurassiques.



CONDIȚIILE NATURALE ȘI SOLURILE DIN REGIUNEA NICOREȘTI — ADJUD — PETREȘTI — BALOTEȘTI — ȚEPU¹⁾

DE

FLOREA PREDEL

Regiunea cercetată, în suprafață de cca 850 km², cuprinde, în parte, raioanele Adjud și Tecuci din regiunea Bacău. Este limitată la vest de linia Petrești—Pâncești—Adjud—Piscu Corbului, la sud de linia Piscu Corbului—Nicorești—Țepu de Jos, la est de pîrul Zeletin și valea Dobrotforului, iar la nord de linia Balotești—Petrești. După aspectul reliefului deosebim în cadrul acestui perimetru trei sectoare: un sector colinar (de podiș), un sector de cîmpie înaltă și un sector de terase.

Sectorul colinar, cu relief deluros, este cuprins în subunitatea denumită Colinele Tutovei, ce face parte din unitatea mai mare cunoscută sub denumirea de « Colinele deluroase pliocene ale Moldovei » sau « Platforma pliocenă a Moldovei » (3, 4). Relieful deluros, se datorează acțiunii erozive a apelor, care, la sfîrșitul Levantinului și în Cuaternar, au fragmentat puternic Platforma pliocenă a Moldovei. Înălțimea medie a dealurilor variază între 200 și 400 m, maximele trecînd de 500 m în dealul Poiana Neamțului (534), iar minimele coboară sub 110 m (valea Siretului și valea Berheciului). În partea de nord a sectorului predomină înălțimile de 400—500 m; către sud ele scad treptat, ajungînd la 200—300 m, fiind totuși mai ridicate (peste 300 m) pe axul central al sectorului (Dealul Huruești).

Legat de gradul de evoluție al rețelei hidrografice, în sectorul colinar se pot separa două raioane: unul cu fragmentare puternică, și altul cu fragmentare slabă.

Raionul cu fragmentare puternică, căruia îi aparține partea de nord-est a sectorului și interfluviul Berheci—Huruești, pînă la limita lui cu sectorul de cîmpie, precum și partea terminală a interfluviului Zeletin—Berheci, cuprinde dealurile mai înalte, cu coame înguste, mamelonare și cu intense procese de pantă (alunecări, spălări, ravinări).

¹⁾ Comunicare în ședința din 21 aprilie 1962.

Destul de răspândite în acest raion, rămînind totuși element morfologic secundar, contrar situației din partea de nord a podișului, sănt cuestele. Acestea însoțesc văile cu curs mai mult sau mai puțin subsecvent, ca: valea Găiceana, valea Răspochi, valea Fundu Blagei, valea Negulești, etc. Văile, avînd un paralelism accentuat și un pronunțat caracter torențial, au luncile slab dezvoltate, cu albia minoră puternic adâncită.

Energia reliefului, mai mare în partea de nord și mai mică în cea de sud, este cuprinsă între 150—250 m. Roca de solificare, formată din alternanțe de nisipuri și argile de vîrstă pliocenă, este predominant nisipoasă pe coamele dealurilor mai înalte și predominant argiloasă pe versanții puternic înclinați și pe coamele dealurilor joase. Destul de răspîndit, ocupînd unele poduri și versanții ușor înclinați, este materialul deluvial cu aspect loessoid. Pe coamele dealurilor: Stâncioaia, Căpotești, Blaga, Huruești, Tabăra se întîlnesc, formînd ușoare mameloane, bancuri mici de pietrișuri.

Raionul cu fragmentare slabă, avînd aspect de treaptă marginală sculpturală și căruia îi aparține partea de nord-vest a sectorului și interfluviul Berheci—Zeletin între Muncel și Vladnicu de Sus, cuprinde zona mai coborîtă și mai puțin fragmentată, în care cuestele și suprafețele structurale ușor înclinate sănt forme de relief caractristice. Văile, cu caracter mai puțin torențial decît în raionul precedent, au luncile mai largi și albia minoră mai puțin adâncă. Energia reliefului depășește rar 150 m, dar este adesea mai mică de 100 m.

Roca de solificare este formată, în mare parte, din material loessoid, care la adîncimea de 3—4 m sau mai mult se reazimă pe alternanțe argilo-nisipoase. Acestea ies la zi pe coaste, provocînd frecvente alunecări, și se amestecă cu materialul loessoid.

Sectorul de cîmpie înaltă ocupă partea de sud a regiunii cercetate și cuprinde de fapt cîmpia piemontană înaltă Poiana—Nicorești (3, 4), făcînd parte din Cîmpia Romînă (3). Această cîmpie înaltă (altitudinea ei depășește pe marginea de vest 300 m) este ușor înclinată spre est și sud-est și fragmentată de văi, în interfluvii largi. Văile puternic adâncite, care fragmentează această cîmpie, au uneori, profilul transversal simetric, cu versanți, fie puternic înclinați și intens eroați (valea Toflea, valea Grigore, valea Rîpa Roșie, §.a.), fie mai puțin înclinați și mai puțin eroați (Valea Lupului, Valea Rea, §.a.), iar alteori, asimetric, cu versantul stîng puternic înclinat și intens erodat (Valea Tecucelu Sec §.a.).

Roca de solificare este formată din material loessoid cuaternar, mai puțin fier spre vest (lut ușor, în adîncime nisip lutos) și din ce în ce mai fin, spre est (luturi grele argiloase). Acesta îmbracă, ca o cuvertură destul de groasă, pietrișurile, nisipurile și argilele pliocene, care pe versanții puternic înclinați apar la zi și se amestecă cu materialul loessoid.

Sectorul de terase aparținînd cîmpiei tăpșanelor etajate (3) cuprinde o parte din cele două terase de confluență (T_1 și T_2) ale Siretului cu Trotușul. Terasa cea mai coborîtă (T_1) are altitudinea absolută de 114 m, în partea de nord și 90 m în cea de sud, altitudinea relativă de 7—10 m, și podul, avînd pe suprafața lui ușoare grinduri

și adîncituri (depresiuni sau vechi cursuri de apă), slab înclinat în direcția de curgere a apei. La nord de movila Vrăstați, o ruptură de pantă separă acest nivel de terasă în două subnivele: T_{1a} și T_{1b} .

Subnivelul T_{1b} , situat la nord, este ceva mai înalt decât T_{1a} și ușor înclinat și pe direcția vest—est. El este parazitat de conurile de dejecție ale văilor ce coboară dinspre vest.

Pietrișurile de terasă, destul de dezvoltate, ce alcătuiesc fundamentalul întregului nivel, sunt acoperite pe subnivelul T_{1b} de o cuvertură de material loessoid groasă de 4—5 m, iar pe subnivelul T_{1a} de o cuvertură mai subțire, în unele locuri de numai cîteva zeci de cm, de materiale argiloase, lutoase și nisipoase.

Terasa T_2 , mai puțin dezvoltată și mai fragmentată decât prima terasă, are altitudinea absolută de 150—180 m, iar cea relativă de 50—70 m. Podul acestei terase are suprafața larg ondulată și este acoperit cu o cuvertură groasă de material loessoid.

În cadrul regiunii cercetate se separă și porțiuni de luncă, mai mult sau mai puțin dezvoltate, dintre care merită a fi menționate acelele ale Siretului, Trotușului, Berheciului și Zeletinului. Lunca Siretului, lată de 3—4 km, prezintă trei trepte: luncă neinundabilă, luncă rar inundabilă și luncă inundabilă. Primele două au o dezvoltare mai mare pe partea stângă a Siretului și sunt acoperite în mare parte cu aluviuni fine; ultima, lată de 1,5—2 km, încadrează cursul Siretului și are aluviuni grosiere (n, nl, ln).

Lunca Trotușului, mai îngustă decât a Siretului și bogată în prundiș și aluviuni grosiere, este aproape în întregime inundabilă. Luncile Berheciului și Zeletinului au lățimea de 0,5—1 km și sunt acoperite de aluviuni cu texturi diferite. Apele curg printr-o albie minoră adîncă de 2—3 m, din care ies, acoperind aproape toată lunca numai la viituri mari.

Din dealurile învecinate coboară, spre aceste lunci, numeroase văi cu caracter torrential. În funcție de dezvoltarea văii, se formează la gura acestora conuri de împrăștiere, mai mici sau mai mari.

În afara luncilor descrise mai sus, mai sunt și altele cu caractere asemănătoare acestora, dar mai puțin dezvoltate. Dintre acestea amintim luncile pîraielor: Huruești, Condrache, Polocinu, Dienețu, ș.a.

În lungul pîraielor mai mari ca: Berheci, Zeletin, Dienețu, se întlnesc mici fragmente de terase locale joase, cu deosebirea celor de pe pîrul Dienețu, care sunt înalte. Aceste terase sunt modelate de cele mai multe ori în conurile de dejecție ale văilor afluenți. Podurile lor sunt adesea ondulate (aspect de dune) și acoperite cu materiale variabile: nisipuri, luturi ușoare, sau luturi grele argiloase.

Rețeaua hidrografică, caracterizată printr-un accentuat paralelism, este, mai ales în sectorul colinar, mult dezvoltată. Organizată în cîteva bazine hidrografice mai mari ca: Zeletin, Berheci, Polocinu, Tecucelul sec, ea debușază în Siret direct sau prin intermediul Bîrladului. În cuprinsul bazinelor hidrografice specificate mai sus

se întâlnesc numeroase văi torențiale, mai mici sau mai mari, care sapă adânc, prăpăstios, în versanții dealurilor.

Alimentarea cu apă a torenților și pîraielor se face din precipitații (ploaie sau zăpadă) și din pînzele de apă freatică interceptate de organismele torențiale. Apa freatică, cu excepția piștirilor locale de pe coaste, este la adâncimea la care nu influențează procesul de pedogeneză. În sectorul colinar, datorită fragmentării și alcătuirii geologice, pînza de apă freatică este întreruptă și situată la diferite nivele. Pe coaste se întâlnesc adeseori izvoare.

În sectorul de cîmpie, adâncimea apei freaticice este mai mare de 35 m la nivelul interfluviilor și mult mai mică de-a lungul văilor.

În sectorul de terase, adâncimea apei freaticice este peste 15 m pe nivelul T_2 , între 10—15 m pe subnivelul T_{1b} — în dreptul conurilor de dejecție — și între 5—10 m pe restul subnivelului T_{1b} și pe subnivelul T_{1a} . La îțîfina acestor terase întîlnim frecvent, izvoare.

Pe lunci nivelul apei freaticice este cuprins între 0—4 m.

Clima. Temperatura¹⁾ mijlocie anuală pe perioada 1896—1955 este de 9°,2 la Bacău și 9°,8 la Tecuci. Mijlocia minimă lunară este de —4°,3 la Bacău și —4° la Tecuci și corespunde lunii ianuarie, iar mijlocia maximă lunară este de 20°,8 la Bacău și 21°,7 la Tecuci. Cantitatea medie de precipitații este de 544,3 mm la Bacău (pe 50 ani), 534,6 mm la Sascut (pe 50 ani), 509,2 mm la Homocea (44 ani), 496,0 mm la Adjud, 491 mm la Nicorești. Cele mai multe precipitații cad în lunile mai și iunie, maximul fiind în luna iunie.

Valorile indicelui de ariditate $\left(\frac{P}{T + 10}\right)$ sunt 28,3 la Bacău, 26 la Focșani și 24,4 la Tecuci.

Vegetația. Întreaga regiune, cu excepția luncilor, a fost acoperită în trecut de pădure. Astăzi, din această pădure se păstrează numai mici porțiuni. Tipul de pădure variază cu altitudinea și cu gradul de fragmentare al reliefului.

În partea de sud a regiunii, pădurile sunt alcătuite din *Quercus pubescens* și *Q. pedunculiflora*. În rest, pădurile situate pe relieful mai fragmentat și pe culmile mai joase, sunt alcătuite din *Quercus petraea*, *Carpinus betulus*, *Tilia* sp., iar cele situate pe relieful mai puțin fragmentat și pe culmile mai înalte sunt alcătuite, în afară de speciile de mai sus, și din *Fagus silvatica* și *Fagus taurica* (2). Pe văi și uneori și pe coame se întâlnesc *Quercus robur*. Pe lunci se întâlnesc zăvoaie cu sălcii și plopi și local, păduri cu mult *Quercus robur*. De asemenea întîlnim și o bogată vegetație hidrofilă.

Invelișul de sol, cu excepția cîtorva suprafețe mici ocupate de cernoziomuri levigate (podzolite și nepodzolite) și de soluri intrazonale și azonale (pseudorendzinice,

¹⁾ În grade Celsius.

pratoziomuri, soluri aluviale etc.), este format din soluri de pădure (silvestre). Principala problemă care se ridică în legătură cu aceste soluri silvestre, este apartenența lor la solurile silvestre brune, sau la solurile silvestre cenușii.

Din descrierea vegetației s-a putut observa, că în această regiune întâlnim trei tipuri de pădure: pădure alcătuită din *Quercus pubescens* și *Q. pedunculiflora*, pădure alcătuită din *Quercus petraea* cu *Carpinus betulus* și pădure alcătuită din *Quercus petraea* și *Fagus silvatica*. Primele două tipuri de pădure sunt caracteristice provinciei climatice est-europene, iar ultimul tip de pădure, ocupând arealul cel mai înalt, este caracteristic provinciei climatice central-europene.

Cum pentru provincia est-europeană sunt caracteristice solurile silvestre cenușii, iar pentru provincia central-europeană solurile silvestre brune, urmează că aici întâlnim atât soluri silvestre cenușii cât și soluri silvestre brune. Întrepătrunderea acestor două provincii face însă ca solul silvestru brun de aici să fie întrucâtva deosebit de cel tipic. Acest lucru ne-a determinat a separa acest sol, ca sol silvestru brun-cenușiu sau sol silvestru cenușiu-brun. O cercetare mai amănunțită va arăta care din aceste denumiri este mai potrivită.

Solurile silvestre brune-cenușii, mai totdeauna podzolite, sunt mult răspândite în sectorul colinar. Ele ocupă culmi înguste, poduri mai mult sau mai puțin întinse, suprafețe structurale erozive, iar asociate cu soluri tinere, și versanți puternic înclinați și eroați. De asemenei, se mai întâlnesc în cîmpia piemontană Poiana—Nico-rești, ocupând o suprafață mai mare între Piscul Corbului și Buciumeni, precum și pe cîmpia de terase, ocupând o suprafață mică la sud de Sascut. Sunt formate sub păduri încheiate alcătuite din *Quercus petraea* sau *Carpinus betulus*, dominant, în amestec cu *Tilia* sp., *Quercus robur* și a. *Fagus silvatica* este prezent aproape întotdeauna dacă nu în pîlcuri bine reliefate cel puțin ca indivizi izolați (adulți sau pueri) în funcție de altitudinea și gradul de fragmentare al reliefului.

Rocile de solificare sunt variate. Pe culmi, pe coaste și pe unii versanți slab înclinați, se întâlnesc nisipuri, argile, alternanțe de nisipuri și argile, amestecuri în proporții variate, ale acestora. Pe versanții slab înclinați, pe suprafețele structurale și pe podurile largi, pe cîmpia înaltă și pe terase întâlnim, aproape peste tot, material loessoid.

Evoluția solului nu este influențată de apă freatică, ea fiind situată la adîncimea mai mare de 5—6 m.

Caracteristic pentru aceste soluri este culoarea lor deschisă, castaniu-brun, castaniu, uneori chiar gălbui-castaniu, slabă bioacumulare de humus, migrarea moderată-puternică a substanțelor coloidale (argilei) în orizontul B și spălarea mijlocie sau adîncă, rareori slabă a CaCO_3 .

În ceea ce privește podzolirea, ea este evidentă (medie sau puternică) la solurile formate pe roci cu textură mijlocie și fină, sub vegetație de pădure. Pe roci cu textură grosieră, chiar sub pădurea în care se întâlnesc destul de mult fag, podzolirea este

de cele mai multe ori mascată, profilul de sol fiind mai mult sau mai puțin monocrom și lipsit de un suborizont cu acumulare de silice. De asemenea podzolirea este absentă (sau slabă) și la multe din solurile luate în cultură.

Adâncimea de levigare a carbonatului de calciu este, în majoritatea cazurilor, mijlocie (C între 100—150 cm). Mai rar, legat mai mult de prezența rocilor cu textură grosieră (n — nl), se întâlnesc soluri cu profil lung (C sub 150 cm), iar legat mai mult de forma de relief (culmi înguste, mameleane, pante) sau de prezența rocilor cu textură fină, se întâlnesc soluri cu profil scurt ($C < 100$ cm).

Solurile formate pe roci cu textură fină, din cauza stagnării temporare a apei, provocate de drenajul intern împiedicat, prezintă pseudogleizare: pete cenușii-vineții pe fondul castaniu diferit nuanțat al orizontului B.

Acste soluri au fertilitatea naturală relativ scăzută, dar sensibilă la îngrășăminte organice și minerale și la lucrările agro-tehnice corespunzătoare.

Solurile silvestre cenușii (tipice și închise) sunt mult mai puțin răspândite decât solul precedent. Ele se întâlnesc în sectorul colinar, în sectorul de cîmpie înaltă și în sectorul de terase. Separarea solului silvestru cenușiu închis de cel tipic se face după dezvoltarea orizontului A și după conținutul de humus — mai mici la solul silvestru cenușiu tipic și mai mari la solul silvestru închis — precum și după aspectul orizontului B, — mai compact și cu structură evident prismatică la solul silvestru cenușiu tipic și mai puțin compact și cu structură columnoid-prismatică la solul silvestru cenușiu închis.

Adâncimea de levigare a carbonatului de calciu este între 80—120 cm. Local, pe sedimente cu textură mai grosieră, adâncimea de levigare depășește 150 cm.

Adeseori aceste soluri sunt progradate.

Fertilitatea naturală este mijlocie la solul silvestru cenușiu tipic și relativ ridicată la solul silvestru cenușiu închis.

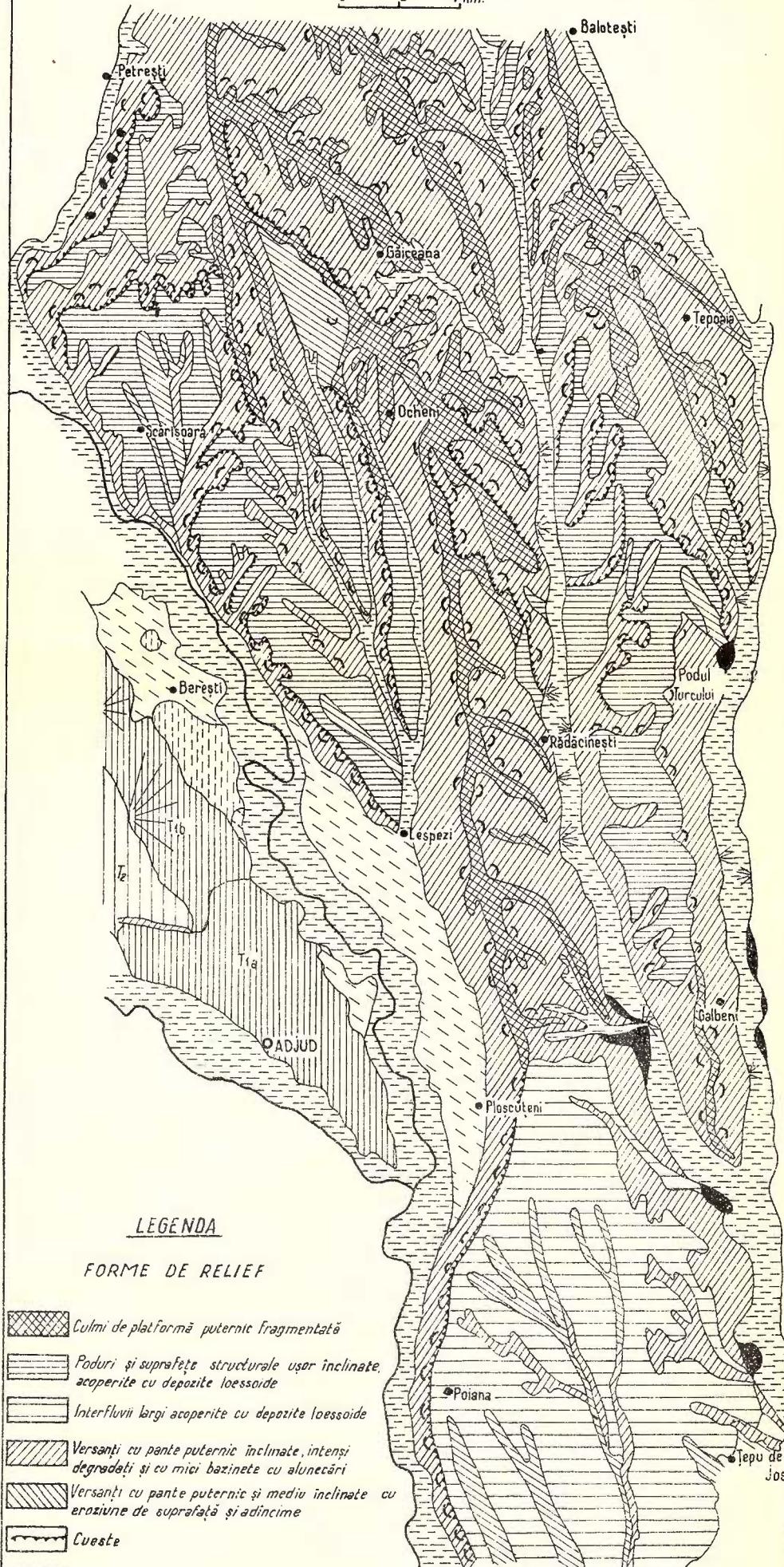
Pe terasa inferioară, din cadrul cîmpului de terase format, pe material loessoid, se întâlnește cernoziom levigat podzolit. Acest sol prezintă, în stare uscată, numeroși grăunți de cuarț dezbrăcați de humus și uneori ușoară pudrare cu silice pe fețele de structură. Este un sol cu fertilitate naturală bună.

În partea de nord a cîmpiei piemontane înalte Poiana—Nicorești se întâlnește un sol asemănător pratoziomului podzolit din Podișul Sucevei. El are un conținut mai ridicat de humus repartizat pe adâncime mare și limbi cu silice ce coboară mult în adâncime. Culoarea orizontului A, brun-castaniu sau brun închis în stare reavăنă, se deschide destul de mult la uscare, ajungînd pînă la castaniu-brun, iar elementele structurale, chiar și cele din orizontul B, sunt spongioase (poroase). Acest sol se întâlnește atît sub vegetație de pădure alcătuită din *Carpinus betulus*, *Tilia* sp., *Quercus petraea*, *Q. robur* și uneori *Fagus silvatica*, în care caz podzolirea este destul de avansată, cît și sub culturi, în care caz podzolirea este mai slabă. Adâncimea de levigare a carbonatului de calciu variază între 120—240 cm.

FL. PREDEL

HARTA GEOMORFOLOGICA DIN SECTORUL
NICOREȘTI-ADJUD-PETREȘTI-BALOTESTI-TEPU

0 2 4 km.



Desenat: Croitoru V.

FL. PREDEL

HARTA GEOMORFOLOGICĂ DIN SECTORUL
NICOREȘTI-ADJUD-PETREȘTI-BALOTESTI-TEPU

0 2 4 Km.

• Petrești

• Scărișoara

• Berestii

I_A

I

• Ocheni

• Găiceana

I_B

I

Podul Turcului

I_A

• Rădăcinesti

• Galbeni

I_BIV_BIV_A

ADJUD

R. Trotus

R. Siret

LEGENDA

UNITĂȚI DE RELIEF

PLATFORME EROZIVO-STRUCTURALE

I COLINELE TUTOVEI

I_A Raion cu fragmentare slabăI_B Raion cu fragmentare puternică

CÎMPLII ÎNALTE PIEMONTANE

II CÎMPIA ÎNALTĂ PIEMONTANĂ
POIANA - NICOREȘTI

CÎMPLII DE TERASE SLAB FRAGMENTATE

III CÎMPUL ADJUDULUI

LUNCI

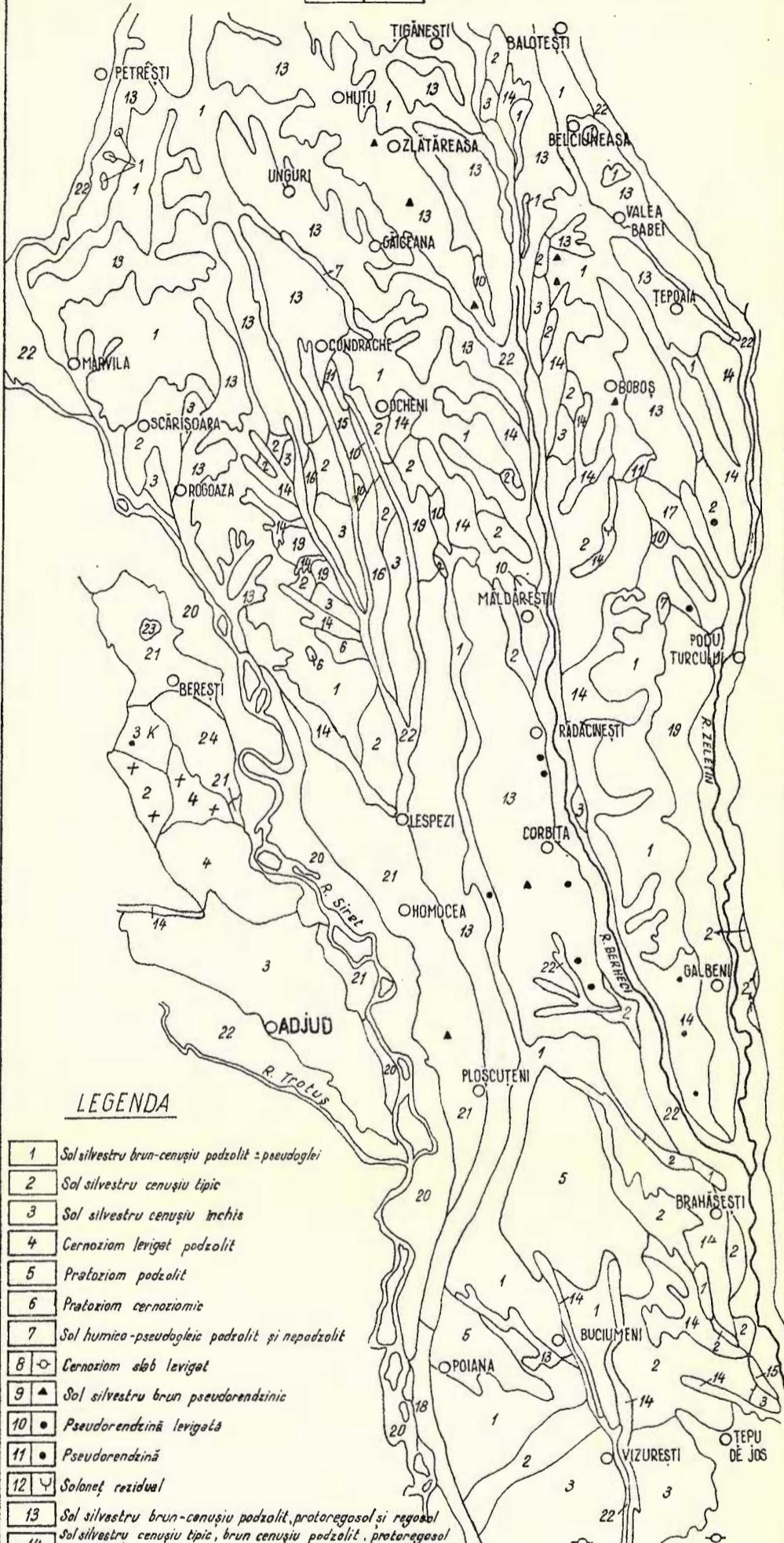
IV_A Lunca Siret - TrotusIV_B Lunca Berheci - Zelatin

• Nicorești

Desenat: V. Croitoru

FL. PREDEL
HARTA SOLURILOR DIN SECTORUL
NICOREȘTI - ADJUD - PETREȘTI - BALOTEȘTI - TEPU

0 2 4 Km.



Desenat: V. Croitoru

În apropierea satului Ungureni se întâlnesc două suprafețe ocupate de un sol foarte asemănător cernoziomului levigat, dar încadrat de jur împrejur de soluri silvestre brune-cenușii podzolite. Am separat acest sol ca pratoziom cernoziomic. Pe suprafețe mici, de cele mai multe ori influențate de textura rocii (argilă), întâlnim soluri humico-pseudogleice podzolite și nepodzolite. Acestea se caracterizează printr-o relativ intensă bioacumulare de humus și prin pseudogleizare mai slabă sau mai intensă la nivelul orizontului AB sau B. Adâncimea de levigare a carbonatului de calciu este între 70—120 cm.

Pe roci argiloase și relativ bogate în carbonat de calciu se formează pseudorendzine și pseudorendzine levigate. Aceste soluri se întâlnesc, mai mult pe dealul Huruești și pe versantul drept al pârâului Zeletin, între Frumușelu și Cosițeni.

Dezvoltarea orizontului cu humus, precum și adâncimea de levigare a carbonatului de calciu, sunt variabile. La pseudorendzinele levigate se separă și un orizont B, mai mult sau mai puțin dezvoltat. În profunzime aceste soluri au adeseori sulfat de calciu.

În masa solurilor silvestre brune-cenușii podzolite se întâlnesc niște soluri silvestre ceva mai bogate în humus și cu adâncimea de levigare a carbonaților relativ redusă, rareori depășind 100 cm. Aceste soluri au fost separate ca soluri silvestre brune pseudo-rendzinice. Formarea acestora este legată de roca argiloasă, care apare în petece mici pe versanții și coamele dealurilor.

Pe versanții cu eroziune puternică și cu alunecări, alături de solurile amintite mai sus, se întâlnesc protoregosoluri și regosoluri, acestea reprezentând, primul, roca afinată la zi, slab întărită, al doilea, un sol tînăr cu morfologia de tipul A—A/D, în care levigarea carbonatului de calciu este absentă sau slabă. La sud-vest de Muncel, pe un versant cu înclinare medie, format pe un petec de argile salifere scos la zi de eroziune, se întâlnește un solonetz cu sărurile solubile în profil. În lunca neinundabilă a Siretului am întâlnit: sol aluvial pratoziomic și pratoziom aluvial. Acestea corespund, ca stadiu de evoluție, primul, cu solul aluvial cernoziomic, al doilea, cu cernoziom levigat de luncă, cu care sunt foarte asemănătoare, deosebindu-se numai prin regimul lor hidric.

În lunca rar inundabilă am separat soluri aluviale slab și mediu evolute. Cele mai multe din aceste soluri au carbonat de calciu la suprafață. Sunt situații, mai ales în cazul solurilor aluviale mediu evolute, cînd carbonatul de calciu lipsește pe o adâncime mai mică sau mai mare. Lipsa carbonatului de calciu trebuie pusă pe seama absenței lui din masa aluviunilor, încă din timpul depunerilor. În lunca inundabilă se întâlnesc aluviuni carbonatice. Pe luncile apelor mai mari din cadrul regiunii cercetate se întâlnesc aluviuni carbonatice și soluri aluviale cu texturi foarte variate.

Starea de păstrare a solului. În regiunea cercetată au loc următoarele procese, care duc la îndepărțarea în bună parte a solurilor situate pe versanți (1): spălarea, ravinarea, prăbușirea, alunecarea, aluvionarea și coluvionarea.

Spălarea este forma de eroziune cea mai activă și are loc pe suprafețe înținse, mai mult în raionul cu fragmentare puternică și mai puțin în cele cu fragmentare slabă, din cadrul sectorului colinar, datorită faptului că aici cea mai mare parte a terenului este înclinat. De asemenea, spălarea este prezentă și pe versanții văilor care străbat cîmpia înaltă piemontană și cîmpul de terase.

Spălarea manifestată în special sub forma de șiroire, este neregulată, datorită variației modului de folosință și a sistemului neconrespunzător de lucrare a solului. Ravinarea se manifestă sub forma de ravene și ogașe. Sînt frecvente pe pantele puternic înclinate, în special pe islazuri și în zona de obîrșie a văilor. Prăbușirea se manifestă la cornișe și constă în desprinderea continuă de la muchia abruptă, a stratelor și antrenarea lor pe pantă, aşa cum se observă la coasta Siretului. Alunecarea se manifestă pe versanții puternic înclinați, cu roci argiloase. Ea crează un microrelief vălurit, mamelonar, în trepte, care îngreuiază excentarea lucrărilor. Alunecările sînt de două feluri: alunecări vechi stabilizate, cele mai numeroase, și alunecări recente, cele mai puține. Aluvionarea și coluvionarea au loc pe văi, la baza pantelor și, sub forma conurilor de dejection, la confluența pîraielor cu luncile mai largi.

BIBLIOGRAFIE

1. BUCUR N. și BARBU N. Complexul agropedologic din podgoria de la sud de Iași. *Acad. R.P.R. Bul. Științ.*, Secția 4, tom. VI. București 1954.
2. DOBRESCU C., BÎRCĂ C., LAZĂR M. și DĂMĂCEANU C. O nouă stație cu fag de Crimeia (*Fagus taurica Popl.*) în R.P.R. (Bîrnova—Repedea, Iași). *Rev. Păd.*, nr. 6, București 1961.
3. *** Monografia geografică a R.P.R. București, 1960.
4. *** Geografia fizică a R.P.R. (litografiată) București, 1955.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ УСЛОВИЯ И ПОЧВЫ ОБЛАСТИ
НИКОРЕШТЬ—АДЖУД—ПЕТРЕШТЬ—БАЛОТЕШТЬ—ЦЕПУ
Ф. ПРЕДЕЛ
(Краткое содержание)

Исследуемая область ограничена на западе — линией Петрешть—Пэнешть—Аджуд—Писку Корбул, на юге линии Писку Корбул—Никорешть—Цепу де Жос; на востоке — ручьем Зелетин и В. Добротворул и на севере — линией Балотешть—Петрешть.



По внешнему виду рельефа были выделены в этой области три сектора: холмистый, высоко — низменный и террасовый секторы.

Холмистый сектор, составляя часть плиоценовой платформы Молдовы входит в состав субъединицы названной — «холмы Тутова».

Средняя высота холмов, составляющих этот сектор, вариирует между 200—400 м., максимумы переходят 500 м. и минимумы опускаются ниже 110 м.

В этом секторе, который будучи связан со степенью эволюционной гидрографической сети, могут быть выделены два района: один со значительным фрагментированием, а второй со слабым фрагментированием.

Район со значительным фрагментированием обхватывает более обрывистую зону с высокими холмами и с усиленными уклонными процессами, а район со слабым фрагментированием обхватывает менее фрагментированную зону и с более низкими холмами.

Сектор возвышенной низменности составляет часть Кымпий Ромыне и представляет высокую предгорную низменность Пояна Никорешть.

Террасовый сектор обхватывает часть террас-места слияния рек Сирета с Тротушем.

В рамках исследуемой области были выявлены и луговые секторы, среди которых заслуживает особенного внимания секторы рек: Сирет, Тротуш, Берхечь и Зелетин.

Гидрографическая сеть очень сильно развита и характеризуется ярко выраженным параллелизмом и ливневым режимом.

Глубина подпочвенной полости грунтовых вод вариирует с формами рельефа, но является достаточно глубокой, так что не влияет на процесс образования почв.

Средняя годичная температура — 9°, 5 С., а средняя величина годичных атмосферных осадков — 544,3 мм. в Бакэу и 491,0 мм. в Никорештах.

Иследуемая область с растительной точки зрения принадлежит лесной зоне.

Тип леса вариирует с высотой и со степенью фрагментирования. Из выявленных видов цитируем: *Quercus pubescens*, *Q. pedunculigeora*, *Q. petraea*, *Q. robur*, *Carpinus betulus*, *Tilia* sp., *Fagus silvatica*, *F. taurica* и др.

Почвенный покров сформирован в большей своей части из лесных почв.

Наличие бука наряду с остальными видами Quercinee, указывает на то обстоятельство, что в этой области встречены два типа климата: восточно-европейский и центрально-европейский.

Принимая во внимание, что для восточно-европейского климата — характерны: лесные серые почвы, а для центрально европейских провинций — лесные бурые почвы, следует, что здесь встречаются как лесные серые почвы, так и лесные бурые почвы.



Скращение этих двух типов климата выявляет некоторую относительную разницу между лесной и бурой почвой сектора и типичной лесной бурой почвой. Это обстоятельство послужило для автора доводом для выделения этой почвы — как буро — серая лесная почва, или — серо — бурая лесная почва.

Лесные буро — серые почвы имеют широкое распространение в холмистом секторе. В остальной части они занимают более меньшие площади. Эти почвы образованы под лесной растительностью, в состав которой входит и *Fagus silvatica*.

Почвообразующие породы — очень разнообразны: пески, глины, чередования песков и глин и лессовидных материалов. В большинстве случаев — эти почвы — подзолисты. Почвы образовавшиеся на породах с тонкозернистой текстурой, по причине временного накопления воды, вызванного закупоркой внутренних дренажей, представляет псевдооглеение.

Остальные лесные почвы, серые (темные и типичные) лесные почвы, менее распространенные нежели первые, были выявлены в холмистом секторе, на возвышенной низменности и на террасах — местах слияния рек.

Выделение серо-темных лесных почв от типичных почв проводится на основании развития горизонта А и по содержанию гумуса.

Очень часто эти почвы — проградированы.

Меньшее распространение имеют следующие почвы: выщелоченный оподзоленный чернозем, на нижней террасе террасового поля, черноземный пратозем; в холмистом секторе — оподзоленный пратозем; в предгории Пояна—Никорешть — перегнойно-псевдо-оглеенные почвы, псевдорендзиновые почвы, псевдорендзиновые выщелоченные и буро-псевдорендзиновые почвы — в холмистом секторе.

На эродированных склонах выявлены проторого-почвы и регопочки.

На речных лугах выявлены аллювии, аллювиальные почвы, аллювиальная пратоземная почва и аллювиальный пратозем.

Почва, будучи расположена в большей своей части на поверхностях с различными уклонами, подвержена эрозии.

Основные процессы, которые ведут к эрозии почвы следующие: выщелачивание, районирование, прогалы, оползни, аллювий и коллювий.



CONDITIONS NATURELLES ET SOLS DE LA RÉGION DE NICOREŞTI—
AD JUD—PETREŞTI—BALOTEŞTI—ȚEPU

PAR

FL. PREDEL

(Résumé)

La région considérée est délimitée à l'W par la ligne Petreşti—Pănceşti—Adjud—Piscu Corbului, au S par la ligne Piscu Corbului—Nicoreşti—Țepu de Jos, à l'E par le ruisseau Zeletin et la vallée du Dobrotforul et au N par la ligne Baloteşti—Petreşti.

D'après le relief on y distingue trois secteurs: un secteur collinaire, un secteur de haute plaine et un secteur de terrasse. Le secteur collinaire, appartenant à la Plate-forme pliocène de Moldavie, est situé dans la sous-unité dénommée les « Collines de la Tutova ». Dans ce secteur, l'altitude moyenne des collines varie de 200 à 400 m, les maxima dépassant 500 m et les minima étant inférieurs à 110 m.

L'évolution du réseau hydrographique détermine dans ce secteur, deux districts: l'un à morcellement intense et l'autre à morcellement faible. Le district intensément morcelé comprend la zone plus accidentée, avec de hautes collines et d'importants processus de pente, tandis que le district faiblement morcelé comprend la zone des collines moins hautes.

Le secteur de haute plaine appartient à la Plaine Roumaine et représente la haute plaine de piedmont de Poiana Nicoreşti.

Le secteur de terrasse comprend une partie des terrasses du confluent du Siret et du Trotuș.

Dans la région on rencontre aussi des secteurs de « lunca » (plaine inondable), tels les « lunca » des rivières: Siret, Trotuș, Berheci et Zeletin. Le réseau hydrographique est plus développé et caractérisé par un parallélisme accentué et un régime torrentiel. La nappe d'eau phréatique se trouve à une profondeur qui varie selon les formes de relief et n'influence pas le processus de solification. La température moyenne de l'année est de 9°,5C et la moyenne annuelle des précipitations est de 544,3 mm à Bacău et de 491,0 mm à Nicoreşti. Du point de vue de la végétation, la région appartient à la zone de forêt. Le type de forêt varie selon l'altitude et le degré de morcellement. Parmi les espèces rencontrées citons: *Quercus pubescens*, *Quercus pedunculiflora*, *Quercus petraea*, *Quercus robur*, *Carpinus betulus*, *Tilia* sp., *Fagus silvatica*, *Fagus taurica*, etc.

Le revêtement de sol est formé en majeure partie de sols de forêt (sylvestres). L'existence du hêtre à côté des Quercinés montre que dans cette région il existe deux types de climat: est-européen et central-européen.

Etant donné que le climat est-européen est caractérisé par des sols sylvestres gris et la province central-européenne par des sols sylvestre bruns, il s'en suit que dans cette région on rencontre autant des sols sylvestres gris que des sols sylvestres bruns.

L'interpénétration de ces deux types de climat explique pourquoi le sol sylvestre brun est en quelque sorte différent de celui typique. Ce fait a permis la séparation de ce sol en: sol sylvestre brun-gris ou sol sylvestre gris-brun. Les sols sylvestres brun-gris sont beaucoup plus fréquents dans le secteur collinaire. Dans le reste ils occupent seulement des territoires peu étendus. Ils sont formés sous la végétation des forêts à *Fagus silvatica*.

Les roches de solification sont variées: sables, argiles, alternances de sables, d'argiles et de matériaux loessoïdes. Dans la plupart des cas, ces sols sont podzolisés. Les sols formés sur des roches à texture fine, présentent le processus de pseudogleyisation à cause de la stagnation temporaire de l'eau par suite d'un drainage interne incomplet. Les autres sols sylvestres, à savoir les sols sylvestres gris (de couleur foncée et typiques), moins répandus que les premiers, apparaissent dans le secteur collinaire, dans la haute plaine et les terrasses de confluent. Selon le développement de l'horizon A et la teneur en humus on distingue le sol sylvestre gris foncé de celui typique. Souvent, ces sols sont progradés.

Une distribution moins fréquente accusent les sols suivants: chernozems lessivés podzolisés sur la terrasse inférieure du champ de terrasse, pratozem chernozémique dans le secteur collinaire, pratozem podzolisé dans le piedmont Poiana-Nicorești, sols à gley humique, pseudorendzines, pseudorendzines dégradées et sols bruns pseudorendziniques dans le secteur collinaire.

Sur les versants érodés on rencontre des protorégosols et des régosols.

Dans les « lunca » des rivières on rencontre des alluvions, des sols alluviaux, un sol alluvial pratozemique et un pratozem alluvial.

Vu que le sol apparaît surtout sur des surfaces différemment inclinées il est soumis à l'érosion. Les principaux processus qui mènent à l'érosion du sol sont: le lessivage, la division par districts, l'effondrement, le glissement, l'alluvionnement et le colluvionnement.



NOTE CU PRIVIRE LA GENEZA LAPIEZURIILOR¹⁾

DE
IOSIF VIEHMANN

Potrivit unor definiții stabilite încă de MARTEL (19), iar recent de TROMBE (32) și KALESNIK (15), lapiezurile sau karrele reprezintă microrelieful rocilor în care coroziunea și eroziunea efectuată de apele superficiale a produs caneluri, sănțuri, creste și perforații caracteristice.

Această morfologie caracterizează îndeosebi rocile solubile, printre care mai ales calcarele.

Denumirile de lapiaz²⁾ și « rascles » sunt folosite în carstul apusului Europei, karren și schratten în Elveția, Germania și Austria, iar « gane » și « campi carregiata » în nordul Italiei. În lucrarea noastră vom înțelege prin lapiaz un element solitar, iar prin lapiezuri grupări sau suprafețe mai mari ocupate de aceste formațiuni. Literatura de specialitate mai cunoaște și alți termeni, pe care îi vom folosi de asemenea. CHAIX (4) amintește forma lapiară, iar E. FLEURY (22) a folosit pentru prima dată expresia de lapiezăjune.

În privința termenului de karren sunt de remarcat următoarele: această denumire nu se uzează la singular, fapt necesar însă pentru delimitarea elementelor unor lapiezuri; KALESNIK (15) subliniază deosebirea între noțiunea de karren, cu sensul mai sus arătat și aceea de karre, ce reprezintă nișele excavate de ghețari în versanții munților (sinonim cu circurile glaciare).

Geneza lapiezurilor în calcare. Prima explicație a genezei lapiezurilor a fost dată de DE SAUSSURE în anul 1779, ele fiind atribuite eroziunii torențiale.

Așa cum a remarcat MARTEL încă în anul 1907 (19), originea lapiezurilor este o chestiune mult controversată. Carstologii și speologii s-au împărțit, de-a lungul anilor de cercetări, în trei grupe distincte.

1. Unii cercetători sunt adeptii teoriei potrivit căreia acțiunea de eroziune mecanică a ape de șiroire este cauza formării lapiezurilor. Aceștia invocă îndesoebi aliniamentul

¹⁾ Comunicare în ședința din 20 aprilie 1961.

²⁾ De la lat. lapis = piatră.

și dispoziția șanțurilor excavate. În marea majoritate a cazurilor ele au într-adevăr orientarea paralelă cu linia de cea mai mare pantă. Unii cercetători, ca de exemplu M. DOMOCOS³⁾, amintesc efectul prelingerii gravitaționale a apei, concordant cu fețele de stratificație.

Pentru a releva aportul eroziunii mecanice MARTEL (18) a urmărit rolul debitului solid al apelor de suprafață, iar CHAIX (4) a descoperit la baza șanțurilor lapiezurilor din Carniola, urme care pun în evidență existența unui pat minor și altul major. DE MARTONNE (24) este de părere că eroziunea mecanică trebuie să aibă un rol primordial, deoarece lapiezurile se nasc și în alte roci, nu numai în cele solubile.

Printre susținătorii absolvenți ai teoriei eroziunii sunt MURGOCI (27), MARTEL (18, 22), JEANNEL-RACCOVITĂ (13) și alții.

2. Un număr important de cercetători pun accentul pe *coroziune*. CVIJIČ (9), analizând procesul de carstificare, relevă că eroziunea carstică prezintă, față de celelalte tipuri de eroziune, avantajul eroziunii chimice (a coroziunii). El este primul care se zisează faptul că în carstificarea de suprafață predomină coroziunea, iar în cea de adâncime, eroziunea. Cercetătorii care consideră disoluția chimică drept factor covîrșitor în formarea lapiezurilor încep cu geologul LAPPARENT (16), care subliniază rolul chimic al apei de origine meteorică. Mai tîrziu CHAIX (4), CVIJIČ (9), TROMBE (32) și BLEAHU (2) se atașează de asemenea acestei teorii. F. TROMBE descoperă rolul argilei de decalcifiere. Apa încărcată cu anhidridă carbonică se poate localiza pentru mai mult timp între roca calcaroasă de la suprafață și argila de decalcifiere, impermeabilă. În felul acesta se prelungesc acțiunea corosivă a apei asupra reliefului calcaros.

Există însă dovezi incontestabile, unele verificate experimental sau chiar matematic, care arată că disoluția chimică nu este cauza exclusivă a lapiezurilor. De aceea este necesar să facem o scurtă analiză a mărimilor posibile pe care le pot avea atât coroziunea cât și eroziunea. CHEVALIER (5) a executat în acest scop experiențe pe teren și în laborator. Iată cîteva din rezultatele obținute:

În privința coroziunii, experiențele făcute în rețeaua de la Dents de Crolles au arătat că echilibrul saturării în CO_3Ca (după care apa își pierde total corosivitatea) se realizează în mai puțin de 12 ore, iar în aproximativ 1 oră există deja în apă o cantitate de CO_3Ca care corespunde cu jumătate din totalul necesar saturării. Apa de ploaie stabilind un contact de durată cu roca poate totuși favoriza o coroziune intensă la nivelul lapiezurilor. În schimb, în traiectul subteran apa își pierde puterea corosivă.

În privința eroziunii CHEVALIER a făcut experiențe pentru a cunoaște pierderea din greutate a unei roci, prin eroziune. Au fost folosite o serie de roci, începînd cu

³⁾ Fenomene carstice de suprafață în Munții Apuseni (Teză de Stat, Catedra de Geogr. fiz. a Univ. din Cluj, manuscris, 1960, p. 9).

calcita, cu mare solubilitate în apa acidulată cu CO_2 și terminind cu plumbul, practic insolubil. Eșantioanele au fost așezate în apa peșterii Trou de Glaz, unde au rămas sub observație timp de un an. Fiecare eșantion de rocă cintărea 100 gr. Pierderile în mg pe eșantion au fost de 9 mg pentru calcită (cantitate pierdută aproape exclusiv prin coroziune) și 178 mg pentru plumb (cantitate pierdută exclusiv prin eroziune). Remarcăm deci cantitatea mult mai mare de material care a fost îndepărtat de apă pe calea eroziunii.

Cercetările au fost continuat apoi în laborator. Pentru cunoașterea coroziunii eșantioanele au fost așezate timp de 30 de zile într-o apă bogată în CO_2 , iar pentru cunoașterea eroziunii probele au fost supuse la o mișcare de rotire de 15 zile într-un flacon de apă fără CO_2 atmosferic și cu granule de nisip. În acest caz s-a ajuns la concluzia că eroziunea a avut o activitate mai intensă decât coroziunea. Astfel de experiențe nu pot da însă întotdeauna siguranță identității cu fenomenul complex din natură. Bunăoară, starea de porozitate și fisurare a rocii, indispensabile în interpretarea carstificării, nu au putut fi luate în considerare în experiențele mai sus amintite. De altfel, însuși CHEVALIER (5), în concluziile sale, atrage atenția asupra acestui aspect, specificând: « În cunoașterea uzurii totale a unei rețele subterane sătem incapabili a stabili importanța relativă a celor două fenomene » (de eroziune și coroziune, n.a.).

3. Pentru a explica geneza lapiezurilor nu este suficientă nici exclusiv teoria eroziunii prin șiroire, nici cea a coroziunii. Aceasta este demonstrată prin două fapte:

Lapiezuri obținute numai prin eroziunea mecanică apei meteorice, de șiroire pe calcare, sunt greu de închipuit. Apa meteorică, sub variantele ei forme, conține întotdeauna suficient CO_2 pentru a dizolva carbonatul de calciu.

Există forme de lapiezuri care se admite în general că aparțin exclusiv coroziunii. Așa sunt, de exemplu, canelurile mici, care, după cum constată CHEVALIER (5), sunt caracteristice coroziunii, apoi crestăturile de coroziune, amintite de BOEGLI (3) în cadrul lapiezurilor care apar pe suprafețele parțial acoperite de sol și vegetație și, în fine, hieroglifele de coroziune, descrise în carstul țării noastre de VIEHMANN și PLESÁ (33), pe peretele unei galerii de peșteră. Aceste rezultate ale disoluției sunt însă minore și au uneori doar rolul de a marca începutul unui lapiaz.

Pentru o cauză mixtă a acestui proces de carstificare s-a pronunțat și DE MARTONNE (24), acordind însă un rol preponderent eroziunii. În lucrările mai recente, MAXIMVICI și GCRBUNCVA (25) recunosc de asemenea importanța ambilor factori în geneza lapiezurilor. În acest sens sunt de reținut și concluziile obținute de HORTERBEEEX (12) în Belgia.

Examinînd numeroase deschideri de diaclaze și puțuri în formă de butelie, cercetătorul belgian a căutat să descopere legi matematice cu ajutorul cărora să explică rolul eroziunii apei. Pentru aceasta a descompus în diversele sale componente forța erozivă a apei, studiind mișcarea unei picături de apă pe un plan înclinat. Rezultatele

obișnute au dat mărimi care s-au verificat în teren. În privința acțiunii chimice a apei, HOTTERBEEEX consideră că ea este de același ordin de mărime ca și eroziunea mecanică, precizând următorul principiu: « Acțiunea abraziunii¹⁾ ne dă forma fenomenului, iar ceea ce chimică amploarea sa » (12, p. 37).

În concluzie, considerăm că în geneza lapiezurilor coroziunea și eroziunea participă în mod obligatoriu și sub diferite forțe în echilibru, în funcție de condițiile locale.

Varietatea cauzelor care produc lapiezăjuni

Am stabilit deci că ansamblul acțiunii coroziune-eroziune constituie cauza de bază pentru formarea lapiezurilor. În ordinea frecvenței sau a importanței lor, mai participă însă și alți factori, după cum urmează:

Starea de fisurare a rocii. Diaclazele, fisurile, microfisurile și chiar porozitatea rocii ajută la pătrunderea apei în masa calcarului și la mărimea suprafetei de contact dintre apă și rocă. CHAIX (4) a observat în Alpi, lîngă Salzburg, forme de eroziune independente de direcția de cădere a pantei. Orientarea acestor lapiezuri este dirijată de fisurarea rocii. Subliniem însă că fisurarea nu este o condiție indispensabilă fenomenului de carstificare; lapiezurile se formează și în calcarele compacte (Pl. I, fig. 1).

Eroziunea torențială. Eroziunea mecanică a apei de ploaie poate fi depășită ca efect și ampoare de către eroziunea torențială, care potrivit observațiilor lui DE MARTEL NNE (23) desăvîrșește microrelieful lapiezurilor. În felul acesta se nasc canelurile mari și sănările.

După cum s-a mai amintit, DE SAUSSURE a atribuit lapiezurile exclusiv acestei eroziuni. Acolo unde șiroirile de suprafață, folosind panta terenului, converg în rețele torențiale, lapiezăjuna este avantajată.

Procesul nival, gelivația și glaciațiunea. Eroziunea produsă de zăpadă și persistența zăpezii în terenul calcaros facilitează lapiezăjuna. CHAIX (4) specifică faptul că zăpada lărgește și rotunjește lapiezurile, în timp ce șiroirea apei le adințește. Este știut faptul că în regiunile cu zăpezi prelungite (regiuni nordice sau de altitudine) lapiezurile sunt un fenomen frecvent. Raportul dintre climă și carstificare va fi analizat de noi într-un alt capitol.

MARTEL (22) amintește și soliflucțiunea (eroziunea prin dezghet) ca fiind unul din elementele ajutătoare carstificării.

În ce privește raportul dintre glaciațiune și carst, JEAN CORBEL (7) a făcut observații asupra lapiezurilor de origine subglaciare din regiunea Gotland (Suedia meridională). Formațiunile sunt acoperite în prezent cu un strat de argilă, iar nașterea lor se datorează unei eroziuni și disoluției subglaciare. Rețeaua de microfisuri cu lărgimi

¹⁾ HOTTERBEEEX folosește termenul de abraziune în sensul eroziunii mecanice produse de apă.

sub 1 cm arată că aici carstificarea subglaciară a fost de scurtă durată și s-a limitat la formarea lapiezurilor. Acțiunea de roadere efectuată de ghețari, numită exharajună, afectează și calcarele din zonele alpine. Pentru acest motiv DE MARTONNE (23) consideră că lapiezățiunea poate fi cauzată secundar și de glaciațiune. MARTEL (19) a studiat în sensul acesta cunoșcutele lapiezuri din Oucane, de la 2000 m altitudine.

Coraziunea. Printre factorii secundari, în geneza lapiezurilor se enumără și coraziunea. Formațiunile cele mai tipice se află în gresii. Eroziunea eoliană asupra calcarelor este bineînțeles foarte slabă; totuși, în unele condiții morfologice, ea este sezisabilă. De altfel, iardangurile din Turkestan (șanțuri aliniate pe direcția predominantă a vântului și excavate eolian în rocile argiloase din regiunile deșertice) au morfologic o mare asemănare cu lapiezurile.

Phytoziunea. În regiunile în care cîmpurile de lapiezuri sunt acoperite de sol și vegetație mai intervine și phytoziunea. M. ECKERT înțelege prin acest termen (MARTEL, 22) eroziunea produsă de rădăcina plantelor, alge, licheni etc. Este vorba despre corozivitatea acizilor (carbonic, humic) produși de plante. Evident că această eroziune stimulează de asemenea carstificarea; fenomenul a fost observat și de DE MARTONNE (24).

Evoluția lapiezurilor

Trebuie să admitem că lapiezățiunea există în toate calcarele afectate de eroziunea mecanică a apei și coroziune. Cu toate acestea, nu toate regiunile calcaroase prezintă aceleași faciesuri de lapiaz. Unul din motive este și acela că lapiezățiunea se află în faze diferite de evoluție. Cea mai simplă analiză a dezvoltării lapiezurilor este aceea făcută de MARTEL în anul 1909 (21), cu prilejul observațiilor întreprinse la Oucane, care a stabilit următorii factori determinanți: *a)* fisurarea tectonică, *b)* activitatea procesului de șiroire a apei, *c)* apariția infiltrațiilor, *d)* transformarea diaclazelor în crevase, *e)* activitatea ghețarilor și *f)* apariția canelurilor mici, de origine corosivă.

Important de știut, că din cei șase factori de mai sus, numai ultimul este considerat de MARTEL ca activ în zilele noastre; restul stadiilor ar aparține trecutului geologic. Considerăm însă că această concluzie este puțin rigidă. Bunăoară, orice diaclază suferă în prezent procesul de largire și transformare în crevasă.

Este interesantă legea hidrogeologică a lapiezurilor, stabilită de MARTEL (18): «lapiezurile încep și transmit apoi puțurilor absorbante, procesul de substituire progresivă a scurgerii superficiale din carst cu acela al scurgerii subterane». Trebuie să recunoaștem valabilitatea acestei legi ținând seama de evoluția hidrografică a cartului în general.

Pentru cunoașterea evoluției lapiezățiunii este important să amintim că formele specifice de lapiez trec deseori în forme carstice superioare sau mai dezvoltate. Astfel

este cazul marmiteelor lapiezate de la Pont des Oulles, studiate de CHAIX (4). Acestea sunt în legătură morfogenetică cu micromarmitele, excavațiuni uneori greu de deosebit de formele de lapiezătjune. Cîmpurile de marmite (VIEHMANN, 34) își pot avea originea deseori în forme tipice de lapiezuri. Un alt exemplu de evoluție morfologică este demonstrat de CVIJI (9). Acesta a stabilit că marile lapiezuri pot da naștere la forme carstice asemănătoare cu dolinele, fiind însă mai strîmte și mai alungite. Autorul a denumit aceste formațiuni « bogaz » și consideră că ele fac trecerea între lapiezurile fisurate (Kluftenkarren) și dolinele alungite. Înținând seama de studiile de mai sus și potrivit observațiilor efectuate în carstul nostru, prezentăm, sub forma unei încercări, următoarea schemă de evoluție a lapiezurilor:

Apariția microlapiezurilor disperse. În acest stadiu se produc primele forme de coroziune și eroziune. Șiroirea laminară a apelor superficiale întilnește asperitățile noului microrelief, ceea ce determină curgerea cu regim turbulent.

Formarea unei lapiezătjuni dirijate. Panta și exploatarea fisurației de către apele de șiroire determină orientarea lapiezurilor pe două direcții, de obicei diferite, de dezvoltare. Există și cazul ideal în care linia de maximă cădere a pantei și direcția fisurației principale să fie paralele.

Nașterea elementelor de relief specifice lapiezurilor. Este vorba de apariția canelurilor, șanțurilor, crestelor, alveolelor, perforațiilor și altor forme tipice.

Formarea « cîmpurilor de lapiezuri », adică a unor întinderi unitare în care se observă o omogenitate de microrelief. În această fază s-a ajuns la maturitatea lapiezurilor. Majoritatea apelor meteorice trec acum și la o activitate de infiltrație în relieful carstic.

Degradarea lapiezurilor. Microrelieful a ajuns la limita de evoluție. Are loc apariția formelor de macrorelief cunoscute sub numele de martori de eroziune. Aceiași agenți care au produs apariția lapiezurilor determină în cele din urmă distrugerea lor. Acest stadiu poate avea o durată mai mare decât tot restul fazelor amintite. Concomitent însă are loc producerea în continuare de noi lapiezătjuni; unele pe seama vechilor lapiezuri, altele în porțiunile proaspăt denudate.

În acest stadiu intervine legea hidrogeologică a lui MARTEL. În consecință, echilibrul dintre scurgerile superficiale, interstițiale sau subterane trece net în favoarea rețelei subterane. Lapiezurile se caracterizează deseori și prin faptul că se acoperă cu sol și vegetație. Șiroirea de suprafață este limitată, iar apa meteorică are acum mai multe posibilități de a se retrage în subteran. Marile șanțuri, alveole și perforații ale lapiezurilor primesc rolul unor capcane în care sunt reținute o parte din pămîntul, resturile organice și argilele de decalcificare aduse de ape și vînt. Acest fenomen este începutul procesului de acoperire cu sol. Vechile forme de lapiezuri, astăzi acoperite cu sol și vegetație, pot fi întâlnite în majoritatea regiunilor carstice. R. GIGON (10) a denumit aceste formațiuni lapiezuri fosile.

Cu privire la degradarea lapiezurilor este interesant de reținut că E. CHAIX (4) face o distincție între calcarele lapiezate și cele dezaggregate. Stadiul de degradare a

lapiezurilor nu însemnează dispariția lor; ele pot fi degradate, acoperite cu sol, iar în unele cazuri transformate în forme superioare de relief carstic. Printre exemplele de trecere a reliefului lapiezurilor în elemente morfologice mai avansate, amintim următoarele:

Trecerea formelor pozitive în martori de eroziune;

Transformarea lapiezurilor alveolare în micromarmite și marmite;

Transformarea diaclazelor în crevase;

Trecerea formațiunilor numite de Cvijič (9) « bogaz » în doline alungite și doline.

Pentru a completa prezentarea de mai sus, ar fi necesare unele precizări cu privire la vîrsta lapiezurilor. Așa cum a remarcat și MARTEL (21), începutul și dezvoltarea lapiezurilor aparțin trecutului geologic, fiind sincrone cu începuturile carstificării. O astfel de apreciere cronologică este în funcție de vîrsta calcarului, de evoluția orogenetică, precum și de alți factori. Încercările de a stabili vîrsta lapiezurilor nu pot avea o valabilitate generală. Cu toate acestea, evoluția lapiezurilor are loc și în prezent, cu toate stadiile mai sus amintite.

Morfologia și întinderea lapiezurilor

Forma lapiezurilor. Geologul LAPPARENT (16) a arătat că ciudatele forme ale lapiezurilor se datorează heterogenității rocii față de disoluția chimică. Bineînțeles că tectonizarea rocii, orientarea pantei și alți factori secundari participă de asemenea la sculptarea acestui microrelief. Pentru DE MARTONNE (24) canelurile neregulate, largi de la 1 la 2 cm și despărțite de creste, sunt formațiunile cele mai tipice. N. JIMENEZ (14) a descris din carstul Cubei lapiezuri în formă de dinți (regiunea Sierra del Purio) și sănțuri în spirală (provincia Las Villas). Cercetând lapiezurile subglaciare din Suedia meridională, CORBEL (17) a identificat forme de cupe separate prin domuri. Același autor amintește lapiezurile în lespezi. Asemenea relief se formează datorită fisurației care poate decupa blocuri cu lespezi de mare regularitate.

Cercetând lapiezurile din gresile de pe Caraiman (Munții Bucegi), DE MARTONNE (23) descrie ca forme tipice proeminente, găuri, blocuri paralelipipedice, pereti cu caneluri și lame.

În macrorelieful lapiezurilor întâlnim și formațiunile numite carene. Acestea au aspectul unor piloni sau lame proeminente, care deseori fac legătura cu elementele mai dezvoltate, cum sunt martorii de eroziune. Carstologii sovietici MAXIMCVICI și GCRBUNCVA (25) consideră martorii de eroziune carstică ca fiind forme specifice pentru acest relief. Autorii se referă la morfologia care începe cu proeminentele care separă scobiturile lapiezurilor. LAPPARENT (16) denumește aceste forme « resturi de lapiez », subliniind că ele pot fi întâlnite și în rocile necalcareoase, cum ar fi de exemplu granitul. Carenele se află deseori în peșteri. T. RUSU (31) a descoperit o



splendidă carenă într-o galerie a cursului subteran din peșterea Ghețarul de la Barsa din Munții Apuseni. Tot în carstul nostru se mai află carene tipice în Peștera Vîntului (Pădurea Craiului), Peștera Neagră (Munții Apuseni) și peștera de la Izvorul Tăușoarelor din Munții Rodnei.

După J. CORBEL (7) există o relație cauzală între forma lapiezului și condițiile de geneză. Crestele ascuțite ar indica climatul cald, iar rețelele de fisuri (șanțuri) ar fi mărturia unei eroziuni sublacustre sau submarine.

Mărimea și suprafața lapiezurilor. Formele incipiente produse de coroziune și eroziune, precum și șanțurile paralele și despărțite prin creste, au mărimi de ordinea centimetrilor. În general însă, lapiezurile au dimensiuni mai mari. Atunci cînd coroziunea și eroziunea sănt ajutate de o tectonizare avansată a rocii, mărimea lapiezurilor ajunge la maximum. MARTEL (21) a descoperit în Oucane diaclaze transformate prin lapiezăjune în crevase adînci de 25 m. MAXIMOVICI și GORBUNOVA (25) au stabilit că în unele regiuni cu precipitații puține lapiezurile au dimensiuni reduse, exprimate numai în centimetri. Este cazul formelor cunoscute în Crimeea calcaroasă (Laila) și Caucaz.

Cîmpurile de lapiezuri ocupă suprafețe foarte variate. Vestitele lapiezuri de la Oucane ocupă aproximativ 10 ha. În țara noastră cîmpurile de lapiezuri sănt în general restrînse. Suprafețele cele mai mari se pare că le avem în nordul Olteniei și în Pădurea Craiului. Ele se caracterizează deseori prin faptul că sănt acoperite de sol și vegetație (Carașova, în Banat, platoul carstic Vașcău și Munții Bihor).

Clasificarea lapiezurilor

Deși MARTEL (22) a afirmat că varietatea imensă a lapiezurilor face clasificarea imposibilă, cu toate acestea cercetările din ultimii ani tind să rezolve și această problemă.

Un prim criteriu de clasificare a lapiezurilor este cel genetic, în funcție de locul de apariție. În marea majoritate a cazurilor însă, nici una din categoriile de lapiezuri nu se datorează exclusiv fenomenului care le-a adus denumirea. Toate lapiezurile au o geneză complexă și proprie.

Lapiezurile torențiale. După cum s-a mai amintit, eroziunea torențială a fost prima explicație dată genezei lapiezurilor. DE MARTONNE (23) înțelege prin lapiezuri torențiale formațiunile datorate unei șiroiri puternice; cu alte cuvinte, este vorba de cazurile în care eroziunea mecanică predomină asupra corozioni.

Formele de relief care iau naștere în albia calcaroasă a unei văi active au fost denumite de MARTEL (18) lapiezuri fluviatile. Astfel de formațiuni au fost identificate în văile tăiate în calcarele cretacice din Ain, Haute-Savoie, Ardèche și Gard (Franța). Tot lapiezuri fluviatile sănt și excavațiunile studiate de O. LEHMANN (17), sub termenul de « Flusswasserkarren ». Este vorba de lapiezuri formate în pereții calcaroși ai unei



chei, deasupra nivelului apei. Autorul explică geneza acestora prin izbirea și stropirea produsă de valuri pe stînca din jur, precum și prin vălurirea oglinzi apei în curgere.

Lapiezurile eoliene se formează îndeosebi în pereții verticali ai gresiilor; excavăriile alveolare trec deseori în marmite eoliene. Lapiezurile eoliene au fost studiate pentru prima dată de GUTTBIER, iar mai tîrziu de HETTNER (18).

Lapiezurile litorale. Lapiezurile aflate pe malul lacurilor sau al mărilor, au fost denumite de CVIJIČ (4) litorale (Strandkarren). Pe cele din urmă MARTEL (18) le numește și lapiezuri marine. Acești cercetători au studiat astfel de lapiezuri în Istria și Creta, precum și în calcarele miocene ale falezei insulei Majorca. Mareele sau simpla înaintare și retragere a valurilor sunt suficiente pentru a da naștere unui microrelief de tipul lapiezurilor.

Lapiezuri glaciare. DE MARTONNE (23) și J. CORBEL (7) au stabilit că unele lapiezuri se datoresc glaciațiunilor cuaternare sau acțiunii ghețarilor de la mari înălțimi. Așa sunt de exemplu lapiezurile de la Oucane de la 2230 m altitudine. J. CORBEL (8) consideră că lapiezurile în formarea căror prezență zăpezii este hotărîtoare pot fi denumite lapiezuri nivale.

Lapiezuri fosile. După cum s-a mai amintit, există numeroase cazuri cînd lapiezuri sau cîmpuri de lapiezuri sunt acoperite de sol, vegetație, argile, aluviuni, etc. Dacă depozitele sunt pregătite, formațiunile în cauză pot fi considerate fosile.

Lapiezurile subterane au fost amintite pentru prima dată de MARTEL (18). În cazul cînd apar în bolta peșterilor, ele pot fi denumite lapiezuri suspendate sau inverse. Astfel de lapiezuri au fost descoperite în bolta peșterii Ghețarul de la Barsa, din Munții Apuseni, și denumite septe suspendate (31). N. JIMENEZ (14), care a descris lapiezuri suspendate din peștera «Cueva del Ruisenor» din regiunea Sierra de los Organos (Cuba), consideră că ele se datoresc disoluției.

Lapiezurile subterane nu sunt întotdeauna suspendate sau inverse; ele apar deseori și pe podeaua peșterii, în drumul unui curs de apă. Prezența lapiezurilor în peșteră se explică în mai multe feluri:

Apariția în bolta sau pe pereții peșterii unei ape subterane corosive (lapiezurile inverse);

Eroziunea și coroziunea produsă de vechiul sau actualul curs subteran;

Prezența unei heterogenități pronunțate (de exemplu în calcarele dolomitice) față de mecanismul disoluției. Morfologic aceste lapiezuri sunt asemănătoare cu formațiunile de suprafață.

Într-o lucrare recentă I. MICHOVSKA (26) expune o terminologie a lapiezurilor prezentată de G. CHABOT la Congresul Internațional de Geografie din anul 1956¹⁾. Aceasta a stabilit o împărțire, cu un vocabular carstic precizat simultan în limbile franceză și germană, după cum urmează:

¹⁾ Rio de Janeiro, august 1956.

După forma excavațiilor lor, avem lapiezuri cu caneluri, sănțuri, meandre, în « cub de găină », lapiezuri cu perforație și puțuri și lapiezuri de diaclaze.

După forma spărturilor și crestelor, lapiezurile pot fi cu creste, caneluri, « în spinare » (lapiers en dos d'âne), cu vîrfuri, lapiezuri de boltă și în formă de cioturi.

După dispoziția lor în « cîmpuri », sănt cîmpurile de lapiezuri cu sănțuri și creste, cîmpurile de fragmente, cîmpurile cu blocuri masive, cîmpurile de lapiezuri de diaclaze și cîmpurile de lapiezuri de stratificatie.

Această enumerare lexică reprezintă o contribuție pentru sistematizarea lapiezurilor, dar nu este exhaustivă.

O clasificare recentă este aceea făcută de A. BOEGLI (3), în care se ține seama de forma și evoluția disoluției în calcare, precum și de locul de apariție al lapiezurilor. Ele sănt împărțite în forme simple și forme compuse.

Formele simple sănt reprezentate prin:

Lapiezurile suprafetelor denudate: α) Formele cauzate de apa atmosferică (canelurile, excavațiile concoidale asemenea urmelor de pași și lapiezurile cu sănțuri); β) Forme datorate apei de șiroire (lapiezurile cu meandre, lapiezurile peretilor, pantelor și diaclazelor);

Lapiezurile suprafetelor parțial acoperite: lapiezuri în « cub de găină », crestăturile de corozione și lapiezurile cu pereții surplombanți;

Lapiezurile acoperite cu sol: lapiezurile cavernoase (provocate de rădăcinile plantelor, frecvente în regiunea mediteraneană) și lapiezurile rotunjite, provocate de vegetația abundantă.

Lapiezurile peșterilor: prezintă forme variate, ca de exemplu formă de cupă sănțuri și caneluri;

Lapiezurile litorale (de pe malurile lacurilor și mărilor).

Forme compuse. Lapiezurile evolute în timpul glaciațiunilor diluviene, din care au rămas doar martori (lapiezuri cu vîrfuri) și peste care s-a format o nouă lapiezătire. Acestea au suferit mai multe procese de nivelare, dînd naștere lapiezurilor plate, dezvoltate pe fețele de strat, denudate, etc.

Raportul dintre geneza lapiezurilor și climă

Cercetători cum sănt MARTEL (18, 21), J. CCRBEL (8), R. GIGON (10) și A. BOEGLI (3) au stabilit o serie de relații de cauzalitate între formarea lapiezurilor și condițiile climatice. În bună parte unele concluzii sănt încă controversate. În privința răspîndirii geografice a lapiezurilor, trebuie să amintim că ea este destul de bogată. Formațiuni cunoscute și tipice de lapiezuri se află în: Iugoslavia, Elveția, Franța, Grecia, Austria, Suedia, Irlanda, Insulele Majorca, Crimeea, Caucaz, România, Spania, Indonezia, Australia, Cuba, etc.

S-a observat peste tot că lapiezurile apar în calcare la toate altitudinile. Karstul de lîngă Trieste se întinde la o altitudine de 450—600 m, cel din nordul Olteniei



la 600 m, în Ardèche-Aveyron (Franța) la 750 m, în Munții Apuseni la 1000—1200 m, în peninsula Iberică la 1050—1300 m, lapiezurile de la « Les Bracas » (Franța) la 1800 m, iar lapiezurile de la Oucane de Chabrières se află la peste 2000 m altitudine. Lapiezurile de la Glärnisch din Elveția sau din Dachstein în Austria sunt formate chiar pe vîrful muntelui. MARTEL (18) a și denumit aceste formațiuni « lapiezuri de vîrf ».

J. CCRBEL (8) este un partizan absolut al ideii potrivit căreia zonele reci sunt mai favorabile pentru dezvoltarea lapiezurilor decât cele aflate în regiunile calde. KAUKO și LAITINEN (8) au stabilit că solubilitatea CO_2 este de 20 de ori mai mare în zăpadă decât în apă. MAXIMVICI și GOREUNCVA (25) semnalează de asemenea că zăpada favorizează dezvoltarea lapiezurilor; de aceea, în regiunile reci ele sunt mai dezvoltate. R. GIGON (10) a observat în lapiezurile de la Schrattenfluh (Elveția) unele variații morfologice în funcție de altitudine. La altitudinea dintre 1300—1700 m, lapiezurile apar diaclazate și cu multe caneluri și caneluri secundare, care au diametre de la 1—2 cm. Peste 1850 m apar efecte ale gelivăției: lapiezurile iau forma « ciburilor de iepuri », iar frecvența lor este mai mică. La peste 1900 m lapiezurile își reiau din nou amploarea.

Este evident că diferențele de altitudine și de climat determină aspecte morfologice diferite ale lapiezurilor. Problema privește însă mai ales deosebirile dintre lapiezurile din ținuturile reci față de cele calde. În această privință F. TROMBE (32) remarcă faptul că regiunile carstice mediteraneene sunt denudate, în timp ce regiunile carstice nordice sunt în general acoperite. MARTEL (22) numește lapiezurile alpine — lapiezuri juvenile, iar pe cele mediterane — senile. Dacă admitem prioritatea climatului rece în dezvoltarea lapiezurilor, atunci înțelegem această distincție. Problema a fost studiată prin observații experimentale și de A. BOEGLI (3). Cercetările sale au stabilit că la tropice cantitatea de CO_3Ca solvit într-o secundă este mult mai mare decât în regiunile reci; ea se dublează prin ridicarea temperaturii cu 10°. În schimb carstificarea subterană este mai activă în regiunile reci. În concluzie, disoluția în calcare este mult mai mare în zonele tropicale umede decât în regiunile reci. Cele de mai sus par a fi în contradicție cu concluziile lui J. CORBEL. Aceasta a stabilit pentru regiunile reci o carstificare de 10 ori mai mare decât în țările calde (3). El demonstrează că apele fluviilor tropicale nu conțin decât 50% din bicarbonatul apelor regiunilor reci, în schimb terenurile studiate de CORBEL nu au decât un procent de 50% roci calcaroase; este deci posibil ca marea concentrație în bicarbonat a râurilor reci să nu provină numai din terenul calcaros. După BOEGLI (3), diferența de conținut în bicarbonat din cursurile apelor nu este provocată de diferența de disoluție, ci de aceea a vitezei de difuziune. Ea este de 4—8 ori mai mare sub tropice. Aceasta cauzează de asemenea precipitarea mai rapidă a bicarbonatului îndată ce apa părăsește zonele bogate în bioxid de carbon. Pentru acest motiv peșterile din țările calde sunt mai bogat concreționate. În consecință, potrivit acestei judecăți, carstifi-

carea, formarea lapiezurilor ar fi mai intensă în țările calde. Numărul important al cercetărilor făcute de CORBEL în carstul din NE Europei și al Alpilor nu ne îngăduie totuși să facem prea ușor concesii partizanilor teoriei regiunilor cald-umede. Cu toate acestea, trebuie să observăm că în timp ce lapiezurile tipice de la Oucane și Schrattenfluh se află la altitudini mari, adică în zona rece, alte multe exemple ne aduc binecunoscute regiuni carstice, dezvoltate la joasă altitudine, în regiunile mai calde.

În carstul țării noastre putem observa în această privință următoarele:

Asemenea unor constatări făcute de F. TROMBE (32), lapiezurile sudice și de altitudine mică sau mijlocie sunt denudate și mai întinse în suprafață;

Lapiezurile noastre, aflate în jur de 1000 m și mai sus, sunt acoperite cu sol. Acest fapt îngreuiază în prezent procesul de carstificare. În aceste regiuni nu avem decât iviri de lapiezuri; așa-numitele « cîmpuri » lipsesc. Este însă posibil — ceea ce nu s-a verificat în carstul nostru — ca lapiezurile acoperite din înălțimile Carpaților noștri să fie forme mai evolute decât formațiunile întinse și denudate din joasă altitudine. Unele iviri de lapiezuri, din platoul carstic de la Vașcău, confirmă o astfel de presupunere (pl.I, fig. 2).

Observațiile efectuate pînă în prezent asupra carstului nostru nu ne permit să tragem o concluzie privind evoluția lapiezurilor în funcție de paleoclimă și climă în general.

Observații efectuate asupra lapiezajunii în R.P.R. (1951—1961)

În primele cercetări întreprinse de G. MURGOCI (27) sunt deja enumerate o serie de regiuni calcaroase în care se află lapiezuri: Strunga, Piatra Craiului, Bistrița, Dobrogea, Baia de Aramă, Balta, Găuri, Pietrile Albe și Turcinu. Observăm cum unele localități își datorează numele chiar lapiezurilor (Găuri și Pietrile Albe). Apoi, GR. RĂILEANU (29), JEANNEL și RACCVITZA (13) și M. DCMCCOS¹⁾ semnalează lapiezuri în regiunile următoare: Platoul Mehedinți, Banat, Pădurea Craiului (Damiș, Zecehotare și Remetei), Munții Bihor (Padiș, Bălăleasa și Cetățile Ponorului), platourile calcaroase din masivul Codru, platoul carstic Scărișoara și platoul carstic Vașcău. În continuare vor fi enumerate observațiile făcute în următoarele regiuni:

Lapiezuri de suprafață: Munții Bihor, Pădurea Craiului, Munții Trascăului, Codru-Moma, Vilcanului, Podișul Mehedinți și Munții Aninei;

Lapiezuri subterane: Munții Bihor, Pădurea Craiului, Munții Aninei și Munții Rodnei;

Lapiezuri în gresiile calcaroase: Valea Someșului Mare.

Expunerea faptelor se va face ținând seama de stadiul de evoluție al fenomenului.

¹⁾ Op. cit.

Dezaggregarea fizică a calcarului și carstificarea. În apropierea localității Alba Iulia, la o altitudine de peste 650 m, pe muntele Piatra Craivii, se află calcare denudate, expuse insolației, gelivației și soliflucției (pl. II, fig. 1). Rezultatul este plesnirea marilor blocuri calcareoase printr-o fisură bidirectională. Fisurația astfel formată poate deveni un punct de plecare pentru nașterea lapiezurilor.

Hieroglifele de coroziune sunt lapiezăjuni specifice pereților calcaroși din peșteri. Geneza lor necesită prelingerea fără șiroire (peliculară) a apei sau condensarea umidității atmosferice pe peretele în cauză. Ele constituie un stadiu primar al lapiezăjunii și sunt cauzate exclusiv de coroziune. Astfel de formațiuni au fost observate în peștera cu apă din Valea Leșului (afuent al Văii Iadului), peștera Lilieciilor (Cheile Carașului), peștera Măgura (Valea Sighiștelului), etc. (pl. II, fig. 2).

Lapiezăjuna dolomitelor. După cum s-a mai amintit, ea are o dublă particularitate: solubilitatea mai slabă a dolomitei față de acidul carbonic și solubilitatea mai mare a vinelor de calcit din rocă, față de restul rocii. Din acest motiv șanțurile de disoluție, deși foarte mici, sub 2 mm lărgime, nu sunt caneluri, adică nu au secțiunea asemenea literei U sau O. Ele au forma și volumul calcitei înălțurate. Este vorba de dolomitele din platoul carstic de la Padiș (M. BLEAHU, 1) (pl. III, fig. 1).

Deosebirile morfologice determinate de diferența de solubilitate a calcarului și a dolomitei au fost observate în porțiunea terminală și superioară a Peșterii Vîntului (Pădurea Craiului). Calcarul triasic din peșteră prezintă zone dolomitice. Într-o astfel de porțiune, în albia fostului curs subteran, apar lapiezuri mari (peste 1 m înălțime), care din pricina slabei lor solubilități au rezistat eroziunii apei. Aceste lapiezuri sunt de tipul carenelor (pl. III, fig. 2).

Pentru a verifica originea șanțurilor de pe rocile dolomitice s-a procedat la coroziunea artificială a unui eșantion de calcar dolomitic din Peștera Vîntului. Proba a fost păstrată timp de 48 ore într-o soluție de HCl 10%. Soluția a fost schimbată în prima parte a experienței de trei ori, din 3 în 3 ore.

Rezultatul a fost foarte interesant. Eșantionul a apărut brăzdat de zeci de caneluri, largi de la 1 la 2 mm și adânci pînă la 4 mm. Muchiile rocii au devenit foarte crestate, prezintând microlapiezuri.

Morfogeneza canelurilor. În peștera «1 Mai» din Șesuri (platoul carstic Scărișoara), M. ȘERBAN¹⁾ a colectat un eșantion de calcar care prezintă începutul unui grup de cinci caneluri, a căror lărgimi variază între 1,2—2,5 cm. Cu toate că apele subterane sunt foarte puțin și foarte rar corozive, aceste caneluri dovedesc totuși existența unei disoluții (pl. IV, fig. 1).

Tot în această peșteră au fost observate caneluri meandrate. Canelura lată de 1,5 cm descrie pe o distanță de 9 cm litera S. De data aceasta este vorba de mecanismul complex eroziune-coroziune generator de lapiezăjuni (pl. IV, fig. 2).

¹⁾ Aduc și pe această cale mulțumirile cuvenite colegului M. ȘERBAN pentru eșanțioanele colectate.

În carstul din podișul Mehedinți, în apropierea Podului natural de la Ponoare, se află de asemenea cîmpuri frumoase cu lapiezuri. Canelurile mari, dezvoltate în porțiunile de pantă, fug paralel în direcția căderii maxime (pl. V, fig. 1).

Aceste lapiezuri sunt formate din trei elemente morfologice: sănături formate prin largirea unor caneluri sau prin exploatarea fisurăției rocii, caneluri mari (lărgi de peste 5 cm) și sănături secundare, formate de-a curmezișul primelor, pe seama celei de a doua direcții de fisurare a rocii; cele două direcții ale sănăturilor formează între ele un unghi de 62°.

Lapiezățiunea de microfisurăție. Carstul de la Carașova (Munții Aninei) prezintă în jurul vechii cetăți de la « Grat » un teren excelent pentru studiul lapiezurilor. Calcarul neojurasic este puternic microfisurat. Este vorba de o fisurăție secundară, uneori greu vizibilă și independentă de cele două direcții de fisurare tectonică specifice calcarelor. În fig. 10 se observă un aliniament de perforații, formate pe direcția unei astfel de microfisuri (pl. V, fig. 2).

În majoritatea cazurilor, fisurile sunt lărgite și cuprinse de vegetație, formind o lapiezățiune caracteristică. Acest relief pare să fie o formațiune juvenilă.

*Pietrele perforate sau tripanolitele*²⁾. Denumim în felul acesta elementele mobile, dislocate, care posedă una sau mai multe orificii de lapiezățiune. În pl. VI, fig. 1 se observă un bloc de 37 (24) 22 cm. El are o lapiezățiune alveolară, în fundul căreia se află o perforație cu un diametru elipsoidal de 7/6 cm. Eșantionul provine de pe « Munună » (platoul carstic Scărișoara).

Aceste perforații dau uneori un aspect cavernos rocii de suprafață. Astfel de exemple se află în carstul de la Carașova.

În ceea ce privește geneza acestor perforații, ele se datoresc liniei de carstificare: coroziune-microfisurare-phtyocoroziune.

Cîmpurile de lapiezuri. S-a amintit că în carstul nostru calcarele sunt puțin denudate. Din acest motiv suprafețele cu lapiezuri sunt destul de puține. Cîmpurile de lapiezuri din platoul carstic de la Vașcău, împreună cu acelea din jurul Cheilor Runcului (versantul sudic al Munților Vilcanului) sunt asemănătoare (pl. VI, fig. 2).

Formele canelurilor și sănăturilor sunt parțial distruse de dezagregarea nivală. Folosind terminologia stabilită de G. CHABOT (26) putem considera aceste formațiuni ca fiind cîmpuri de « lapiezuri cu fragmente și blocuri ».

Alte cîmpuri de lapiezuri se află în carstul de la Carașova. Ele se caracterizează, prin intensitatea procesului de solificare, majoritatea lor aflîndu-se sub sol. Fenomenul este similar și în Munții Bihorului, solificația tinzînd să acopere lapiezurile. Sănăturile de lapiezățiune se continuă puternic și în zona lor acoperită. Acest lucru se observă și la lapiezurile considerate astfel « fosile » de la Rîștițet (fig. 2) din platoul carstic al Vașcăului.

²⁾ De la grec. tripan = a perfora și lithos = piatră.

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Lapiezuri în Alpi (Diablerets) (foto J. CORBEL).
Fig. 2. — Lapiezuri fosile în platoul carstic Vaşcău.



1.



2.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale ředintelor, vol. XI.IX/2.

PLANŞA II



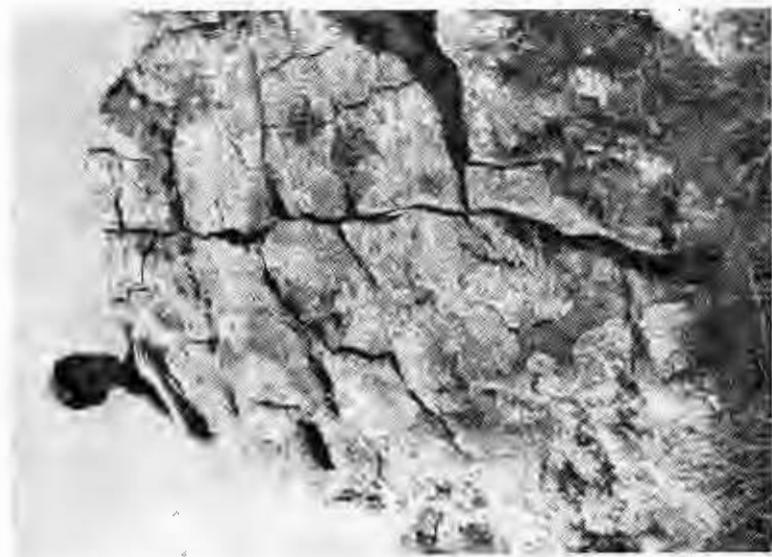
Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Fisuri produse de insolăcie și gelivăje pe Piatra Crăivii.

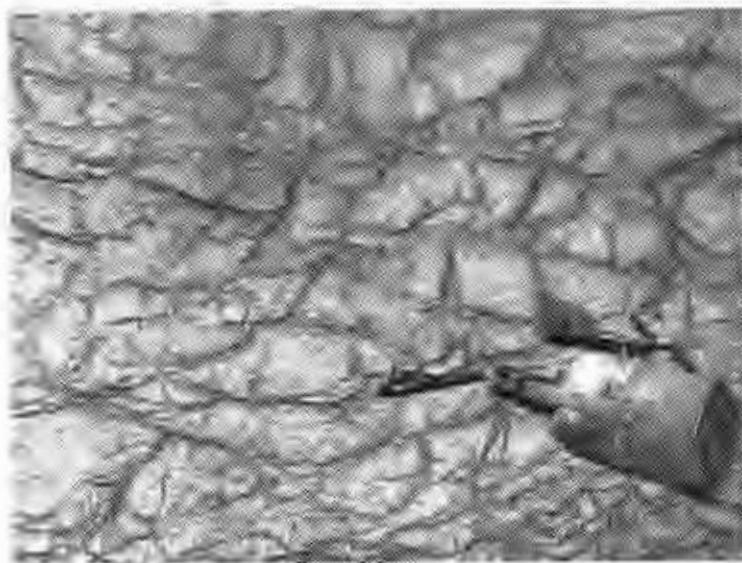
Fig. 2. — Hieroglife de coroziune în peștera Liliecelor (Cheile Carașului).

I. VIEHMANN. Geneza lapiezurilor.



Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.
1.

Pl. II.



2.

PLANŞA III

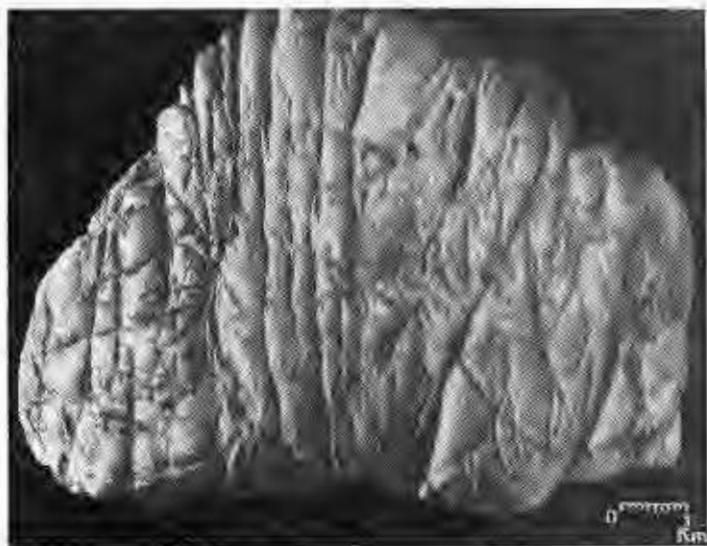


Institutul Geologic al României

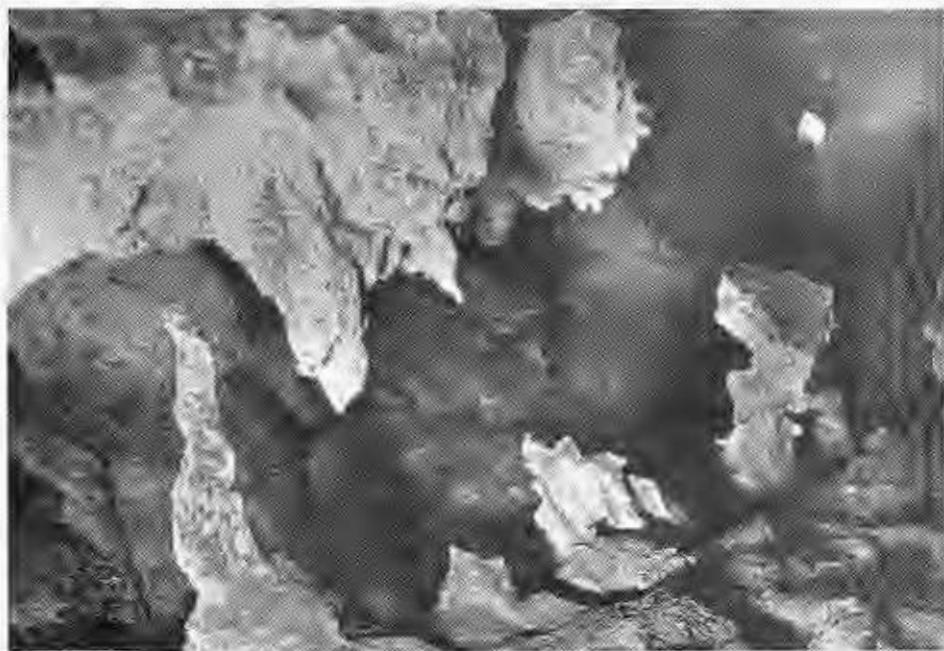
PLANŞA III

Fig. 1. — Lapiezuri în dolomitele de la Padis.

Fig. 2. — Carene și lapiezuri inverse (suspendate) în peștera Vîntului.



1.



2.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale ředințelor, vol. XLIX/2.

PLANŞA IV

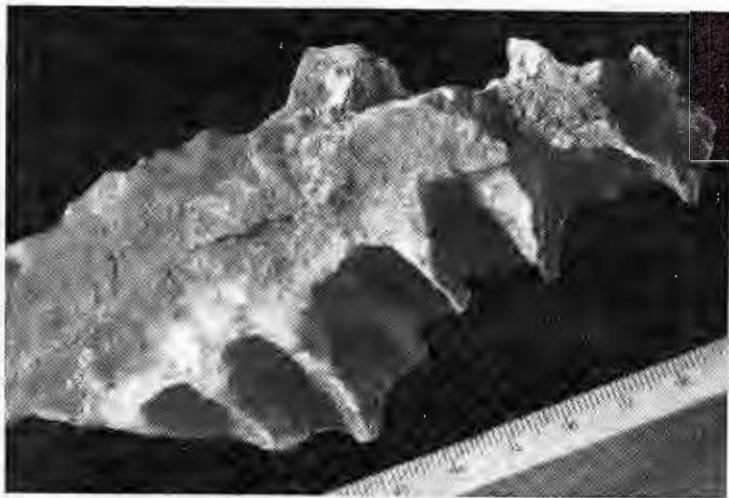


Institutul Geologic al României

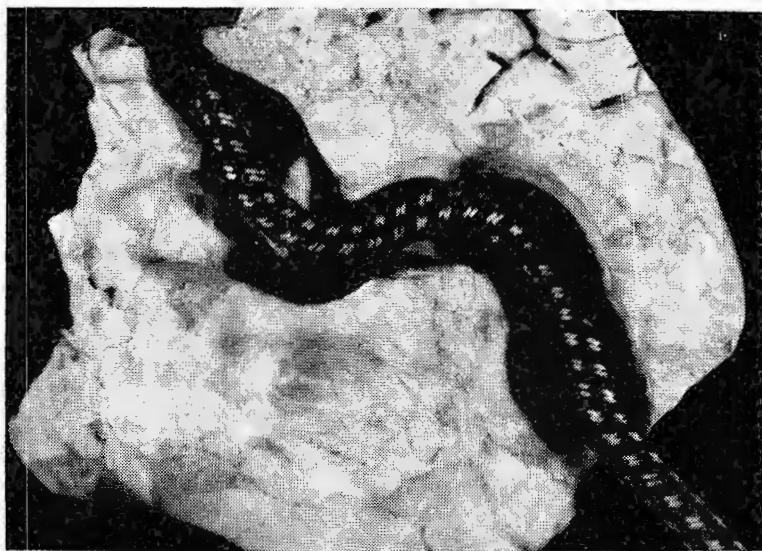
PLANŞA IV

Fig. 1. — Caneluri (Peştera din Şesuri).

Fig. 2. — Canelură meandrată (Peştera din Şesuri).



1.



2.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Sediințelor, vol. XLIX/2.

PLANŞA V

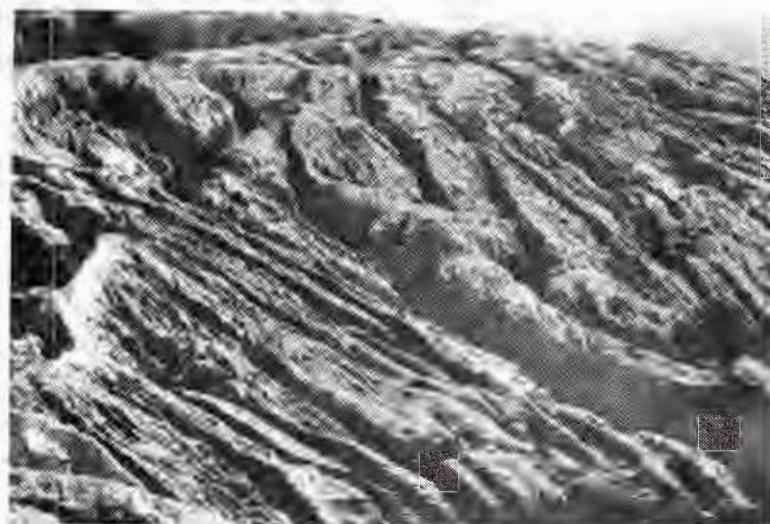


Institutul Geologic al României

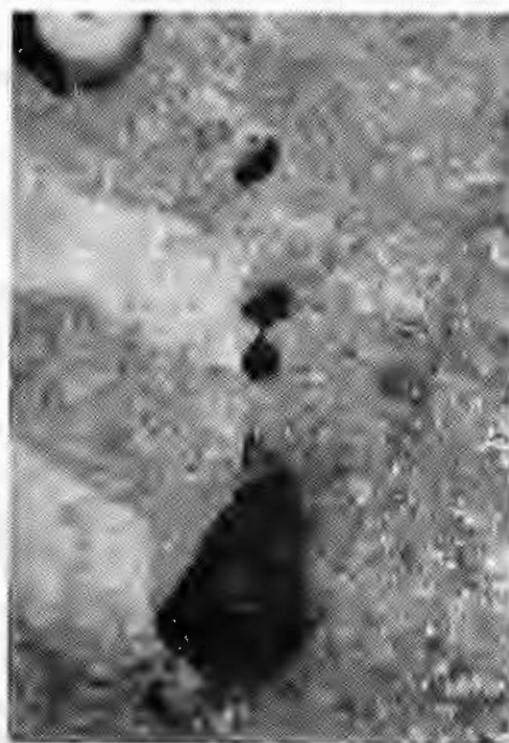
PLANŞA V

Fig. 1. -- Caneluri și șanțuri în cîmpul de lapiezuri de la Zăton–Ponoare (foto M. ȘERBAN)
Fig. 2. -- Aliniament de perforații pe direcția unei fisuri (Carașova).





1.



2.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

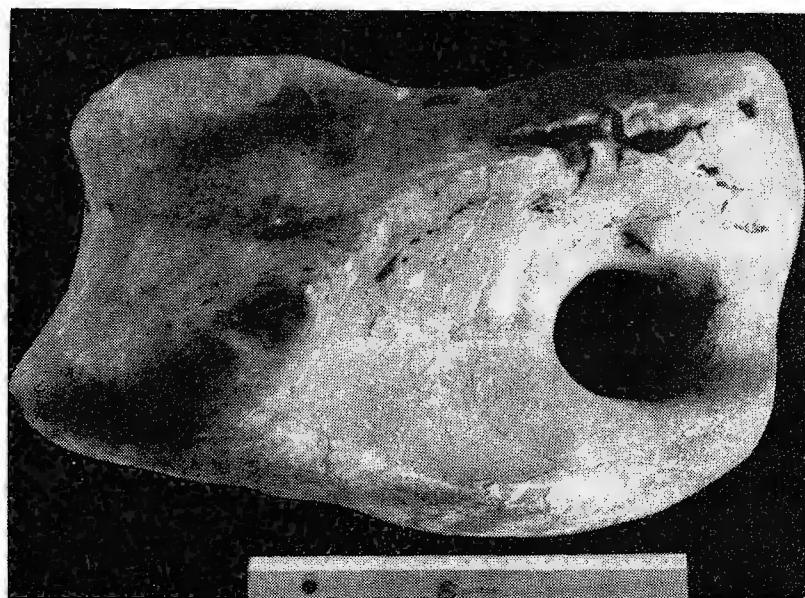


Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

Fig. 1. — Tripanolit din platoul carstic Scărișoara.

Fig. 2. — Cîmp de lapiezuri la Cheile Runcului.



1.



2.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.

PLANŞA VII



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Fig. 1. — Lapiezuri inverse în bolta peşterii Meziad.

Fig. 2. — Lapiezuri parietale cu septe (Peştera Neagră, M. Bihor) (foto M. ŞERBAN).



1.



2.

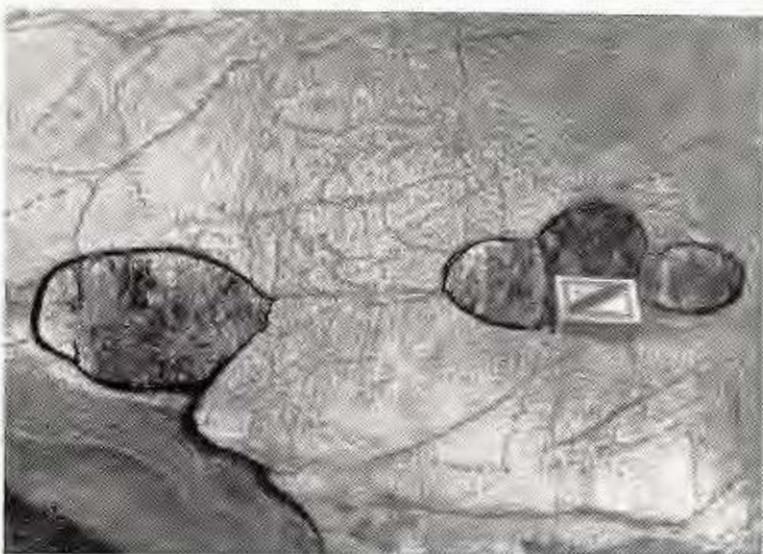
PLANŞA VIII



Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

Fig. 1. — Lapiezăjuni colmatate cu concreţiuni de silex (peştera Liliecilor—Caraşova).
Fig. 2. — Lapiezuri în gresiile miocene de lîngă Beclean.



1.



2.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/2.

Lapiezurile peșterilor. Aceste formațiuni dovedesc cu prisosință că procesul de coroziune are loc și în rețelele subterane. În cercetările noastre am distins în această privință lapiezurile inverse (septele) din bolta peșterilor (pl. VII, fig. 1), lapiezurile și carenele de pe podea (pl. III, fig. 2), precum și microcavernele de lapiezăjune de pe pereții peșterilor (pl. II, fig. 2).

Septele mici se datoresc unor pătrunderi de apă corosivă de la suprafață, în timp ce marile lapiezuri inverse (pl. VII, fig. 2) se pot datora coroziunii și eroziunii cursului subteran care a excavat galeria respectivă. O altă deosebire a acestor două tipuri de lapiezuri este prezența canelurilor de șiroire la septele mici și lipsa lor în cazul macroformațiilor.

Un fapt interesant este descoperirea unor perforații tabulare de 3—14 cm diametru, în pereții Peșterii Lilieciilor (Cheile Carașului). Majoritatea lor au la fund concrețiuni de silex. Este vorba de silexurile care caracterizează Callovianul (AL. CODARCEA, 6 și GR. RĂILEANU, 28) (pl. VIII, fig. 1).

Existența acestor lapiezăjuni ridică o problemă foarte importantă: dacă perforațiile erau deja excavate în momentul depunerii silicei, pot fi atribuite aceste lapiezuri subterane unui paleocarst sau escavațiunile tubulare au luat naștere prin disoluție diferențială

Lapiezuri în gresiile calcareoase. Gresiile miocene de pe valea Someșului Mare au fost cercetate într-un punct aflat între localitățile Beclenuț și Coldău (pl. VIII, fig. 1).

Este vorba despre prezența unor lapiezuri verticale produse de șiroirea apei pe un perete surplombat. Bazinul de recepție al acestor șiroiri este cu cîțiva zeci de metri deasupra lapiezurilor, într-un relief acoperit cu sol și vegetație. Morfologic distingem șanțuri mari, absolut verticale, precum și un aliniament de escavații circulare (asemenea lapiezurilor în «cuib de pasăre»), orientate orizontal pe nivelul stratificației gresiei respective. În geneza acestor lapiezuri, în afara eroziunii și coroziunii, mai intervine și coraziunea.

BIBLIOGRAFIE

- BLEAHU M. Cercetări geologice în regiunea Padiș—Cetățile Ponorului (M. Bihorului). *D. S. Comit. Geol.*, XLI (1953—1954), p. 41. București 1957.
- BLEAHU M. Pitorescul regiunilor carstice din R.P.R. *Col. S.R.S.C.*, 205, p. 9, București 1956.
- BOEGLI A. Les phases de dissolution du calcaire et leur importance pour les problèmes karstiques. *Rassegna speleologica italiana*, 4, p. 167, Como 1960.
- CHAIX DU BOIS E. Contributions à l'étude des lapiés en Carniole et au Steinernes Meer, *Globe, Journ. géogr.*, XLVI, p. 17, Genève 1907.
- CHEVALIER P. Érosion ou corrosion. *Premier Congr. Internat. de Spéléologie*, II, p. 35, Paris 1953.

6. CODARCEA AL. Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer-Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.*, XV, p. 16, 99, București 1930.
7. CORBEL J. Les phénomènes karstiques en Suède. *Geogr. Annaler*, 3-4, p. 229, 222, Stockholm 1952.
8. CORBEL J. Karst Hauts-Alpins. *Rev. Géogr. Lyon*, XXXII, 2, p. 142, 1957.
9. CVIJIC J. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Réc. trav. Inst. Géogr. alpine*, VI, 4, p. 35, Grenoble 1918.
10. GIGON R., GUYOT E., PARATTE S. et TRIPET P. Schrattenfluh — Exp. spéléo 1959-60. *Cavernes, Bull. Spéléo-Club Montagnes Neuchâteloises, sect. Soc. Suisse Spéléol.*, 4, p. 73, 1960.
11. GRUMĂZESCU H. Forme de relief carstic în masivele de sare din depresiunea subcarpatică « Între Rîmnice ». *Probl. Geogr.* VII, p. 233, București.
12. HOTTERBEECK M. Études des microphénomènes d'abrasion. *Mém. Colloq. Internat. Spéléol.*, p. 37, Bruxelles 1958.
13. JEANNEL R., RACOVITZA E. Ennumération des grottes visitées, VII. *Arch. Zool. exp. gén.*, tome 68, fasc. 2, p. 306, Paris 1929.
14. JIMENEZ A. N. Geografia de Cuba. Editorial Lex Lex, p. 95, 135, 519, la Habana 1959.
15. KALESNIK S. V. Bazele geografiei fizice generale. p. 319, 181. Edit. științ. București 1959.
16. LAPPARENT A. DE. Traité de géologie, I, p. 325, Paris 1900.
17. LEHMANN O. Die Auswaschungen an Klammwänden und die Richtung des Wasserlaufes. *Ber. Bundesföhlenkomission*, 1/2, p. 47, Wien 1922.
18. MARTEL E. A. Sur l'origine des lapiés et leur relation avec les abîmes et l'hydrologie souterraine des calcaires. *C. R. Acad. Sci.* 135, p. 1, Paris 1902.
19. MARTEL E. A. L'Oucane de Chabrières. Extr. de « La Montagne », p. 11/511, Paris 1907.
20. MARTEL E. A. Sur les lapiés des Barcas (Basses-Pyrénées) et d'El-Torcal (Andalousie). *Extr. Acad. Sci.*, 149-161, p. 2, Paris 1909.
21. MARTEL E. A. Sur l'Oucane de Chabrières (Hautes-Alpes) et l'origine des lapiés. *Extr. C. R. Acad. Sci.*, 139, Paris 1909.
22. MARTEL E. A. Nouveau traité des eaux souterraines, p. 531, Paris 1921.
23. MARTONNE E. DE. Lapiés dans les grès crétacés (Massif du Bucegi, Roumanie). *Bull. Soc. Géol. France*, XXVII, p. 28, Paris 1899.
24. MARTONNE E. DE. Traité de géographie physique. p. 470, Paris 1909.
25. MAXIMOVICI G. A., GORUBOVA K. A. Karst permscii oblasti, p. 10, 29, Perm 1958.
26. MICHOVSKA J. Krasovy slovník. *Ceskoslov. Kras*, C 3, Roc. 10, p. 125, Praha 1957.
27. MURGOCI G. M. Calcare și fenomene de eroziune în Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Științe București*, an. VII, nr. 1, București 1897.
28. RĂILEANU GR. Considerații generale asupra geologiei Banatului de Vest. *Anal. Rom.-Sov.*, ser. Geol.-Geogr., 4, p. 14. Edit. Acad. R.P.R., București 1957.
29. RĂILEANU GR. Geologie generală. Edit. tehn., București 1959.
30. ROVERETO G. Geologia morfologică, II, p. 868, Milano 1924.
31. RUSU T., BLEAHU M., DAN J. și MANTEA GH. Cercetări de morfologie carstică în Groapa de la Barsa (M. Bihorului). *Stud. Cercet. Geol.-Geogr.*, 3-4, p. 407, 409, Edit. Acad. R.P.R. Fil. Cluj 1957.
32. TROMBE F. Traité de spéléologie, p. 57, Ed. Payot, Paris 1952.
33. VIEHMANN I., PLESA C. Peștera cu apă din Valea Leșului. *Ocrotirea Naturii, Bul. C.M.N. al Acad. R.P.R.*, 3, p. 164, București 1958.
34. VIEHMANN I. Contributions à la connaissance de la genèse des marmites. *Bull. Spéléol., Warszawa « Speleologia »*, I, 3, p. 145, Warszawa 1959.

ПОМЕТКА, КАСАЮЩАЯСЯ ГЕНЕЗИСА КАРРОВЫХ ПОЛЕЙ

И. ФИХМАН

(Краткое содержание)

Автор приводит теории, касающиеся преобладания эрозии или коррозии в генезисе карровых полей. Он приходит к заключению, что коррозия и эрозия принимают участие, с различными силами равновесия при выдавливании (экскавации) карровых полей. Приводится затем анализ различных причин, ведущих к образованию карр. (Трециноватость пород, ливневая эрозия, уравнительный процесс, коррозия и фитоэрзия).

В работе касающейся эволюции карровых полей выделяются 5 главных стадий: появление дисперсионных микрокарр, образование направленных карр, порождение элементов специфического рельефа, карровые поля и деградация карр.

В разделе, касающемся морфологии, описаны ливневые, речные, ветровые, прибрежные, ископаемые, ледниковые и подземные карры.

Указаны, также, взаимоотношения между генезисом карр и климатом.

В зависимости от эволюции карр представлены замечания, касающиеся карстовых образований, появление иероглифов коррозии, каррирование доломитов, морфогенез канелюры, перфорированные камни, карровые поля и появление карров в известняковых песчаниках.

NOTE SUR LA GENÈSE DES « LAPIEZ »

PAR

I. VIEHMANN

(Résumé)

L'auteur expose la théorie sur la prépondérance de l'érosion et de la corrosion dans la genèse des lapiez. L'auteur tire la conclusion que la corrosion et l'érosion participent en différentes forces d'équilibre à l'excavation des lapiez. On analyse les diverses causes qui donnent lieu aux lapiez (état de fissuration de la roche, érosion torrentielle, processus nival, corrosion et phytoérosion).



Dans l'évolution des lapiez ont été distingués cinq stades principaux: apparitions des microlapiez dispersés, formation des lapiez dirigés, apparition des éléments de relief spécifiques, champs de lapiez et dégradation des lapiez. Dans le chapitre concernant la morphologie sont décrits des lapiez torrentiels, fluviatiles, éoliens, littoraux, fossiles, glaciaires et souterrains. L'auteur montre les rapports entre la genèse des lapiez et le climat. Tenant compte de l'évolution des lapiez, l'auteur présente des observations sur l'apparition des hiéroglyphes de corrosion, les lapiez des dolomies, la morphogénèse des canelures, les pierres perforées, les champs de lapiez et l'apparition des lapiez dans les grès calcaires.



MINERALOGIE PETROGRAFIE

ANEXA 1

DARE DE SEAMĂ ASUPRA EXCURSIEI 28 C DIN FINLANDA
— AL XXI-LEA CONGRES INTERNACIONAL DE GEOLOGIE¹⁾

DE
ST. COSMA

În anul 1960, în lunile august-septembrie, a fost organizat de țările nordice cel de-al XXI-lea congres internațional de geologie. Deschiderea festivă a avut loc în ziua de 15 august la Copenhaga, iar lucrările s-au desfășurat pînă în ziua de 23 august, după care au urmat excursiile științifice.

Delegația română, a fost alcătuită din prof. V. IANOVICI, Vicepreședinte al Comitetului Geologic, conducătorul delegației, prof. N. PETRULIAN, prof. S. ȘTEFĂNESCU, prof. D. GIUȘCĂ, prof. GR. RÄILEANU și geolog S. COSMA. Activitatea delegației noastre la congres s-a concretizat în special în cele patru lucrări prezentate:

Geochimia principalelor elemente din depozitele carbonatice pe teritoriul R.P.R. (prof. V. IANOVICI);

Măsurători gravimetrice în sud-estul R.P.R. (prof. S. ȘTEFĂNESCU);
Metode de prospectare geofizică pentru punerea în evidență a zăcămintelor de sare (prof. S. ȘTEFĂNESCU);

Prezentarea hărții geologice a R.P.R. (prof. D. GIUȘCĂ).

Toate lucrările susținute au suscitat un viu interes în cadrul discuțiilor și s-au bucurat de o largă apreciere. La rîndul lor, membrii delegației române au urmărit cu deosebită atenție comunicările ce s-au ținut concomitent în 14 secții, dintre care foarte populate erau cele de Mineralogie, Petrografie, Geochimie, Tectonică, Zăcămintă, și alteie, unde s-au făcut auzite lucrările pline de competență ale acad. D. S. KCRJINSKI, K. F. SZÁDECZKY, E. NIGGLI și.a., privind formațiunile eruptive, ale dr. AHTI SIMCNEN, referitoare la formațiuni metamorfice, ale acad. A. BOGDANOV, privind studii tectonice și altele. Menționăm că o notă generală a lucrărilor prezentate la secția de Petrografie a fost abordarea problemelor de granitizare și migmatizare a

¹⁾ Comunicare în ședință din 17 februarie 1961.

terenurilor metamorfice din Europa, Africa, Asia și America. După închiderea lucrărilor la Copenhaga, cei peste 3000 de participanți la congres au efectuat excursii științifice în Danemarca, Suedia, Norvegia și Finlanda. La excursia C 28, care a avut un pronunțat caracter de Petrografie, au participat 19 geologi din 14 țări și a fost condusă de: A. SIMONEN, A. MATISTO și A. VORMA (secretar). Excursia s-a desfășurat în Finlanda de Sud, în unitatea svecofenidică și unitatea carelidică.

Înainte de a arăta cele cîteva aspecte de ordin petrografic-mineralogic ale excursiei, vom reda pe scurt istoricul cercetărilor geologice în Finlanda de Sud. Primele studii importante în această regiune (Origärvi) aparțin lui J. J. SEDERHOLM, care a avut în vedere depozitele arheene; au urmat cele ale lui P. ESKOLA, care s-a ocupat cu geologia Precambrianului. Fenomenele de migmatizare și granitizare (palingeneză, ichor, migmatit, etc.) sănt definite în lucrările lui J. J. SEDERHOLM (în anii 1907, 1923, 1926, 1934), cu ocazia cercetărilor efectuate în arhipelagul din sudul Finlandei. De asemenea, multe idei privind originea granitelor și diferențierea metamorfică sănt emise de P. ESKOLA în anii 1922, 1950, 1956 și s-au bazat pe studiile petrologice din Finlanda de Sud.

J. J. SEDERHOLM a arătat că în Finlanda de Sud sănt două formațiuni șistoase arheene: svioniene și botniene. Acestea sănt separate printr-o mare discordanță. Această clasificare a fost modificată de cercetările ulterioare și formațiunile svioniene și botniene sănt incluse în seria orogenică svecofenidică.

Formațiunile metamorfice aparțin după ultimile cercetări, la trei unități: 1) complexul gnaiselor granitice și granulitelor din estul și nordul Finlandei; 2) șisturile scutului svecofenidic din vestul și sudul Finlandei și 3) șisturile scutului karelidic în estul și nordul Finlandei.

Prima unitate reprezintă Precambrianul cel mai vechi din Finlanda și formează fundamentalul sedimentelor careliene și ar avea vîrstă de 2500 milioane ani. A doua unitate cuprinde Svionianul și Botnianul, iar a treia unitate include Jatulianul, Kalianianul, Ladogianul și Laponianul.

Se presupune că scuturile svecofenidic și carelidic ar apartine respectiv la două cicluri orogene independente, însă determinările de vîrstă absolută, ca și alte observații, au arătat că nu este o diferență apreciabilă între ele și că ar apartine acelaiași ciclu orogen, în stadii diferite (A. SIMONEN, 1960). Vîrsta acestor formațiuni ar fi de 1750—1850 milioane ani. Gnaisele Precambrianului vechi apar în special în partea de sud a Finlandei și oferă frecvențe fenomene de migmatizare și granitizare. Șisturile svecofenidice provin din sedimente argiloase cu intercalații arenacee care au fost metamorfozate, rezultând filite, micașisturi, gnais micacee și șisturi cuarțo-feldspatice. Rocile eruptive bazice sănt metamorfozate în amfibolite.

Filitele din regiunea Turku prezintă un interes prin faptul că ele conțin forme de *Coricium enigmaticum*, găsite pentru prima dată de J. J. SEDERHOLM; din acestea au fost recoltate probe. Filitele trec gradat la micașisturi cu porfiroblaste de cordierit



și andaluzit și gnaise cu cordierit și andaluzit. Prezența mineralelor grafitoase și a calcarelor sugerează originea sedimentară a acestora.

Un alt complex important de roci în această serie sunt șisturile cuarțo-feldspatice (leptite), care apar în special în zona Kemio-Lenja. În trecut, leptitele au fost considerate ca roci ce provin din lave acide și piroclastite; cu toate acestea, multe leptite sunt considerate astăzi arcoze în amestec cu material argilos. În unele cazuri, leptitele au fost dovedite însă ca fiind roci corespunzătoare unor riolite și piroclastite acide. Calcarele cristaline predomină asupra dolomitelor cristaline și apar în asociații cu amfibolitele, ceea ce demonstrează o variație de facies în sedimentarea inițială.

În sfîrșit, în partea superioară apar conglomerate slab metamorfozate, care cuprind și curgeri de lave bazice și piroclastite spilitizate. Rocile intrusive plutonice sunt considerate sincinematice (calcice: granodiorite, trondhjemite și calcoalcaline: granite cu microclin), tardecinematice (migme cu fenomene de migmatizare și fenomene de granitizare asupra rocilor preexistente) și posttectonice (anorogene: granit de Rapakiwi bogat în K, cu ovoide de feldspat potasic înconjurate de feldspat plagioclaz, în special oligoclaz). Șisturile scutului carelidic apar în sud-estul și nordul Finlandei și sunt rezultatul cutărilor carelice de tip alpin, caracterizate prin fracturi adânci, pe care s-au înisnat roci ofiolitice.

În cadrul mișcărilor carelice VÄYRINEN (1939) distinge două faze: prima fază dă naștere unor sinclinale cutate, iar a doua fază se caracterizează prin pînze de încălcare de la nord-vest la sud-est. Rocile scutului carelic sunt cuarțite și filite provenite prin metamorfozarea sedimentelor grezoase și argiloase.

După ce s-a făcut succint prezentarea geologică-petrografică, se poate spune că fenomenele de migmatizare și granitizare sunt vechi, în legătură cu fazele orogenice amintite, cu punerea în loc a rocilor eruptive (magme și migme), prin injecții de soluții magmatice și migmatice pe plane de stratificație, lit-par-lit, sau mai ales prin metasomatoză (calea explicării celor mai frecvente cazuri).

Problemele de granitizare putem spune că au constituit tema de bază a excursiei. Se știe că prin granitizare se înțelege procesul prin care o rocă de compoziție petrografică, mineralologică și chimică oarecare, se transformă într-o rocă de compoziție apropiată granitului (de cele mai multe ori de compoziția granitului). Granitizarea, obișnuit, este cauzată de soluții în care K predomină asupra Na. Aceste soluții pot determina mai întîi schimbarea caracterului rocii pe anumite porțiuni numai (vine, vinișoare etc.), ceea ce corespunde unui stadiu intermediar, stadiul migmatitic. Astfel s-a observat granitizarea parțială a unor gnaise stratificate cu biotit de origine sedimentară, a căror compoziție inițială este diferită la diferite orizonturi, după caracterul sedimentării. Procesele de migmatizare s-au produs de-a lungul planelor de sistozitate preexistente. Vinișoarele arteritice se dispun în direcția sistozitatii.

Macroscopic, se pot vedea granule mari de microclin dispuse tot în lungul sistozitatii. Uneori, vinișoarele granitice sunt microscopice, totuși distințe față de rocile-

gazdă. La contactul cu vinișoarele granitice, se dezvoltă microclin și cuarț, ceea ce ar presupune o retopire a gnaisului și o recristalizare.

Se constată o descreștere a conținutului în cuarț și plagioclaz și o creștere a conținutului în microclin, pertit, micropertit. Cuarțul apare ca « picături » incluse în masa microclinului sau a altor minerale și este lipsit sau are numai o vagă extincție ondulatorie. Așa dar, un gnais cu biotit și plagioclaz, prin granitizare trece într-un granit cu biotit și oligoclaz, în care apare feldspatul potasic (de obicei microclinul).

Criteriile de recunoaștere a unui granit provenit pe această cale sunt următoarele: a) plagioclazul este de două tipuri — unul sinmetamorfic cu contur neregulat, altul idiomorf zonat, proaspăt; b) cuarțul, de asemenea, aparține la două generații — cuarțul din prima generație are extincție ondulatorie, iar cel din generația a doua este limpede. Microclinul este bine dezvoltat și la contactul cu plagioclazul produce la aceasta din urmă aureole de albitizare. Myrmekitul apare în cristalele de plagioclaz și în zonele cu microclin (la marginea acestuia). Mineralele de aluminiu (almandinul, cordieritul) apar ca o consecință a granitizării.

Un alt caz îl oferă granitizarea cuarțitelor de origine sedimentară din zona Kuopio. Aici vinele granitice străbat cuarțitele, iar potasiul predomină asupra sodiului; cuarțul prezintă în cele mai multe granule extincție ondulatorie puternică, ceea ce dovedește că roca inițială (sedimentară) a suferit fenomenul de metamorfism regional, puternic, ce a avut loc înaintea granitizării. Compoziția rocii ce a rezultat în urma fenomenului de granitizare, din punct de vedere chimic-mineralogic, corespunde întru totul unui granit. Granitizarea, fenomen al acțiunii alcaliilor, poate fi alcali-sodică sau alcali-potasică, la un moment dat migrarea sodiului fiind decalată de cea a potasiului și mai rar, aceasta se produce simultan.

A. SIMONEN, studiind granitele orbiculare de la Kemijarwi, a demonstrat că aici este vorba de albitizarea metasomatică a granodioritelor (metasomatismul sodic) urmată de metasomatismul potasic. În felul acesta, apar zone concentrice de feldspat sodic și feldspat potasic.

Din cele observate în traseele excursiei C 28 rezultă cîteva fapte mai importante și anume:

Granitele magmatische, oricără de omogenă ar fi magma din care provin, prezintă diferențieri bazice, ultrabazice și peracidite;

Granitele magmatische prezintă întotdeauna, sau aproape întotdeauna, fenomene de contact;

Granitele metasomaticice (anatexice, migmatice) se recunosc prin faptul că nu conduc la diferențieri care să depășească compoziția generală a unui granodiorit și nu determină fenomene de contact. Aceste granite, spre deosebire de rocile magmatische, nu conduc la mineralizații.

ОТЧЕТНЫЙ ДОКЛАД ,КАСАЮЩИЙСЯ ЭКСКУРСИИ С 28
В ФИНЛЯНДИИ (XXI ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС)

СТАНЧУ КОСМА

(Краткое содержание)

На XXI-ом Международном Геологическом Конгрессе (15 августа — 9 сентября) принимала участие Румынская делегация, возглавляемая Проф. В. Яновичем, Заместителем Председателя Геологического Комитета. Работы были представлены в дискуссионном порядке в Копенгагене между 15 и 25 августа, после чего были организованы научные экскурсии в Дании, Финляндии, Швеции и Норвегии.

Члены Румынской делегации приняли участие на экскурсиях, организованных во всех этих странах. На экскурсии 28 С, приняли участие 19 делегаций, большинства стран Европы, Азии, Америки и Африки. Эта экскурсия имела строго петрологический характер.

В проведенной программе были поставлены на обсуждение проблемы, касающиеся гранитизации, мигматизации, метасоматизма и сделаны попытки представления различных объяснений, работы финландского геолога Ахти Симонен, представляя, в общем, основу дискуссий. Было подчеркнуто, что породы, образовавшиеся при гранитизации не превосходят химический состав некоторых гранит — гранодиоритовых пород. Эти породы не представляют контактовые феномены и в их рамках не были выявлены накопления полезных минеральных веществ.

Граниты магматического происхождения могут содержать базитовые или кислые дифференциаты, дают контактовые феномены и содержат также указание на наличие определенных минерализаций.

COMPTE RENDU SUR L'EXCURSION C 28 EN FINLANDE (XXI^e CONGRÈS
INTERNATIONAL DE GÉOLOGIE)

PAR

ȘT. COSMA

(Résumé)

Au XXI^e Congrès International de Géologie (15 Août — 9 Septembre) a participé une délégation roumaine conduite par le Professeur VIRGIL IANOVICI, Vice-Président du Comité Géologique. Les travaux ont été présentés à Copenhague dans



l'intervalle 15—25 Août. Après cette date ont eu lieu des excursions scientifiques en Danemark, Finlande, Suède et Norvège. Les membres de la délégation roumaine ont participé aux excursions organisées dans les pays indiqués plus haut.

L'excursion C 28 a compris 19 délégués de plusieurs pays de l'Europe, de l'Asie, de l'Amérique et de l'Afrique. Vu son caractère strictement pétrologique, l'excursion C 28 a abordé dans son programme des problèmes de granitisation, migmatisation et métasomatisme, dont l'éluïcation et l'explication s'appuyaient principalement sur les travaux du géologue finlandais AHTI SIMONEN.

On a observé que les roches formées aux dépens de la granitisation ne dépassent pas la composition chimique des roches granito-granodioritiques. Ces roches ne présentent ni phénomènes de contact ni accumulations de substances minérales utiles.

Les granites d'origine magmatique peuvent comprendre des produits de différenciation, basiques et acides, des phénomènes de contact et des indications de minéralisations.



ANEXA 2

STUDIU ASUPRA PRECIZIEI METODELOR GAZOMETRICE ȘI
GAZ-ABSORBTIVE DE DETERMINARE A BIOXIDULUI DE CAR-
BON FOLOSITE ÎN ANALIZA CARBONAȚILOR ȘI CARBONULUI
ORGANIC. II. METODELE GAZ-ABSORBTIVE, CU PRIVIRE
SPECIALĂ LA METODA KNOPP, VAN SLYKE—FOLCH MODI-
FICATĂ ȘI RICE ¹⁾)

de

AL. DIMITRIU

Metodele gaz-absorbtive sunt bazate pe absorbția în medii alcaline lichide sau solide a bioxidului de carbon dezvoltat și pe determinarea bioxidului de carbon absorbit prin măsurarea modificării produse unei anumite proprietăți fizice sau chimice a mediului alcalin folosit drept absorbant; potrivit proprietății măsurate, metodele sunt clasificate în mai multe grupe: metode colorimetrice, electrometrice conductometrice, titrimetrice, gravimetrice.

În lucrarea de față ne ocupăm de metodele gravimetrice și titrimetrice. Bioxidul de carbon este absorbit în fiole tarate cu încărcătură alcalină lichidă (soluție de NaOH, KOH, etc.) sau solidă (calce sodată, ascarit, etc.) și se determină prin cîntărirea fiolelor (metodele gravimetrice, cazul metodei Knopp, metodei McCready-Hassid, de exemplu); bioxidul de carbon este absorbit în vase încărcate cu volum cunoscut de soluție alcalină standard (soluție de NaOH, Ba(OH)₂, etc.) și se determină prin titrarea excesului de hidroxid (metodele titrimetrice, cazul metodei Rice, metodei Van Slyke-Folch modificată, de exemplu).

În literatura de specialitate sunt descrise numeroase metode gravimetrice și titrimetrice, a căror diferențiere constă de fapt în condițiile de lucru adoptate în scopul micșorării acțiunii surselor de erori care influențează precizia în determinare. Am considerat că cunoașterea surselor de erori și aprecierea diferitelor metode din punct

¹⁾ Comunicare în ședință din 3 iunie 1960.



de vedere al modului în care ele au reușit să micșoreze acțiunea fiecărei surse de erori în parte constituie o problemă importantă care interesează atât pe analistul care este preocupat de selecția de metode, cît și pe analistul care produce determinări curente.

Pentru o mai bună sistematizare a lucrării ne vom ocupa mai întâi de metodele titrimetrice și apoi de metodele gravimetrice. Remarcăm că planul de dezvoltare a problemei pentru fiecare grup de metode în parte are la bază împărțirea surselor de erori în două surse principale: *erori de absorbție*, erori legate de absorbția selectivă și cantitativă a bioxidului de carbon și *erori de titrare*, respectiv *erori de cintărire*.

Metode titrimetrice. *Erori de absorbție.* Absorbția cantitativă a bioxidului de carbon este dificilă în cazul metodelor titrimetrice, deoarece se folosesc soluții de hidroxid diluate de concentrație cel mult 0,1 N, pentru a face posibilă titrarea ulterioră cu minimum de eroare a hidroxidului în scopul determinării precise a bioxidului de carbon absorbit. Spre deosebire de metodele gravimetrice care valorifică alcalinitatea soluțiilor de hidroxid numai în a se realiza absorbția cantitativă a bioxidului de carbon și în consecință folosesc soluții având concentrații maxime (de exemplu: soluție 45% KOH), în cazul metodelor titrimetrice, alcalinitatea este valorificată și în determinarea bioxidului de carbon, ceea ce impune folosirea de soluții standard de hidroxid cu concentrații mici, admise de aplicarea alcalimetriei (vezi «erori de titrare»). Aceasta face ca absorbția bioxidului de carbon la metodele titrimetrice să necesite o tehnică mai complicată decât în cazul metodelor gravimetrice pentru a asigura o absorbție completă.

Precizăm că absorbția bioxidului de carbon în soluțiile de hidroxid constă în reacția dintre bioxidul de carbon și hidroxid, încât realizarea absorbției cantitative privește asigurarea situației de ciocnire eficientă între moleculele de bioxid de carbon și ionii de hidroxil din soluție, pentru întreaga masă de bioxid de carbon. Probabilitatea de a se realiza această reacție este influențată pe de o parte de faptul că curentul de bioxid de carbon parcurge soluția absorbantă sub formă de bule ca rezultat al tensiunii superficiale a soluției, încât în reacție săt angajate numai moleculele din stratul periferic al bulei, iar pe de altă parte, de faptul că densitatea de repartiție a ionilor de hidroxil scade odată cu concentrația soluțiilor de hidroxid. Aducerea probabilității la certitudine, adică realizarea cantitativă a reacției, revine — în condițiile folosirii soluțiilor de hidroxid de concentrație dată — numai în crearea de «calități» curentului de bioxid de carbon, în perfecționarea tehnicii de absorbție. Cu cît soluțiile de hidroxid săt mai diluate, aşa cum este în cazul metodelor titrimetrice, cu atât procedeul de absorbție adoptat trebuie să fie mai perfecționat pentru a se micșora la maximum erorile de absorbție.

Diferitele procedee de absorbție elaborate pînă în prezent se bazează în general pe concepția că disponerea moleculelor de bioxid de carbon în grup (bule de gaz)



limitează reacția în zona din imediata vecinătate a bulei și constau în realizarea contactului bulei de bioxid de carbon cu soluția de hidroxid timp suficient pentru ca treptat întreaga bulă să fie pusă în situația de reacție și în obținerea bulelor de bioxid de carbon cît mai mici posibile, cvasi monomolecularare, crescînd sensibil prin aceasta suprafața de contact a gazului cu soluția de hidroxid.

Examinarea detaliată a diferitelor procedee situate în cele două mari grupe evidențiază cîteva tehnici de lucru mai importante, pe care le menționăm.

A) Contactul bulei de bioxid de carbon cu soluția de hidroxid se realizează pe două căi:

a) Procedee care realizează creșterea timpului de contact a bioxidului de carbon cu soluția de hidroxid:

Bioxidul de carbon este dezvoltat în vid și expansibilitatea îl aduce în contact cu suprafața liberă a soluției absorbante plasată într-un vas conic, a cărei reactivitate este reînnoită prin agitarea vasului (4, 13, 18, 25, 35, 37);

Biodixul de carbon este circulat cu ajutorul unei pompe în sistemul închis format din balonul de reacție și vasul de absorbție (21, 22);

Bioxidul de carbon este antrenat în curent continuu (ca și în cazul metodelor gravimetric) în soluția de hidroxid cu conținut în gelatină sau în solvenți organici (46).

b) Procedee care realizează creșterea suprafeței de contact a soluției absorbante cu bioxidul de carbon.

Acestea constau în alegerea formei geometrice convenabile vasului de absorbție. Au fost propuse numeroase vase de absorbție: absorbantul Meyer cu mai multe bule, absorbantul turn scruber, absorberul cu tija de barbotare inelară, absorberul spiral (pl. I, fig. 1) (25, 45).

B) Este cunoscut că mărimea bulei este în funcție de diametrul orificiului prin care emere gazul în soluție și de tensiunea superficială la interfață lichid/gaz. În consecință, s-a recurs la producerea de foarte mici bule prin filtrarea în soluție a curentului de bioxid de carbon prin placă de sticlă pisată și la micșorarea tensiunii superficiale a soluției prin adăos de substanțe capilar active, de exemplu: alcool butilic normal, care de altfel are și acțiune pozitivă asupra frecărilor gaz/lichid, crescînd prin aceasta totodată timpul de contact al bioxidului de carbon cu soluția absorbantă (43).

Discuții. Dintre procedeele elaborate au intrat în practica laboratoarelor acelea bazate pe absorbția bioxidului de carbon în vid (4, 13, 18, 25, 35, 37) și pe absorberul cu placă din sticlă pisată (39, 43, 47). De asemenea, a fost utilizat în multe laboratoare și absorbantul turn scruber (1, 14, 27, 31, 45), însă a cedat procedeelor menționate mai sus, avînd dezavantajul că absorbția completă este limitată la concentrații de minimum 0,5 N, pentru care de altfel volumul eficace carbonatării este de 50%, iar pe de altă parte, spălarea colonei de perle la liber de alcalinitate este dificilă. Studii asupra absorberilor (34) au arătat că tipul de absorber cu placă filtrantă din

stică este cel mai eficace și comod de manipulat. Adaosul la soluțiile alcaline de alcool butilic normal în concentrație de 0,4% — 0,5% asigură absorbția eficace de 100% fără restricție, atât în privința concentrației soluției absorbante, cât și a debitului curentului de bioxid de carbon (tabela 1). În pl.I, fig. 2 este prezentată acest tip de absorber

TABELA 1

Determinarea carbonului prin combustie umedă folosind absorberul cu placă filtrană din stică (adaus 0,5% alcool butilic) (47)

Carbon luat ca oxalat de sodiu gr	Concentrația hidroxidului de sodiu folosit în absorber ¹⁾	Hidroxid de sodiu neutralizat (procente din hidroxidul de sodiu inițial)	Carbon găsit gr
0,1435	0,5 N	4,2	0,1430
0,1436	0,5 N	4,2	0,1430
0,1435	0,5 N	4,2	0,1430
0,0722	0,5 N	51,8	0,0724
0,0717	0,5 N	52,2	0,0718
0,0719	0,5 N	52,0	0,0719
0,0278	0,1 N	7,4	0,0277
0,0277	0,1 N	7,6	0,0275
0,0279	0,1 N	7,0	0,0277

¹⁾ 50 ml.

simplu și relativ ușor de confeționat; placuța filtrantă de diverse porozități, de preferință G3, poate fi obținută în laborator folosindu-se metodele descrise în literatură (20). Inconvenientul pe care-l are acest absorber, comun de altfel majorității absorberilor, constă în faptul că nu permite titrarea directă în vas. În vederea titrării se transvasează soluția absorbantă într-un pahar de titrare, prin repetate spălături pînă la liber de alcalinitate, ceea ce complica determinarea și face necesară determinarea blancului. În această privință este apreciată absorbția în vid și absorberul spiral care nu prezintă acest inconvenient. De altminteri, absorberul spiral previne în timpul titrării pătrunderea bioxidului de carbon atmosferic în masa soluției absorbante prin compresare de aer lipsit de bioxid de carbon (25).

Absorberul folosit de noi (9) (pl.I, fig. 3 A) este bazat pe absorbția în vid și absorberul cu placă filtrantă. Pentru a permite titrarea directă în vas, în condițiile micșorării blancului este utilizat sistemul de închidere a vasului propus de CHRISTENSEN și FACER (3). În cazul determinărilor curente folosim (9) un absorber simplu (pl.I, fig. 3 B), bazat numai pe absorbția în vid.

Erori de titrare. Pentru determinarea bioxidului de carbon prin titrarea amestecului de hidroxid-carbonat sunt descrise în literatură numeroase procedee care derivă



în general de la metodele Warder (titrarea bicarbonatului de sodiu) și Winkler (titrarea excesului de hidroxid). Aspectele teoretice ale acestor metode sunt discutate în numeroase studii (2, 30, 32, 42). În prezent este utilizată în mod unanim metoda Winkler, apreciată ca cea mai precisă și expeditivă. Precizia metodei este influențată de următoarele surse de erori: carbonatul ($BaCO_3$) consumă din acid (eroare negativă) în cazul că titrarea este condusă sub pH-ul de hidroliză a carbonatului (s-a depășit deci punctul final al titrării), prin crearea în cursul titrării de concentrații locale de acid, corespunzătoare unui pH inferior pH-ului de hidroliză a carbonatului și în carbonatarea soluției absorbante de către bioxidul de carbon din atmosferă (eroare pozitivă).

Procedeele elaborate diminuează în oarecare măsură acțiunea acestor surse de erori. Menționăm pe cele mai importante pentru fiecare sursă de erori în parte:

Punctul final corespunde pH-ului de hidroliză a carbonatului de bariu ($pH = 10,4$), încât se cere ca titrarea să se facă în prezența timolftaleinei (38). S-a constatat că prezența clorurei de bariu produce micșorarea solubilității și retrogradarea dissociatiei carbonatului de bariu, respectiv coboară pH-ul de hidroliză. Astfel, pentru $0,033\text{ M } BaCl_2$, $pH = 9,11$ (36), pentru $0,1\text{ N } BaCl_2$, $pH = 8,5—8,6$ (39). În consecință, se recomandă ca titrarea cu soluție de HCl a excesului de hidroxid a soluției absorbante de $NaOH$ cu un conținut de $0,1\text{ N } BaCl_2$ în exces să fie efectuată în prezența fenolftaleinei, care are însă defectul că abundența precipitatului de carbonat de bariu slăbește tenta ei roz și se cere ca operatorul să se ajute la sezisarea virajului cu o serie standard de referință.

Eroarea este în funcție de cantitatea ionilor de hidrogen în porțiunea de acid adăugată (definită de gradul de disociere și concentrația acidului), iar pe de altă parte, de intensitatea cu care este agitată soluția absorbantă. Unii cercetători folosesc ca titranți, soluții de acizi slabii având concentrații mici: $0,1\text{ N}$ acidul acetic (44), $0,1\text{ N}$ acidul oxalic (7) sau pentru a elimina această eroare, se separă carbonatul înainte de a efectua titrarea excesului de hidroxid (32) sau se titrează carbonatul separat (29).

În prezent, largă utilizare este dată titrării excesului de hidroxid în prezența suspensiei de carbonat de bariu cu soluție $0,1\text{ N } HCl$. În cazul absorberului spiral, la care este realizată agitarea și totodată circularea soluției prin contracurent de aer lipsit de bioxid de carbon, s-a făcut observația (25) că soluțiile HCl mai concentrate de $0,07\text{ N}$ cauzează eroare.

Pentru a diminua carbonatarea excesului de hidroxid de către bioxidul de carbon s-a propus aerarea spațiului de deasupra soluției cu aer lipsit de bioxid de carbon (cazul absorberului spiral) (25) sau limitarea acțiunii bioxidului de carbon din atmosferă numai la bioxidul de carbon prezent în spațiul de deasupra soluției absorbante prin închiderea vasului de absorbție cu o plăcuță de cauciuc prevăzută cu un orificiu care permite accesul ștățului de la biuretă (3).

Discuții. Potrivit diferitelor rezolvări menționate, rezultă că este indicat a se utiliza o soluție absorbantă de $0,1\text{ N } NaOH$ având un conținut de $20\% BaCl_2 \cdot 2H_2O$;

clorura de bariu este în cantitate suficientă pentru a satisface pe de o parte convertirea cantitativă a Na_2CO_3 în BaCO_3 și pe de altă parte, să realizeze concentrația de 0,1 N BaCl_2 cerută de stabilirea echilibrului hidrolitic corespunzător pH -ului = 8,5. Drept indicator se aleg acei indicatori de pH cu domeniul de viraj deasupra pH -ului = 8,5. Recomandăm amestecul albastru de timol-fenolftaleină ($\text{pH} = 9$) (24) care are virajul pronunțat. Ca titrant se poate utiliza o soluție de 0,1 N HCl .

Metodele gravimetrice. *Erori de absorbție.* Sursele de erori rezidă în separarea cantitativă a bioxidului de carbon de celelalte gaze și vaporii de apă care distilă împreună cu bioxidul de carbon și în absorbția cantitativă a bioxidului de carbon.

Examinăm fiecare sursă de erori în parte:

La determinarea carbonațiilor se dezvoltă, în afară de bioxid de carbon, acid clorhidric ca rezultat al creșterii tensiunii de vaporii a soluției de acid clorhidric prin aducerea ei la fierbere; de asemenea, în cazul probelor cu conținut în sulfuri sau oxizi de mangan și de fier se dezvoltă H_2S , respectiv Cl_2 (12). La determinarea humusului se dezvoltă în afară de bioxid de carbon, oxizi de sulf ca produs de descompunerea acidului sulfuric, component al mixturei oxidante sulfo-cromice; de asemenea, în cazul probelor cu conținut în halogenuri se dezvoltă acid clorhidric, clor, brom sau iod, potrivit mărimii potențialului redox al mixturii oxidante (10).

Separarea acestor gaze de bioxidul de carbon se realizează în principiu prin utilizarea în vasele spălătoare și turnurile de reținere sau în balonul de reacție, a unor reactivi care au proprietatea de a bloca gazele sau de a anihila reacțiile care produc aceste gaze. Menționăm că această chestiune se găsește discutată detailat în unele lucrări (10, 12, 40).

În afară de gazele amintite, distilă odată cu bioxidul de carbon și vaporii de apă, ca rezultat al creșterii tensiunii de vaporii a soluției apoase de HCl utilizată la descompunerea carbonațiilor, respectiv soluției sulfo-cromice utilizate la oxidarea carbonului. Eliminarea apei se realizează în cea mai mare măsură prin condensare într-un refrigerent prevăzut cu 3—5 bule și prin barbotarea gazului în acid sulfuric concentrat. Eliminarea cantitativă a apei se realizează în continuare prin trecerea gazului fie pe anhidridă fosforică, fie pe aluminiu, sulfat de calciu anhidru, clorură de calciu, anhidră, perclorat de magneziu, gel de silice sau alți desicanți.

Anhidrida fosforică se utilizează în amestec cu piatrăponce sau cu vată de sticlă pentru a permite trecerea gazului; altfel se formează o masă compactă. Este desicantul cel mai eficace.

Percloratul de aluminiu $\text{Al}(\text{ClO}_4)_3$ conduce în contact cu apa la formare de trihidrat. Este la fel de eficace ca și P_2O_5 (16).

Percloratul de magneziu este utilizat în stare anhidră (anhidrona) sau în stare de trihidrat (dehidrit) (49). Anhidrona este de eficacitate apropiată P_2O_5 în cazul debitelor de gaz inferioare valorii de 95 cm aer/oră pentru 1 cmc desicant. Adăosul



de perclorat de bariu (desiclora) mărește capacitatea anhidronei (41). Acest desicant este comod de utilizat, însă prezintă dificultăți la regenerare.

Sulfatul de calciu anhidru (drienitul) este destul de eficace, puțin costisitor și ușor de regenerat. Se obține simplu prin desicarea sării hidratate la 230—250° (16).

Clorura de calciu anhidră este relativ puțin eficace, însă fiind ieftină este utilizată în numeroase laboratoare. Prezintă neajunsul că trebuie saturată cu bioxid de carbon înainte de utilizare pentru a se realiza carbonatarea oxidului de calciu prezent ca impuritate (48). Pentru microdeterminări de bioxid de carbon recomandăm ca saturarea cu bioxid de carbon să fie efectuată chiar la temperatura la care este executată determinarea. Cercetările noastre au arătat că, bioxidul de carbon este reținut de clorura de calciu și pe seama unui proces de absorbție care este influențat de temperatură potrivit legii lui LANGMUIR.

Poncea sulfurică folosită de mult timp este mai eficace decât clorura de calciu (28). Se prepară impregnând poncea calcinată cu acid sulfuric concentrat, după care se încălzește pe baia de nisip pînă la apariția fumului alb de oxizi de sulf. Preparată bine, trebuie ca la rece să nu ude hîrtia de filtru (16).

Eficacitatea desicanților este cu atît mai mare cu cît tensiunea de vapori a compușilor formați cu apa este mai scăzută. În cazul formării hidraților, corespunzător desicanților perclorat de magneziu, clorură de calciu, etc., tensiunea de vapori este constantă, pe cînd pentru desicanți ca acidul sulfuric, tensiunea de vapori crește progresiv cu cantitatea de apă reținută. Gradul de uscare a gazului depinde în mod esențial pe de o parte de viteza gazului, iar pe de altă parte de eficacitatea desicanțului. În tablă 2 sunt date după G. ÉRIN (16) valori comparabile pentru diversi desicanți bazate pe determinarea cantității de apă conținută de aer după ce a circulat în condiții determinate (debit 1,5 l/oră pe un anumit volum de desicant).

Rezultă că uscarea bioxidului de carbon atrage complicarea aparaturii prin introducerea refrigerentului, vasului spălător cu acid sulfuric concentrat și turnurilor de reținere încărcate cu desicant. Există numeroase vase spălătoare și turnuri de reținere propuse în acest sens. Din practica laboratorului de humus și carbonați a Comitetului Geologic a rezultat că vasul săplător Mackenzie (pl. I, fig. 4) dă rezultate foarte bune, iar în ceea ce privește turnurile de reținere s-a dovedit (8) că acelea utilizate de MCCREADY — HASSID (27) sunt mai comode de manipulat decât tuburile U. Complicarea aparaturii poate fi evitată de exemplu prin cîntărirea carbonatului ca atare sau ca sulfat de bariu, după convertirea carbonatului în sulfat (19, 50). Ultima rezolvare dă totodată posibilitatea să fie anulată orice precauție în vederea separării bioxidului de carbon de celealte gaze (H_2S , Cl_2); proprietățile analitice excelente ale sulfatului de bariu permit spălarea cantitativă a sulfurii și clorurii de sodiu eventual formate, conducînd la rezultate precise, însă procedeul este laborios.

Absorbția cantitativă a bioxidului de carbon se realizează relativ simplu față de metodele titrimetrice. Soluțiile alcaline sunt concentrate (de preferință KOH 45%),

TABELA 2
(după GUÉRIN (16))

Compusul	a	b	c
SO ₄ Cu	36—50	0,5 — 0,7	2,8
Cl ₂ Ca teh (1—4 H ₂ O)	115—150	4 — 6	1,25
Cl ₂ Zn (97%)	120—335	0,8 — 2,2	0,98
(ClO ₄) ₂ Ba	26—36	2,3 — 3,7	0,82
(HONa) (97%)	75—170	2,3 — 8,9	0,8
Cl ₂ Ca anhidru	75—240	1,2 — 18,5	0,36
(ClO ₄) Mg.3 OH ₂	65—160	4 — 7	0,031
gel de silice	65—135	6,5 — 7,7	0,03
Al ₂ O ₃	65—135	6,5 — 8	0,005
SO ₄ Ca (220°)	75—150	1,25 — 18,5	0,005
(ClO ₄) ₂ Mg	95—130	6,4 — 13	0,002
BaO granulat	64—66	11 — 25	0,0007
P ₂ O ₅ ¹⁾			0,00025

a = cmc aer la oră pe cmc desicant;

b = volumul total de aer în litru, pe cmc desicant;

c = conținutul aerului în apă mg/litru, după circularea peste desicant.

1) 2 l/h aer peste 25 cmc desicant.

iar în afară de acestea este posibilă utilizarea încărcăturilor alcaline solide (calce sodată, ascarit). Fiolele de absorbție au o formă geometrică simplă, în măsură numai de a oferi bioxidului de carbon o suprafață de contact cu mediul alcalin, suficientă pentru a se realiza absorbția cantitativă. În general, fiolele sunt de tipul bulelor Geissler (cazul utilizării încărcăturilor lichide) sau de tipul tubului U (cazul utilizării încărcăturilor solide).

Sunt cîteva observații mai importante de notat.

S-a stabilit că capacitatea maximă de absorbție a încărcăturilor solide corespunde unui conținut în apă de 33% (33). Pentru a se asigura acest conținut în apă se procedează în felul următor: calcea sodată sau ascaritul este așezat în strat subțire într-un exicator, pe fundul căruia se găsește apă distilată, se lasă exicatorul închis 24 de ore în care timp apa distilată isoterm pînă la egalizarea tensiunii de vaporii, ceea ce corespunde tocmai realizării conținutului de 33%. Pentru cerințe imediate se procedează astfel: calcea sodată sau ascaritul se stropește cu apă distilată pînă se îmbibă bine, după care se aşterne între două hîrtii de filtru pentru a îndepărta excesul de apă.

Realizarea absorbției cantitative a bioxidului de carbon în cazul metodei Knopp și în general pentru majoritatea metodelor gaz-absorbtive este dificilă deoarece regimul de absorbție condiționează regimul reacției de descompunere a carbonatului sau de oxidare a carbonului. Aceasta obligă ca reacțiile respective de producere de



CO_2 să fie conduse la regim scăzut încit să asigure realizarea absorbției cantitative a bioxidului de carbon dezvoltat. În consecință, durata de analiză este crescută mult și absorbția cantitativă este greu de controlat. GHEDROITZ (15) califică această dificultate drept trăsătură negativă cea mai importantă a metodei Knopp. Unii cercetători au înlăturat această dificultate (3, 6, 26) reușind ca dezvoltarea bioxidului de carbon și absorbția bioxidului de carbon să constituie operații distincte prin dezvoltarea bioxidului de carbon într-un spațiu de acumulare și antrenarea ulterioară a CO_2 -ului în vasul de absorbție. CLARK-OGG (6), CHRISTENSEN-FACER (3) au introdus în aparatură, între balonul de reacție și fiolele de absorbție, un recipient încărcat cu un lichid de închidere (glicerină sau mercur); prin coborârea lichidului cu ajutorul unei pere de cauciuc se oferă bioxidului de carbon dezvoltat un spațiu de acumulare, iar prin executarea ulterioară de curse, bioxidul de carbon este transvasat în vasul de absorbție. MCCREADY-HASSID (26) realizează spațiul de acumulare prin simpla evacuare a aerului corespunzător atingerii vidului parțial de 20—40 mm col Hg; transvasarea bioxidului de carbon dezvoltat în vasul de absorbție este realizată ulterior prin antrenare în curent de aer.

Discuții. Uscarea bioxidului de carbon este cel mai indicat să fie realizată pe baza cuplului: acid sulfuric concentrat —ponce sulfurică. În utilizarea clorurii de calciu anhidră se întâmpină dificultatea că trebuie saturată clorura de calciu cu bioxid de carbon la temperatura de lucru și în afară de aceasta, capacitate de uscare este mai mică decât poncea sulfurică, se procură mai greu și este scumpă.

Dintre rezolvările date în literatură pentru a se separa dezvoltarea bioxidului de carbon de absorbția bioxidului de carbon încit ele să constituie operații distincte, ne-am ocupat (8) de rezolvarea dată de MCCREADY-HASSID (26). Am constatat că prin această rezolvare aparatura devine în adevăr puțin complicată (pl. I, fig. 5), însă se reduce cu mult durata analizei, iar acțiunea erorilor de absorbție este diminuată; viteza de combustie, respectiv de descompunere a carbonatului nu mai depinde de ritmul realizării absorbției cantitative, fiind funcție numai de capacitatea oxidantă a mixturii, respectiv de capacitatea de descompunere acidă, iar absorbția bioxidului de carbon are asigurat caracterul cantitativ, efectuându-se la regimul aerării, operație ușor controlabilă.

Erori de cîntărire. În primul rînd sunt erorile grosolane (greșelile) pe seama modificării greutății fiolelor de absorbție în cursul determinării datorită unor accidente: străpîrile cu apă, murdărirea prin manipulare, etc. Aceste erori trebuie eliminate prin ștergerea atentă a fiolelor înainte de cîntărire.

Erorile de balanță pot fi eliminate prin cîntărirea fiolelor la începutul și sfîrșitul determinării în aceleași condiții de temperatură.

Aerarea fiolelor de absorbție introduce eroare de ordinul $\pm 0,8$ — $1,0$ mg datorită ciștișării sau pierderii umezelii pe care o are încărcătura alcalină solidă, sau mai

ales încărcătura alcalină lichidă (5, 40). Pentru eliminarea acestei erori se cere stabilirea blancului determinării care în mod obișnuit este de 1,0—2,5 mg, în valoarea căruia este conținut de altfel și blancul de reactivi.

Discuții. Datorită blancului determinării, precizia metodei Knopp trebuie apreciată ca bună pentru determinări de CO_2 în cantitate de minimum 50 mg. Defectul acesta al metodei Knopp (în general al metodelor gravimetrice) este remediat prin metodele titrimetrice, care permit determinarea precisă a 10 mg bioxid de carbon.

BIBLIOGRAFIE

1. ADAMS J. E. Determination of total carbon in soils by the wet oxidation method. *Ind. Eng. chem. Anal.* Ed. 6, 277—279, 1934.
2. BELCHER R., THOMPSON J. H. a. WEST T. S. The titrimetric determination of carbon dioxide with special reference to the determination of carbon in carbon compounds. *Anal. chim. acta*, 19, 309—316, 1958.
3. CHRISTENSEN B. E. a. FACER J. F. A simple wet combustion method for the determination of carbon, oxygen equivalence and empirical formula by iodine acid oxidation. *J. Am. Chem. Soc.* LXI, 3001, 1939.
4. CHRISTENSEN B. E., SIMKINS G. a. HIATT W. A simple apparatus and procedure for the determination of the carbon content of the soil. *Soil Sci.* 49, 51—56, 1940.
5. CLARK N. A. a. COLLINS E. R. The gravimetric method for the determination of carbonates in soil. *Soil Sci.* 27, 407—414, 1929.
6. CLARK N. A. a. OGG C. L. A wet combustion method for determining of total carbon in soils. *Soil Sci.* 53, 27—35, 1942.
7. DIMOV A. M. Analiza tehnică a minereurilor și metalelor, pag. 264—267, București 1952.
8. DIMITRIU AL. Metodă precisă de determinare a carbonului organic total din soluri. Procedeu gaz-absorbtiv gravimetric. *D. S. Comit. geol.* XLIV (1956—1957), București 1962.
9. DIMITRIU AL. Metodă rapidă și precisă de determinare a carbonului organic din soluri. Procedeu gaz-absorbtiv titrimetric. *D. S. Comit. geol.* XLVI (1957—1958).
10. DIMITRIU AL. Determinarea carbonului organic, cu privire specială la soluri. *Lucrările conferinței naționale a chimistilor analiști din R.P.R.* III, București 1958.
11. DIMITRIU AL. Considerații asupra determinării humusului din sol. *D. S. Comit. geol.* XLVIII (1959—1960).
12. DIMITRIU AL. Metodă rapidă și precisă pentru determinarea carbonaților din soluri și roci. *Stud. cercet. Chim.*, anul VII, 3, 375—387, 1959.
13. FARRINGTON P. S., NIEMANN C. a. SWIFT E. H. Determination of carbon by wet combustion. *Anal. Chem.* 21, 1423/4, 1949.
14. FRIEDEMAN T. E. a. KENDALL A. I. The determination of carbon and carbon dioxide. *J. biol. Chem.* 82, 47, 1928.
15. GEDROITZ K. K. REMEZOV N. P. Izbranie socinenie II, 34—52, Moscova 1955.
16. GUÉRIN H. Traité de manipulation et d'analyse des gaz, p. 73—75, Paris 1952.
17. HILLEBRAND W. F. The analysis of silicate and carbonate rocks. pg. 217—219, Washington 1919.



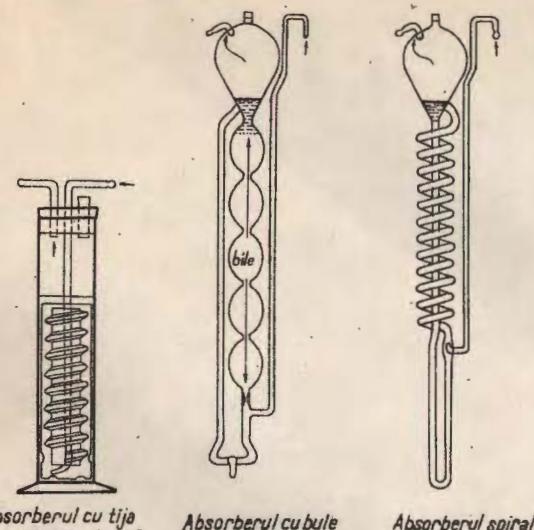


Fig.1 Vase de absorbție

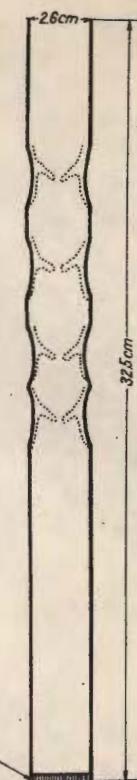


Fig.2 Vasul de absorbție Wells-Seenseman

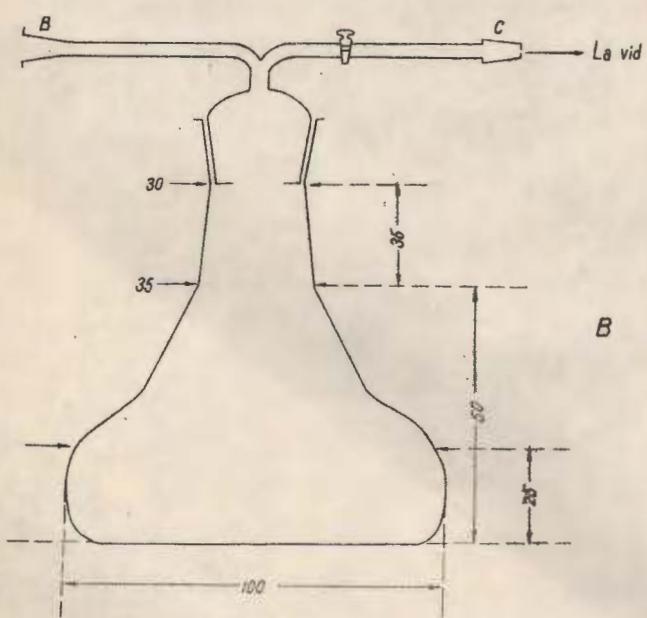
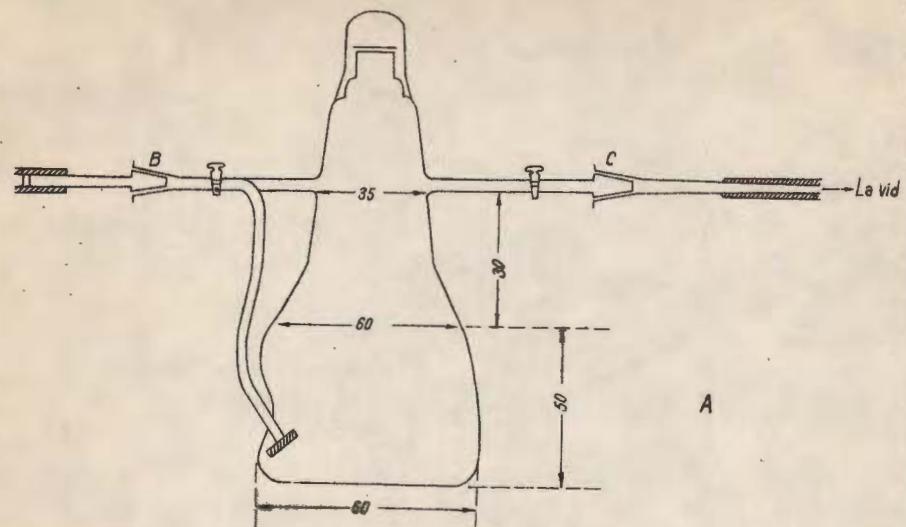


Fig.3. Vase de absorbție propuse de autor

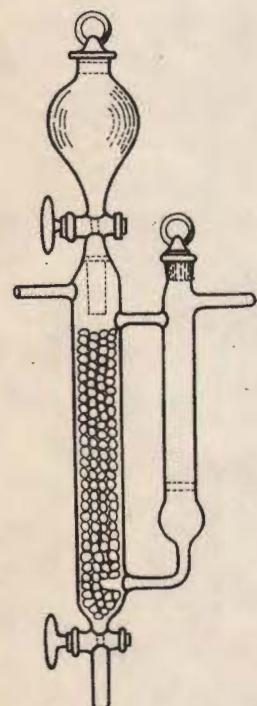


Fig.4. Vasul spălător Mackenzie

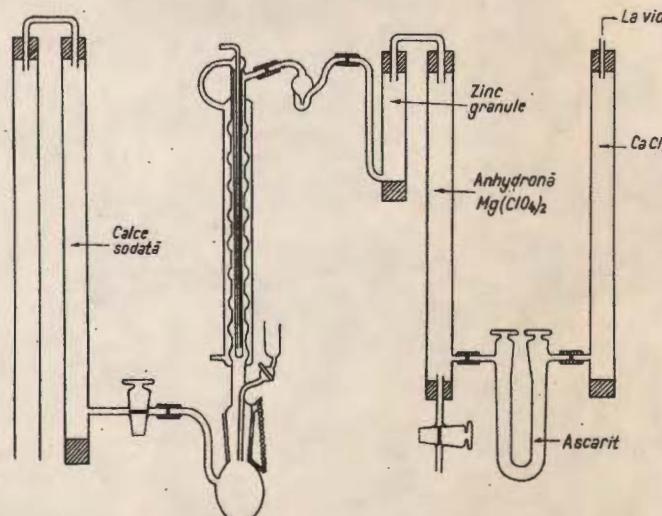


Fig.5 Aparatul gaz-absorbțiv gravimetric McCready-Hassid

DIFERITE VASE DE ABSORBȚIE

AI.DIMITRIU



Institutul Geologic al României

18. HUTCHINSON H. B. a. McLENNAN K. The determination of soil carbonates. *J. Agr. Sci.* 6, 323–327, 1941.
19. JACOBSON C. A. a. HAUGHT J. W. Method for determining carbon dioxide in carbonates. *Ind. Eng. chem. Anal.* Ed. 2, 324–325, 1930.
20. KIRK P. L., CRAIG R. a. ROSENFELS R. S. Preparation of sintered pirex glass filters. *Ind. Eng. chem. Anal.* Ed. 6, 154–155, 1934.
21. LESCOEUR L. Absorption des gaz en circuit fermé. *C. R. Soc. biol.* 86, 912–914, 1922.
22. LESCOEUR M. L. et MANGEAN S. Sur le dosage du gaz carbonique *Bull. Soc. ch. biol.* 10, 523–536, 1928.
23. LINDEBAUM A., SCHUBERT J. a. ARMSTRONG W. D. Rapid wet combustion method for carbon determination. *Anal. chem.* 20, 1120–1121, 1948.
24. LITEANU C. Manual de chimie analitică cantitativă, p. 107, București, 1956.
25. MARTIN W. M. a. GREEN J. R. Determination of CO₂ in gas streams. *Ind. Eng. chem. Anal.* Ed. 5, 114–118, 1933.
26. MCCREADY R. M. a. HASSID W. Z. Semimicro-determination of carbon using the van Slyke-Folch oxidation mixture. *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 15, 525, 1942.
27. MOHLMAN F. W. a. EDWARDS G. P. Determination of carbon in sewage and industrial wastes. *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 3, 119, 1931.
28. NEMES T. u. STANEK V. Ueber die neue mikroanalytische Methode zur Elementaranalyse, zur Bestimmung von Halogen und Stickstoff und zur Identifizierung organischer Substanzen, *Z. anal. Chem.*, 95, 244–260, 1933.
29. NICLOUX M. Microdosage de carbone. *Bull. Soc. ch. biol.* IX, 638, 1927.
30. NIEDERL J. B. Chemische Analyse organischer Stoffe. Elementaranalyse. *Z. anal. Ch.* 89, 57–71, 1932.
31. OSBURN O. L. a. WECKMAN C. H. Determination of carbon in fermented liquors. *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 4, 421–423, 1932.
32. PARTRIDGE E. P. a. SCHROEDER W. C. Determination of hydroxide and carbonate in boiler waters. *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 4, 271–278, 1932.
33. PREGL F., ROTH H. Quantitative organische Mikroanalyse, pag. 38, Viena 1949.
34. RHODES F. H. a. RAKESTAW D. R. Comparative Efficiencies of Gas-Washing Bottles. *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 3, 143, 1931.
35. RICE W. The determination of exchangeable base in carbonate soils. *J. agr. Sci.* 22, 838–844, 1932.
36. SCHMITT K. O. Studien zur Präzisionsmassanalyse, *Z. anal. Ch.* 70, 320–341, 1927.
37. SCHOLLENBERGER C. J. Determination of carbonates in soils. *Soil Sci.* 30, 307–324, 1930, 59, 57–65, 1945.
38. SCHOLLENBERGER C. J. Tymolphalein as indicator for titrimetric estimation of carbon dioxide, *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 20, 1101, 1928.
39. SHAW W. M. a. MAC INTIRE W. H. Steamdistillation — a new procedure for the determination of carbonate CO₂. *Journal of the Assoc. Off. Agr. Chem.* XXVI, 357–396, 1943.
40. SİROCOMSCHI V. S. Metode de analiză a minereurilor de fier și mangan. pag. 142–146, București 1951.
41. SMITH G. F. Anhydrous Barium perchlorate and mixed alkaline earth metal perchlorates as dehydrating reagents. *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 19, 411–414, 1927.
42. STRAUB F. G. Determination of alcalinity in boiler waters. *Ind. Eng. chem. Anal.* Ed. 4, 290–294, 1932.
43. THOMAS M. D. Precise automatic apparatus for continuous determination of CO₂ in air. *Ind. Eng. Chem. Anal.* Ed. 5, 193–198, 1933.
44. TRAVERS M. V. Experimentale Untersuchung von Gasen. Braunschweig 1905.

45. TROUG E. Methods for the determination of carbon dioxide and a new form of absorption tower adapted to the titrimetric method. *J. Ind. and Eng. Chem.* 7, 1045–1049, 1915.
46. VAN NIELENBURG C. J. a. HEGGE L. A. On the absorption of carbon dioxide by baryta in an organic solvent. *Anal. ch. acta* 5, 68–71 (1951).
47. WELLS P. A., MAY V. E. a. SENSEMAN C. E. Sintered glass absorber for determining carbon by wet combustion *Ind. Eng. chem. Anal. Ed.* 6, 369–370, 1934.
48. WIEGNER G. u. PALLMAN H. Anleitung zum quantitative Agriculturchemischen Praktikum, Berlin 1938.
49. WILLAND H. A. a. SMITH G. F. The preparation and properties of magnesium perchlorate and its use as a dryng agent. *J. Am. chem. Soc.* 44, 2255–2259, 1922.
50. * * * Methods of the chemistry of the U.S. stell corporation for the sampling and analysis of gases. Pittsburg 1927.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ТОЧНОСТЬЮ МЕТОДОВ
ГАЗОМЕТРИЧЕСКОГО И ГАЗОАБСОРБЦИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ
УГОЛЬНОГО АНГИДРИДА, ИСПОЛЬЗУЕМОГО ПРИ АНАЛИЗЕ
КАРБОНАТОВ И ОРГАНИЧЕСКИХ УГЛЕРОДОВ

II. ГАЗОАБСОРБЦИОННЫЕ МЕТОДЫ, ПО СПЕЦИАЛЬНОМУ
СООТНОШЕНИЮ К МЕТОДУ КНОПП, ФАН ШЛАЙК-ФОЛШ,
ИЗМЕНЁННУМУ РИС

АЛ. ДИМИТРИУ

(Краткое содержание)

Автор представляет источники погрешностей, влияющих на точность определения газоабсорбционных гравиметрических и титрометрических методов и приводит целый ряд критических замечаний, касающихся различных методов с точки зрения способа, на основании которого было понижено действие каждого источника погрешностей, взятых в частности.

Были проведены дискуссии над двумя главными источниками погрешностей: абсорбционных погрешностей, — погрешностей, касающихся селективного и количественного поглощения угольного ангидрида и погрешностей титрования, соответственно погрешностей взвешивания, — погрешностей происходящих при измерении поглощенного угольного ангидрида. Были исследованы эти источники погрешностей, в первую очередь, в случае применения титрометрических методов и в продолжении для гравиметрического метода. Для каждого, взятого в отдельности, метода, исследование источников погрешности было проведено на основании детального анализа физико-химических процессов, которые их порождают, установив область их действия



на точность определения. Специально были представлены некоторые методы содержащие более эффективные мероприятия по уменьшению источников погрешностей. Дискуссия по отношению к этим методам сопровождается чертежами аппаратуры.

В случае применения титрометрических методов, обращается особенное внимание на методы основанные на абсорбции угольного ангидрида в вакууме и абсорбере с фильтрующей стеклянной пластинкой, подчеркнув, что последний тип абсорбера является более эффективным и более удобным при переработке. Как абсорбент рекомендуется раствор 0,1 N NaOH имея как содержание 20% $BaCl_2 \cdot 2H_2O$, в достаточном количестве как для количественного преобразования Na_2CO_3 в $BaCO_3$ так и для ретроградной диссоциации $BaCO_3$ в условиях установления протолитового равновесия, соответствующего $pH = 8,5$.

В случае применения гравиметрических методов, рекомендуется, главным образом, отщепление в отличительных операциях развития угольного ангидрида от абсорбции угольного ангидрида и поставлены, в этом смысле, на обсуждение, методы цитированные в литературе (3, 6, 26). Автор подчеркивает, что при этом методе длительность анализа — сокращена, а воздействие источников погрешностей намного понижено; скорость горения, соответственно расщепления карбоната не зависит больше от требуемой скорости проведения количественной абсорбции, зависящей только от окислительной способности микстуры, соответственно от способности кислого распада, а абсорбция угольного ангидрида имеет обеспеченным количественный характер, будучи проведен при режиме аэрации, операция становится очень легко контролируемая.

ÉTUDE SUR LA PRÉCISION DES MÉTHODES GAZOMÉTRIQUES ET GAZ-ABSORBTIVES DE DÉTERMINATION DU BIOXYDE DE CARBONE, UTILISÉES DANS L'ANALYSE DES CARBONATES ET DU CARBONE ORGANIQUE

II. MÉTHODES GAZ-ABSORBTIVES AVEC APERÇU SPÉCIAL SUR LA MÉTHODE KNOPP, VAN SLYKE-FOLCH MODIFIÉE ET RICE

PAR

AL. DIMITRIU

(Résumé)

L'auteur présente les sources d'erreurs qui influencent la précision de détermination des méthodes gaz-absorbtives gravimétriques et titrimétriques; en même temps sont faites des appréciations critiques sur le mode dont les diverses méthodes ont réussi à diminuer l'action de chaque source d'erreurs séparément.

Sont discutées deux sources d'erreurs principales: les erreurs d'absorption, qui affectent l'absorption sélective et quantitative du dioxyde de carbone et les erreurs de titrage, respectivement les erreurs de pesée, qui interviennent dans le calcul du dioxyde de carbone absorbé. Ces erreurs sont examinées d'abord pour les méthodes titrimétriques et en continuation pour les méthodes gravimétriques. Pour chaque méthode, l'examen des sources d'erreurs est effectué à l'aide de l'analyse détaillée des processus physico-chimiques qui sont la cause des erreurs, en établissant leur action sur la précision de détermination. Sont présentées surtout les méthodes qui permettent une meilleure réduction des sources d'erreurs. La discussion sur ces méthodes est accompagnée par des figures représentant l'appareillage.

Dans le cas des méthodes titrimétriques on attire l'attention particulièrement sur les méthodes basées sur l'absorption du dioxyde de carbone dans le vide et sur l'absorbeur à plaque filtrante en verre, montrant que ce dernier s'avère être le plus efficace et le plus commode à manipuler. Comme absorbant, on recommande une solution 0,1 N de NaOH avec 20% BaCl₂—2 H₂O, en quantité suffisante autant pour convertir quantitativement Na₂CO₃ en BaCO₃ que pour rétrograder la dissociation du BaCO₃ dans les conditions d'un équilibre protolitique correspondant au pH = 8,5.

En ce qui concerne les méthodes gravimétriques on recommande que le développement du dioxyde de carbone soit séparé de l'absorption du dioxyde de carbone par des opérations distinctes; en ce sens on discute certaines méthodes décrites dans la littérature (3), (6), (26). Soulignons, que cette solution permet une durée d'analyse plus réduite et une diminution remarquable de l'action des sources d'erreurs. La vitesse de combustion — respectivement de décomposition du carbonate, ne dépend plus du rythme nécessaire à la réalisation de l'absorption quantitative, étant fonction seulement de la capacité oxydante de la mixture, c'est-à-dire de la capacité de décomposition acide, tandis que l'absorption du dioxyde de carbone maintient son caractère quantitatif, étant effectuée dans un régime d'aérage facilement contrôlable.



ANEXA 3

CERCETĂRI PEDOLOGICE ÎN PODIȘUL SUCEVEI, SECTORUL LESPEZI — ZVORIȘTEA — GURA HUMORULUI — CIUMULEȘTI¹⁾

DE

SCARLAT MATEESCU, CONST. SOROCINSKY

Acest sector a fost cercetat și cartat în cursul anului 1960, efectuându-se cartări la scara 1:200.000 cu sectoare-cheie la scara 1:50.000.

Cercetări anterioare, referitoare la pătura de soluri din acest sector, au fost efectuate de G. M. MURGOCI și colaboratorii, pentru harta de soluri a României (Moldova) la scara 1: 1.500.000 în anul 1909. Mai târziu, în anul 1926, P. ENCU-LESCU și EM. PROTOPOPESCU-PACHE au efectuat cercetări, publicînd harta de soluri respectivă. Pe vechea schiță agrogeologică sînt trecute în acest perimetru următoarele soluri: brun-roșcat de pădure, soluri de pădure, podzol și lăcoviști la W de Fălticeni și cernoziomuri degradate în depresiunea Liteni.

Relieful și litologia. Sectorul Lespezi—Zvoriștea—Gura Humorului—Ciumulești aparține ca relief Podișului Moldovenesc și anume subdiviziunilor acestuia: podișul piemontan și podișul Sucevei. El a fost divizat astfel:

Podișul piemontan reprezintă tranziția între zona de orogen și podișul Sucevei. El cuprinde porțiunea dintre marginea orogenului carpatic și valea Moldovei. Este puternic fragmentat sub formă de culmi deluroase. Versanții sunt puternic înclinați și prezintă numeroase alunecări de teren. Se pot deosebi ca subunități: piemontul Obcinei Mari, cu altitudinea maximă de 692 m (vîrful Ciungî) și piemontul Mălinilor, de pe partea dreaptă a Moldovei, cu altitudinea maximă de 645 m (vîrful Ciocan). Podișul piemontan prezintă un relief specific de contact, alcătuit din formațiuni sarmatiene cu un facies litoral. Rocile-mame de soluri au o textură medie-grea; uneori apar pietrișuri. Zona este ocupată de păduri masive.

¹⁾ Comunicare în ședința din 27 mai 1961.



Podișul Sucevei ocupă cea mai mare parte a sectorului, fiind alcătuit din întinse suprafețe structurale ce au fost fragmentate de rețea hidrografică. Înălțimea medie variază în jur de 400—450 m. Roca este formată cel mai adesea dintr-un lut greu, fapt ce nu împiedică să apară alteori nisipuri, gresii, pietrișuri și argile. Nisipurile și gresiile apar pe culmile mai ridicate (dealurile Pleșu, Vărăriei, Mitoc), pietrișurile rulate caracterizând mai ales malul stâng al Sucevei. Se pot distinge mai multe unități:

Dealurile Zaranca — Dragomirna sunt cuprinse între valea Siretului și valea Sucevei. Unitatea aceasta se caracterizează prin suprafețe structurale pe versanții estici și alunecări puternice pe cei vestici. Caracteristice sunt pietrișurile ce apar pe boturile de deal vecine cu valea Sucevei (la Pătrăuți, Burdujeni, Plopeni);

Podișul Fălticenilor corespunde părții centrale a Podișului Sucevei și are o orientare NW—SE. Se întâlnesc o serie de cueste, relieful structural este bine conturat;

Dealul Mare reprezintă regiunea cea mai înaltă din cadrul Podișului Sucevei. Corespunde cumpenei de ape Siret—Prut. Este puternic fragmentată; versanții sunt abrupti, cu alunecări vechi stabilizate, exceptie făcând cei ce coboară spre Siret.

Dealurile joase ale Măndreștilor corespund zonei deluroase de la N de valea Toplița, fiind o continuare spre N a Dealului Mare. Culmile sunt ceva mai late. În această zonă bazinul Prutului înaintează puternic, regresiv, în detrimentul bazinului Siretului;

Dealul Teișoara ocupă o suprafață mică în sectorul nostru. Are caracteristici asemănătoare cu masivul Zaranca—Dragomirna.

Depresiunile din cuprinsul Podișului Sucevei sunt:

Depresiunea Liteni este o depresiune eroivă deosebindu-se de spațiul înconjurător. Cercetările noastre au conturat mai precis limitele ei. Relieful se menține la altitudini de 350—380 m, având un aspect vălurit, ușor deluros. Depresiunea se deosebește prin relief, vegetație, rocă și soluri, de unitățile învecinate. Pe rama depresiunii apar adesea alunecări. Relieful, precum și iazurile formate de rețea hidrografică, amintesc de peisajul asemănător din depresiunea Jijia.

Litologia pune în evidență roci mai grele decât în restul sectorului. În depresiune nu apare vegetația lemnosă.

Depresiunea Dragomirna, situată la N de Ițcani, are o formă lungită. Nivelul ei se menține la altitudini de 350—380 m. Mai mică decât depresiunea Liteni, nu a fost remarcată în lucrările de specialitate ce privesc această regiune. Formarea ei este datorită acțiunii erozive a rețelei hidrografice. Cuprinde dealuri teșite și chiar cuvete depresionare. Ca și depresiunea Liteni, este caracterizată de roci cu o textură mai grea.

Depresiunea Baia, o zonă mai coborâtă de-a lungul văii Moldovei, formată dintr-o luncă bine dezvoltată (2—2,5 km lățime) și terasa Moldovei. Caracteristica este prezența a o serie de șesuri sau « bahne », pe care apa le-a transformat în mlaștini.



În cadrul acestui sector se întâlnesc următoarele trei văi principale:

Valea Siretului prezintă o luncă bine dezvoltată, cu o lățime de 2,5—3,5 km, cu meandre și brațe părăsite. Terasele, bine dezvoltate, se întâlnesc mai ales pe versantul drept, unde apar trei nivele la altitudini de: 270—300 m, 300—330 m și 330—360 m. Terasa I-a are cea mai mare dezvoltare în zona Dumbrăveni—Verești. Aceste terase nu apar continuu.

Valea Sucevei pune în evidență o luncă lată de 1,5—2 km și confluăză cu Siretul la Liteni. Se întâlnesc două nivele de terasă ce apar discontinue la 300—320 m și 320—330 m. Lunca Siretului, ca și a Sucevei, este caracterizată prin sedimente cu textură medie și grea.

Valea Moldovei prezintă, după ieșirea din munți, o luncă ce se largeste din ce în ce, ajungind de la 1 km pînă la 3,5 km lățime. Prezintă două nivele de terasă, cea mai extinsă, terasa I-a, avînd o altitudine de 420—440 m. Al II-lea nivel apare la 460—480 m.

În cadrul sectorului adîncimea pînzei de apă freatică variază în funcție de formele de relief. În lunci, adîncimea acesteia este de 3—5 m, pe terase de 6—10 m, iar pe celelalte forme de relief de 10—15 m. În depresiunea Liteni, adîncimea la care se găsește pînza de apă freatică este ceva mai mică, fiind cuprinsă între 3—7 m.

Clima. Temperatura medie anuală, ce caracterizează sectorul cercetat, este cuprinsă între 6—8°, exceptie făcînd partea înaltă a Dealului Mare, unde temperatura este sub 6°. Data medie a apariției înghețurilor este între 1.X — 11.X, iar cea a dispariției lor, 20.IV — 1.V. Intervalul de zile posibil fără îngheț este de 140—180. Precipitațiile variază astfel: pentru partea de vest, precipitațiile medii anuale sunt de 600—700 mm, în partea înaltă a Dealului Mare, de 700—800 mm, iar în partea de est 500—600 mm. Numărul zilelor cu solul acoperit cu zăpadă este de 80—100 în vest și 60—80 în est. Vînturile dominante sunt cele de N și NW, curentii de aer fiind canalizați pe direcția principalelor văi-culoare.

Sectorul acesta corespunde provinciei climatice Dfbk, cu un climat umed, cu ierni aspre și veri mai răcoroase.

Vegetația. În perimetru cercetat zona forestieră pune în evidență cele trei subzone:

Subzona coniferelor se prezintă sub forma unor păduri de tranziție, de conifere și fag. Coniferele care apar sunt: *Abies alba*, *Picea excelsa*, mai rar *Pinus silvestris*.

Subzona fagului este caracterizată prin apariția și dominația fagului, cu numeroase exemplare de *Quercus petraea*. În Dealul Mare se întâlnesc păduri exclusiv de fag. În afară de fag se mai întâlnesc: *Fraxinus excelsior*, *Carpinus betulus*, *Ulmus campestris*, etc.

Subzona stejarului este mai răspândită pe terasele Sucevei în jurul depresiunii Baia.

Vegetația spontană este în general strâns legată de relief, subzona coniferelor situându-se pe relieful mai înalt, cea a fagului pe formele cu altitudini medii, iar subzona stejarului ocupă relieful mai coborât.

Depresiunea Liteni prezintă o insulă de vegetație ierboasă în mijlocul zonei pădurilor. Deși în trecut vegetația din depresiunea Liteni era considerată ca o silvo-stepă locală, cercetări mai noi, corelate cu solul, fac să considerăm vegetația din această depresiune ca o vegetație de fineață.

Sectorul cercetat este caracterizat și prin prezența limitei nordice a viței de vie hibridă. Sub aspect geobotanic suntem la limită între elementele floristice central-europene și cele eurasiatice.

Solurile. În clasificarea solurilor s-a ținut seama de factorul genetic, având la bază profilul morfologic al solului. La fiecare unitate de sol am căutat să scoatem în evidență factorul principal de solificare, în cadrul general al concepției despre zonalitatea solurilor. Perimetru cercetat se înscrie în provincia de soluri moldo-sarmatică. Solurile întâlnite sunt caracteristice zonei de pădure, într-un climat nordic, mai rece, ce favorizează humificarea, dar și podzolarea. Provincia moldo-sarmatică se caracterizează prin întrepătrunderea condițiilor vestice, central-europene și a celor estice, eurasiatice, cunoșcind de asemenea ușoare influențe boreale.

1. *Solul podzolic slab și mediu podzolit.* Solurile podzolice ocupă teritoriile mai înalte cu climă mai umedă și mai rece. Vegetația forestieră este reprezentată prin: *Fagus silvatica*, *Quercus petraea*, *Carpinus betulus*, rar indivizi izolați de brad, molid și pin. Acest sol se întâlnește în podișul piemontan situându-se pe relieful cu altitudini cuprinse între 400—600 m, uneori chiar pînă la 700 m. Profilul morfologic prezintă o litieră de 2—3 cm, un orizont podzolic A_{2a_1} sau chiar A_2 cu o grosime de 10—20 cm. Acest sol are o evidentă diferențiere texturală, slabă acumulare a humusului, o puternică degradare structurală, iar orizontul cu carbonați se situează la 120—150 cm. O serie de profile prezintă o culoare gălbuiie pală, mai ales în partea superioară a profilului. Pe formele de relief cu drenaj extern imperfect, unde apă stagnează în profil, se observă procese de pseudogleizare, iar bobovinele sunt mai numeroase. Uneori, pe culmi înguste și cu o extindere nu prea mare, acest sol apare format pe gresii în curs de dezagregare și pe pietrișuri. Profilul morfologic are în acest caz mult schelet.

2. *Solul podzolic puternic podzolit* ocupă suprafețe mici în podișul piemontan, pe culmile cu altitudini de peste 500 m. În profilul morfologic se observă o puternică dezvoltare a procesului de podzolire, pudrarea cu silice pătrunzînd pînă la circa 100 cm. Cea mai intensă podzolire este în orizontul A_2 de 20—28 cm, cenușiu-deschis, albicios, cu o structură prăfoasă. Uneori la suprafață structura este foioasă. Are o diferențiere texturală și o degradare structurală foarte mare.



În cazul drenajului imperfect apar procese de pseudogleizare, puse în evidență prin apariția suborizonturilor Bg și BG cu o textură grea și o culoare marmorată.

Solurile podzolice dau producții agricole slabe; în scopul obținerii de recolte mai bune, ele necesită aplicarea de amendamente, ca și îngărișăminte organice și minerale.

3. *Solul cenușiu-brun slab-mediu podzolit și pseudogleizat.* Solurile cenușii-brune constituie o tranziție între grupa solurilor cenușii ce reprezintă faciesul estic al solurilor de pădure și grupa solurilor brune, caracteristice faciesului vestic, central-european. Acest sol se poate întâlni pe toate formele de relief din podișul Sucevei, ocupând suprafețe mari sub păduri de *Quercus petraea*, *Carpinus betulus*, mai rar *Fagus silvatica* și numai accidental, conifere.

Profilul morfologic este cel al solurilor podzolite, podzolirea fiind mai intensă în orizontul A₂B, ajungând uneori pînă la o adîncime de 60 cm, cu o culoare cenușie slab castanie. La solurile situate pe forme de relief mai joase podzolirea este în general mai slabă. Orizontul cu carbonați este la adîncimi de 130—150 cm, uneori sub 160 cm.

În condițiile unui drenaj mai slab, permitînd infiltrarea și stagnarea apei, se întîlnesc în profilul solului procese de pseudogleizare, suborizonturile Bg și BG avînd o textură grea și aspect marmorat (3 a).

4. *Solul cenușiu—brun puternic podzolit și pseudogleizat* ocupă zonele mai înalte, cu altitudini de peste 450 m și chiar peste 500 m sub păduri de *Quercus petraea*, *Fagus silvatica*, *Carpinus betulus* și mai rar conifere.

Profilul morfologic prezintă o puternică dezvoltare a orizonturilor de podzolire. Cea mai intensă podzolire este în A_{2a₁}, care are o textură ușoară, culoare cenușie castanie deschisă și pudrare cu silice. Orizontul C se găsește la 160—170 cm. Se întîlnesc unități în care datorită unor condiții insuficiente de drenaj are loc infiltrarea și stagnarea apei punîndu-se în evidență prin procese de pseudogleizare, suborizonturile Bg și BG (4 a). Fertilitatea solurilor brune cenușii, descrește pe măsură ce avansează procesul de podzolire și pseudogleizare. Amendamentul calcaros și îngărișăminte organice și minerale contribuie la ridicarea potențialului lor de producție.

5. *Solul cenușiu slab podzolit* este destul de răspîndit, fiind întîlnit pe terasele inferioare ale Siretului și Sucevei. De cele mai multe ori terenurile sunt folosite pentru culturile agricole, dar acest sol apare și sub păduri de *Quercus petraea*, *Carpinus betulus* și *Tilia cordata*, însă cu o mai mică extindere.

Procesul de podzolire este slab manifestat, profilul morfologic fiind asemănător cu cel al cernoziomului levigat podzolit. Se observă o ușoară diferențiere texturală, o structură bună, humusul coborînd pînă la 60—70 cm. În stare uscată profilul capătă clar nuanță cenușie. Orizontul cu carbonați se situează la 130—150 cm adîncime.

6. *Solul de pădure podzolit*, cu orizont B închis, pseudogleizat, face trecerea de la solurile de fîneață din depresiunea Liteni, la solurile de pădure, podzolite, din jur. Orizontul B, ca o bandă mai închisă, indică caracterul relict al unui sol cu un orizont de humus bogat și puternic dezvoltat, marcând evoluția în trecut sub vegetație ierboasă de fîneață. Această unitate apare în puține locuri, în jurul depresiunii Liteni, prezentând diferite grade de podzolire, uneori pînă la o adâncime de 60–70 cm, în acest caz prezentând un orizont A_{2b} de 15–30 cm. Alteori podzolarea este slabă. Pseudogleizarea este și ea diferită. Orizontul C este profund. Productivitatea acestor soluri este medie-slabă.

Pratoziomurile. Solurile acestea sunt caracteristice depresiunii Liteni, ca și teritoriul înconjurător, în rest fiind mai puțin întlnite. Pe vechea hartă a solurilor României din 1927, alcătuită de P. ENCULESCU și colaboratori, solul depresiunii Liteni este cernoziomul degradat. Ulterior, în 1958, pe baza datelor din literatură, aceste soluri au fost considerate pseudorendzine tipice și levigate (N. FLOREA) sau soluri cenușii de pădure (Monografia geografică a R.P.R., harta solurilor — N. FLOREA).

Pe baza cercetărilor de teren din 1959, N. FLOREA și N. MUICĂ ajung la concluzia că aceste soluri trebuie separate ca tip aparte, denumindu-le pratoziomuri (soluri negre cernoziomoide în zona de pădure). Termenul de pratoziom subliniază caracterul de fîneață al acestor soluri (pratum), care au un anumit regim hidrotermic. Sunt soluri cernoziomoide de culoare închisă, din zona silvestră, avînd și un anumit caracter de intrazonalitate. Roca-mamă pe care se formează are în general o textură mai grea, fără sau cu o cantitate mică de carbonați. Sunt soluri humifere, frumos structurate, cu un profil apropiat de cel al cernoziomurilor levigate; pratoziomurile puternic pseudogleizate sunt asemănătoare cu lăcoviștile. Humusul coboară mult, invadînd orizontul B, formînd suborizonturile AB și Ba.

Geneza pratoziomurilor își are explicația în descompunerea predominant anaerobă a vegetației ierboase, fapt care permite acumularea humusului într-un climat mai umed și mai rece caracteristic nordului țării. Nu trebuie subestimată nici importanța factorului rocă. Terenurile ocupate de pratoziomuri se caracterizează printr-o serie de elemente ierboase caracteristice prin lipsa pădurilor, sau, mai rar, prin prezența lui *Quercus robur*. Pratoziomurile sunt cele mai fertile soluri din zonă. Pratoziomurile sunt în general mediu-puternic levigate, parte din ele sunt pseudogleizate, iar alteori se observă o slabă pudrare cu silice.

Pratoziomul este solul întlnit în depresiunea Liteni, pe formele mai joase, ușor înclinate și cu expoziție sudică.

Profilul morfologic, asemănător cu cel al cernoziomului levigat cu degradare texturală, pune în evidență un orizont A de 40–45 cm, lut mediu, brun închis negricios, cu o textură grăunătoasă. Se trece apoi într-un orizont de tranziție AB, pentru ca orizontul B să aibă o textură lut argiloasă și o culoare castanie închisă. Orizontul cu carbonați este situat sub 160 cm.



Cîteva date analitice ne indică un conținut de humus de peste 4%, menținîndu-se pînă la 70—100 cm adîncime între 3—4%. Valorile pH sunt slab acide (6,2—6,5), iar gradul de saturatie este de 83% în orizontul cu humus.

8. *Pratoziomul pseudogleizat*. Datorită drenajului extern și intern defectuos, apare în partea a doua a orizontului iluvial un proces de pseudogleizare manifestat cu o intensitate diferită. Vegetația indică un surplus de umiditate permanent sau temporar. Întîlnim plante, ca: *Tussilago farfara*, *Rumex acetosella*, *Equisetum arvense*, etc. Suborizontul cu pseudogleizare prezintă o textură grea, ajungînd pînă la argilă, iar pe profil apar separații ferimanganice și bobovine.

9. *Pratoziomul podzolit, pseudogleizat*. Acest sol apare pe relieful cu altitudini ceva mai mari din cadrul depresiunii Liteni. Reprezintă solul de tranziție spre solurile de pădure, podzolite, din zonă. Procesul de podzolire este mai mult sau mai puțin evident, adesea pudrarea cu silice este evidentă de la suprafață. Prezintă procese de pseudogleizare.

10. *Pseudorendzina levigată* este un sol argilo-calcimorf fiind întîlnit în cîteva locuri, acolo unde eroziunea a scos la zi o pătură de argilă marnoasă, care a fost prinsă în procesul de solificare. Profilul morfologic este de tipul A, AB, B și C. Textura este grea, iar crizontul A are o culoare brună închisă. Orizontul C se găsește la 70—80 cm, fiind bogat în CaCO_3 . Prezența și dezvoltarea orizontului B indică gradul de levigare.

11. *Soluri humicogleice podzolite și dernogleice podzolite*. Aceste soluri fac parte din grupa solurilor hidromorfe. Solul humicogleic se caracterizează prin orizonturile de reducere, datorită prezenței apei, cum și printr-o acumulare a humusului. Solul dernogleic prezintă o slabă acumulare și dezvoltare a orizontului cu humus. Orizonturile gleice prezintă o îmbogățire în argilă și o culoare brună-vineție cu pete ruginii. La 110—130 cm piștește apa. La unele profile se observă o slabă manifestare a procesului de podzolire. La solul dernogleic podzolit se evidențiază un orizont A_2b , iar suborizontul CD apare sub 100 cm, cu un bogat conținut de CO_3Ca . Aceste soluri nu pot fi folosite ca terenuri arabile, ele alcătuind pășuni și finețe. Datorită excesului de apă sănătatea măsuări de drenare.

12. *Solul dernopseudogleic podzolit* este un sol hidromorf, fiind întîlnit pe terasa inferioară a Moldovei. Terenul este acoperit cu o vegetație ierboasă și cu locuri unde băltește apa. Este un sol la căruia genează a contribuit apa stagnantă la suprafață sau pe profilul solului. Prezintă de asemenea o slabă manifestare a procesului de podzolire.

13. *Rankerul* ocupă suprafețe mici în podișul Fălticenilor și pe rama depresiunii Liteni. Este un sol tînăr, puțin evoluat, format pe gresii ce nu au în general ciment calcaros și acolo unde procesul de eroziune activează intens. Orizontul A conține puțin humus, de culoare castanie-gălbui, cu fragmente de gresii. Trece apoi în roca nealterată. Se întîlnește obișnuit în complex cu celelalte soluri.

Solurile aluviale. Aceste soluri sunt în general cunoscute atât ca geneză, cât și ca morfologie a profilului, ele fiind adeseori asemănătoare cu cele întâlnite pe suprafețele altor lunci, alteori prezintând aceleasi caractere ca și solurile de pe interfluiile din acest sector. Ne vom opri în special asupra geografiei acestor soluri.

14. *Aluviunile și aluviunile ușor solificate* sunt alcătuite din nisipuri sau pietrișuri și au o slabă acumulare de humus. Suprafețele cele mai mari caracterizează lunca Moldovei. Pe luncile Siretului și Sucevei suprafețele cu aluviumi și aluviumi ușor solificate apar rar și numai pe porțiunea din lunca limitrofă cu rîul respectiv.

15. *Solul aluvial* prezintă două stadii de evoluție. Cel mediu evoluat se întâlnește pe un relief mai vechi, pe lunca neinundabilă. Apare pe suprafețe mari pe lunca Sucevei; mai puțin întâlnit pe luncile celorlalte râuri.

16. *Solul aluvial gleizat* apare pe suprafețe nu prea mari pe luncile Siretului, Sucevei și Moldovei, fiind condiționat de prezența pînzei de apă freatică.

17. *Solul aluvial cernoziomic levigat* ocupă nivelele aluviale mai înalte, neinundabile, din lunca de confluență Siret—Suceava, fiind puțin răspîndit.

18. *Solul cenușiu-brun aluvial* este situat în zona luncii centrale a Moldovei, unde are extinderea cea mai mare.

19. *Solul humico-gleic și derno-gleic aluvial* ocupă în general partea luncii de subterasă a rîurilor Siret, Suceava și Moldova. Caracterizează de asemenea întreaga lunca a pîrîului Somuzul Mic și partea superioară a luncii Somuzului Mare. În unele anotimpuri este ușor mlăștinat.

20. *Pratoziomul aluvial* este întâlnit rar și pe mici suprafețe numai pe lunca Siretului, în amonte de confluența sa cu Suceava.

22. *Mlaștină.* Acest sol acoperă formele de relief negative de pe luncile Sucevei și Siretului.

Complexe de soluri. Versanții cu o înclinare mai mare și care prezintă o mare variație a condițiilor de relief, rocă, eroziune și drenaj, au făcut imposibilă separarea unităților taxonomice de sol, lăsînd astfel să apară o serie de complexe de soluri Solurile ce intră în compoziția complexelor sunt deja cunoscute din cadrul unităților separate.

Caracterizarea agropredictivă și ameliorativă. Înînd seama de caracterizarea pedologică, de fertilitate, de agrotehnica și de măsurile agrotehnice ale solurilor cercetate, s-au creat o serie de grupe agropredictive, astfel:

I. Pratoziomurile, pseudorendzinele levigate, solurile cenușii slab podzolite și solurile cenușii brune sunt soluri cu o productivitate și o fertilitate mijlocie. Fertilitatea scade proporțional cu avansarea procesului de podzolire. Gunoial de grajd, îngrășăminte fosfatice și apoi cele azotate asigură obținerea de sporuri de recoltă. Eficiența maximă o avem atunci când cele două îngrășăminte se dau împreună.



HARTA GEOMORFOLOGICĂ

SECTORUL

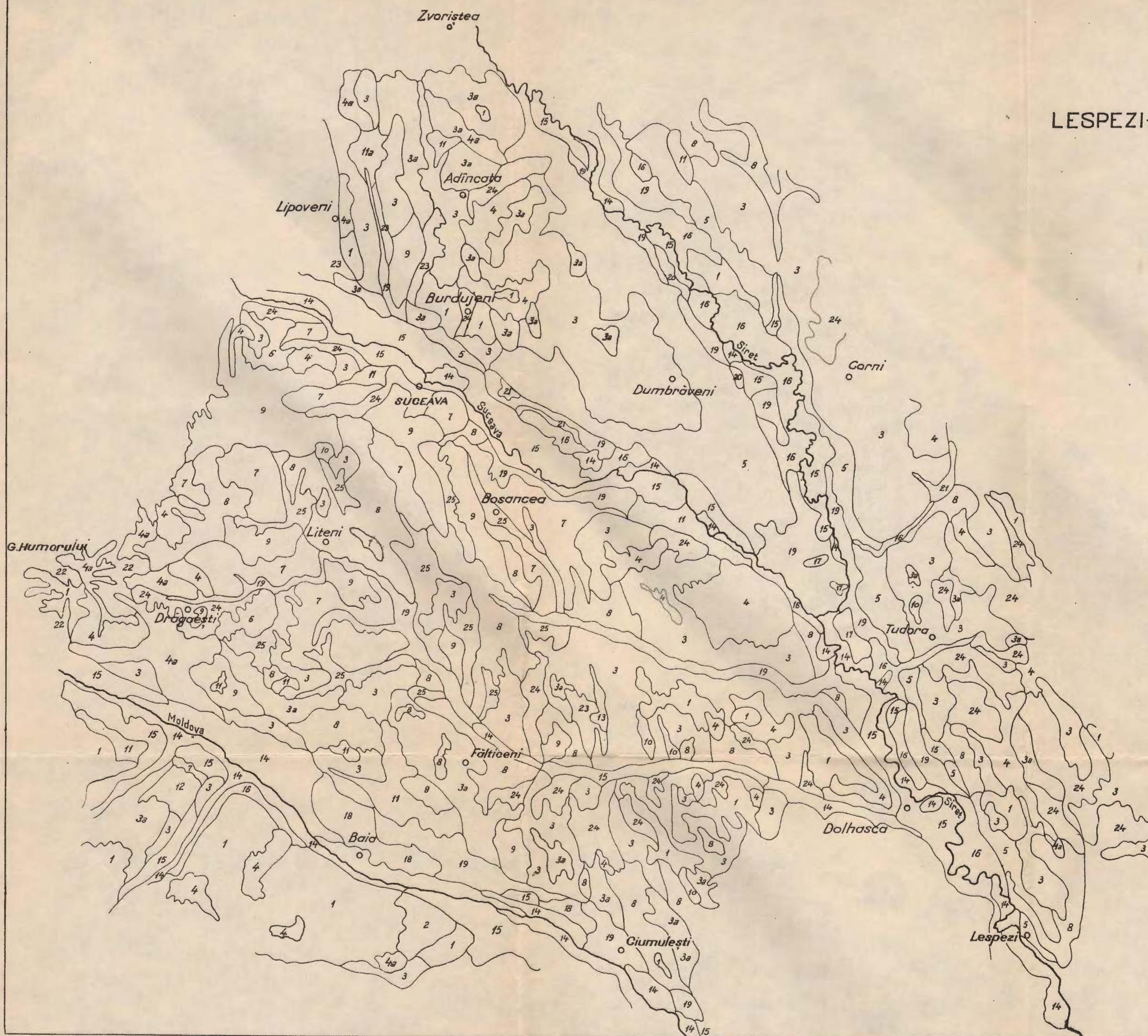
LESPEZI-ZVORĂȘTE-G. HUMORULUI - CIUMULEȘTI

- PODIȘUL SUCEVEI -

0 2000 4000 6000m.

LEGENDĂ

	Podișul Piemontan	I. Piemontul Obcinei Mari II. " Mălinilor
	Dealuri	
	Depresiuni	A. Zaranca-Dragomirna B. Podișul Fălticeni C. Dealul Mare D. Joase ale Mindreștilor E. Dealul Teișoara
	Terasa superioară	1. Depr. Liteni 2. " Dragomirna 3. " Baia
	Luncă neinundabilă	medie inferioară locală " inundabilă



Sc.MATEESCU și C.SOROCINSKY

HARTA SOLURILOR SECTORUL LESPEZI-ZVORIȘTEA-G. HUMORULUI - CIUMULEȘTI

- PODISUL SUCEVEI -

0 2000 4000 6000m

LEGENDĂ

- | | |
|----|---|
| 1 | Sol podzolic slab și mediu podzolit. |
| 2 | " " puternic podzolit. |
| 3 | Sol cenușiu brun slab-mediu podzolit (3); pseudogleizat (3a). |
| 4 | Sol cenușiu brun puternic podzolit (4); pseudogleizat (4a). |
| 5 | Sol cenușiu (închiș) slab podzolit. |
| 6 | Sol de pădure, podzolit, cu orizontul B de culoare închisă pseudogleizat |
| 7 | Pratoziom |
| 8 | Pratoziom pseudogleizat |
| 9 | Pratoziom podzolit, pseudogleizat. |
| 10 | Pseudorendzină levigată |
| 11 | Sol humicogleic podzolit (11) sol dornogleic podzolit (11a). |
| 12 | Sol dornopseudogleic podzolit. |
| 13 | Ranker. |
| 14 | Aluvioni și aluvioni ușor solificate |
| 15 | Sol aluvial. |
| 16 | Sol aluvial gleizat. |
| 17 | Sol aluvial cernoziomic, levigat. |
| 18 | Sol cenușiu brun aluvial |
| 19 | Sol humicogleic și dornogleic aluvial |
| 20 | Pratoziom aluvial |
| 21 | Sol de mlaștină |
| 22 | Soluri podzolice, soluri brune cenușii cu diferite grade de podzolire și rankere. |
| 23 | Soluri brune cenușii cu diferite grade de podzolire, rankere și regosoluri. |
| 24 | Soluri brune, soluri de pădure cu orizontul B de culoare închisă, pratoziduri, soluri gleice și regosoluri. |
| 25 | Pratoziomuri, soluri gleice și regosoluri. |

II. Solurile cenușii-brune mediu și puternic podzolite, pseudogleizate sau nu, sunt soluri cu o fertilitate mai scăzută, fiind debazificate, acide, sărace în humus, în azot și fosfor. Gunoiul și îngrășăminte azotate și fosfatice aplicate solului fac ca acesta să dea producții mai bune. Amendamentele corectează pH și fac ca eficacitatea îngrășămintelor să fie mai mare și mai de durată. În cadrul lucrărilor date solului arătura adâncă nu trebuie făcută decât treptat și este indicat să se folosească scormonitorul pentru afinare fără răsturnarea brazdei.

III. Solurile podzolice, pseudogleizate sau nu, sunt soluri cu fertilitatea naturală cea mai scăzută. Sunt puternic debazificate, acide, cu o activitate microbiologică slabă. Deficitul de azot este curența principală a acestor soluri. Amendamentele cu calciu sunt neapărat necesare, la fel ca și îngrășăminte organice și minerale. Lucrările aratorii vor fi astfel executate ca să nu aducă la suprafață orizontul podzolic A₂, care determină scăderi de producție. Este indicat să fie folosit scormonitorul. Arătura la cormană ca și rărițatul prășitoarelor sunt indicate în special pe solurile pseudogleizate. Cea mai importantă plantă de îngrășămînt verde pentru solurile podzolice este lupinul.

IV. Solurile humicogleice și dernogleice, podzolite sau nu, sunt soluri care, datorită prezenței pînzei de apă freatică la mică adâncime, nu pot fi în general folosite ca terenuri arabile. Prin îndepărțarea apei în exces, se ridică fertilitatea acestor soluri, asigurîndu-se un regim mai bun aer—apă. Ulterior drenării solurilor, măsurile culturale și de agrochimizare vor contribui la ridicarea productivității acestor soluri.

V. Aluviunile și solurile aluviale slab și mediu evolute, gleizate sau nu, constituie o grupă de soluri ce cuprinde o mare varietate de texturi, de aspecte morfologice și de clase de fertilitate. În general au o fertilitate medie; adesea aceasta scade odată cu luarea în cultură. Un anumit regim hidric le face să nu sufere de secetă. Sunt terenuri bune pentru agricultură dacă nu intervin inundații mari. Adesea sunt necesare lucrări de îndiguire și corijare a cursurilor apelor, ca aceste soluri să fie scoase de sub regimul inundațiilor.

VI. Cernoziomurile levigate aluviale, solurile cenușii brune aluviale și pratoziomurile aluviale sunt soluri cu o bună fertilitate datorită cantității de humus, structurii și microclimatului de luncă. Caracterizează în general relieful luncii centrale și nu sunt inundate. Agrotehnica va da o atenție specială luptei împotriva buruienilor.

VII. Solurile humicogleice, dernogleice aluviale și mlaștinile sunt soluri ce poartă amprenta apei freatici sau a celei de băltire. Sunt soluri grele, neaerate și cu o activitate microbiologică slab dezvoltată. Un complex de lucrări de îmbunătățiri funciare, drenaj și îndiguire, le poate reda agriculturii. Ulterior, o agrotehnică diferențiată ar contribui la sporirea producției.

Complexele de soluri de pantă pun probleme de stăvilire și combatere a eroziunii și alunecărilor. Defrișarea și tăierea pădurilor în zonele împădurite trebuie privită cu toată seriozitatea. O serie de lucrări funciare vor urmări stingerea eroziunii de



adâncime, măsuri agroameliorative urmând a stăvili eroziunea de suprafață. Pentru combaterea alunecărilor sînt necesare măsuri speciale de drenaj extern.

Din punct de vedere agroproductiv, cerealele, sfecla de zahăr, cartoful și inul sînt plantele de cultură cele mai indicate. Agricultura, judicios îmbinată cu zootehnia și pomicultura, va contribui la ridicarea și transformarea întregului teritoriu.

Starea de păstrare a solului. Sectorul cercetat prezintă pe versanți și în special pe versanții sculpturali, puternice aspecte de eroziune și alunecări. Terenurile degradate prezintă rîpe de desprindere, modelate de alunecări și de eroziunea de suprafață și de adâncime. Au fost separate cele cinci clase de eroziune sintetică după sistemul Bennett-Sobolev.

Terasele inferioare ale Siretului și luncile prezintă eroziune neapreciabilă. Nivelele de terasă și depresiunile sînt în general afectate de eroziune moderată. Podișul Sucevei prezintă aspecte de eroziune puternică și foarte puternică, iar podișul Piemontan eroziune excesivă.

BIBLIOGRAFIE

1. CHIRIȚĂ C. Pedologie Generală. Ed. Agro-silvică, București 1955.
2. DISESCU C. Climatologie. *Manualul ingin. agronom.* Ed. agro-silvică, 1959.
3. IONESCU-SIȘEȘTI Gh., STAICU I. Agrotehnica, vol. II, București 1958.
4. MARTINIUC I. Date noi asupra geomorfologiei regiunii Baia—Suceava. *Rev. Geografică I.C.G.R.* III, 1946.
5. OBREJAN Gr., STÎNGĂ N. Studiu agropedologic al stațiunii ICAR Suceava. Ed. Acad. R.P.R., 1958.
6. ONCESCU N. Geologia R.P.R. Ed. Tehnică, București 1957.
7. TUFESCU V. Dealul Mare—Hîrlău. *B.S.R.R.G.*, 1937.
8. — Curs de geografie fizică R.P.R., București 1955.
9. — Monografia geografică a R.P.R., București 1960.
10. — Considerații climatice asupra bazinului hidrografic al Văii Siret. *Inst. Meteorologic central.*

ПОЧВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПЛАТО СУЧАВЫ, В СЕКТОРЕ
ЛЕСПЕЗЬ—ЗВОРИШТЯ—Г. ХУМОРУЛУЙ—ЧУМУЛЕШТЬ

СКАРЛАТ МАТЕЕСКУ, КОНСТАНТИН СОРОЧИНСКИЙ

(Краткое содержание)

Исследованный сектор принадлежит, с точки зрения рельефа, Молдовскому Плоскогорию, а именно подразделениям последнего: плато Предгория и плато Сучавы.



Плато Предгория — представляет переход между орогенной зоной и плато Сучавы. Это фрагментированная зона с сильно покатыми склонами и многочисленными оползнями. Материнские породы почв представляют средне-тяжелую текстуру, с редкими выходами на древнюю поверхность гравия.

Плато Сучава, занимающее наибольшую часть сектора, сформировано из значительных структурных поверхностей, фрагментированных гидрографической сетью. Почвообразовательная порода — это тяжелая глина, а в иных местах выходят на дневную поверхность пески, песчаники, гравий и глины.

Средняя годичная температура заключена между 6—8°. Средние годичные атмосферные осадки — 600—700 мм — для западной части и 700—800 мм. для высокохолмистой части Дялул Маре, а на В. 500—600 мм. Исследованный сектор соответствует климатической провинции Dfbk с влажным климатом, холодными зимами и прохладным летом.

Авторы выставили на учет в исследуемой зоне указанные три лесных субзоны: хвойную, смешанных лесов (хвойных и буковых), буковые и дубовые субзоны. Владина Литень представляет собой остров травянистой растительности сенокоса.

Выявленные почвы (чертеж II) — характерны лесной зоне, северного более холодного климата, благоприятствующего накоплению гумуса и оподзоливанию. Были выделены таким образом следующие почвы:

Почва слабо и средне оподзоленная, занимающая более высокохолмистые территории с более влажным и холодным климатом в границах плато Предгория. Серо-бурые почвы составляют переход между группой серых почв, представляющих восточную фацию лесных почв и группой бурых почв, характерных для западной фации — центрально-европейской. В границах этой группы были выделены серо-бурые почвы, слабо — средне оподзоленные и псевдооглеенные, серо-бурые почвы сильно оподзоленные и псевдооглеенные.

Подзолистая почва слабо оподзоленная была выявлена на внутренних террасах Сирета и Сучавы. Процесс оподзоливания — слабо проявлен, морфологический профиль будучи аналогичен выщелоченному подзолистому чернозему. Оподзоленная лесная почва с темно-псевдооглеенным горизонтом В является переходом от луговых черноземов владины Литень к лесным оподзоленным почвам. Темный горизонт В маркирует прошлую эволюцию — под растительным покровом сенокоса.

Пратоземы являются характерными для владины Литень и смежной территории. Это черноземновидные почвы темного цвета лесной зоны, имеющие определенный международный характер. Это гумусоносные почвы,



красиво оструктуренные в профиле приближенном выщелоченным черноземам.

Были выделены псевдооглеенные пратоземы, подзолистые псевдооглеенные пратоземы.

Выщелоченная псевдорендзина была выявлена в нескольких местах, где эрозия выставила на дневную поверхность глиномергелистый покров подвергнутый процессу почвообразования.

Из состава гидроморфных почв выявлены на дневной малой поверхности внутренних террас Молдовы подзолистые перегнойно-глеевые почвы, а также подзолистые дерново-псевдоглеевые почвы.

Ранкер — сформировавшийся на песчаниках — занимает малые поверхности на плато Фэлтичень и на окраинах впадины Литень.

RECHERCHES PÉDOLOGIQUES DANS LE PLATEAU DE LA SUCEAVA,
SECTEUR LESPEZI — ZVORIȘTEA — GURA HUMORULUI — CIUMULEȘTI

PAR

SCARLAT MATEESCU, CONSTANTIN SOROCINSKY

(Résumé)

Le secteur étudié appartient — par son relief — au Plateau Moldave, notamment aux subdivisions de ce dernier: le plateau de piedmont et le plateau de la Suceava.

Le plateau de piedmont représente la transition entre la zone de l'orogène et le plateau de la Suceava. C'est une zone morcelée, à versants abrupts et à nombreux glissements de terrain. Les roches-mères des sols ont une texture moyennement grossière; parfois y apparaissent des graviers.

Le plateau de la Suceava occupe la majeure partie du secteur. Il est formé de vastes surfaces structurales morcelées par le réseau hydrographique. La roche de solification est représentée par un limon lourd et, par endroits, font leur apparition les sables, les grès, les graviers et les argiles.

La température moyenne de l'année varie entre 6° et 8°. Les valeurs de la moyenne annuelle des précipitations sont 600—700 mm dans l'W, 700—800 mm dans la zone d'altitude de Dealul Mare et 500—600 mm dans l'E. Le secteur correspond à la province climatique Dfbk, avec un climat humide à hivers âpres et à étés moins arides.

Le secteur comprend trois sous-zones de forêts: la sous-zone des Conifères, des forêts mixtes (conifères et hêtre); la sous-zone du hêtre et la sous-zone du chêne. La dépression de Liteni représente une île de végétation herbeuse de pré.



Les sols rencontrés (pl. II) sont caractéristiques pour la zone de forêt à climat nordique, plus froid, qui favorise l'accumulation d'humus et la podzolisation. On a séparé les sols suivants:

Sol podzolique faiblement et moyennement podzolisé qui occupe les territoires à altitude plus haute et un climat humide et froid, dans le cadre du plateau de piedmont. Le sol podzolique intensément podzolisé occupe une zone peu étendue dans le plateau de piedmont. Les sols gris-brun constituent une transition entre le groupe des sols gris représentant le faciès E des sols sylvestres et le groupe des sols bruns caractéristiques du facies W, central européen. On y a séparé des sols gris-brun, faiblement ou moyennement podzolisés à pseudogley et des sols gris-brun, fortement podzolisés, à pseudogley.

Le sol gris faiblement podzolisé est rencontré sur les terrasses inférieures du Siret et de la Suceava. La podzolisation y est faible, le profil morphologique rappelant celui du chernozem lessivé podzolisé. Le sol sylvestre podzolisé à horizon B foncé à pseudogley établit la transition entre les sols de pré de la Dépression de Liteni et les sols sylvestres podzolisés environnants.

Les pratozems caractèrisent la dépression de Liteni et le territoire environnant. Les sols sont du type chernozem, de couleur foncée, de la zone sylvestre et accusent un caractère d'intrazonalité. Ont été séparés des pratozems à pseudogley et des pratozems podzolisés à pseudogley.

La pseudorendzine lessivée apparaît localement, à savoir là où l'érosion a mis à nu une couverture d'argile marneuse entraînée dans le processus de solification..

Dans la terrasse inférieure de la Moldova, du groupe des sols hydromorphes apparaissent les sols à gley humique, podzolisés et les sols à gley, podzolisés ainsi que les sols à pseudogley podzolisés.

Le « ranker », formé sur des grès, occupe des aires restreintes dans le plateau de Fălticeni et au bord de la dépression de Liteni.

En conclusion, le travail présente les caractères agroproductifs et amélioratifs des sols.





Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
ANTONESCU EM. Asupra prezenței Tortonianului la nord de satul Archiș (bacinul Zarandului)	157
BÂCLEȘANU V., HUICĂ I., CRAHMALIUC G., GHIU T., OPREA M., POPA S., Asupra vîrstei pietrișurilor de la Schela—Bumbești—Jiu—Arseni (nod-vestul Depresiunii Getice)	113
BĂNCILĂ F., TĂNĂSESCU F., PITULEA G. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea și Greben	81
BERBELEAC I. Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul insulei de Rapolt (Boi—Rapolt—Rapoltel)	3
BOLDUR C., MIHALACHE P. Asupra importanței stratigrafice a faunei de lamelibranchiate din Jurasicul mediu al structurii Pleșiva (zona Reșița — Moldova Nouă, Banat)	163
BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLĂ AL. Considerații asupra Doggerului din structura Pleșiva (zona Reșița—Moldova Nouă, Banat)	93
BORCOȘ E., BORCOȘ M. Cercetări geologice și petrografice în regiunea de la izvoarele văilor Iara și Șoimului (Munții Apuseni)	15
BORCOȘ M., BORCOȘ E. Cercetări geologice și petrografice în regiunea de la izvoarele văilor Iara și Șoimului (Munții Apuseni)	15
BORCOȘ M., GHEORGHIȚĂ I., BOȘTINĂESCU S., MĂTİEȘ P. Considerații asupra unor manifestări magmatische neogene cu caracter linear în Munții Metaliferi și asupra structurii aparatului vulcanic Haneș	33
BORCOȘ M., MANTEA G. Vîrsta formațiunilor neogene din bacinul Zlatna—Almașul Mare (Munții Metaliferi)	99
BOȘTINĂESCU S., BORCOȘ M., GHEORGHIȚĂ I., MĂTİEȘ G. Considerații asupra unor manifestări magmatische neogene cu caracter linear în Munții Metaliferi și asupra structurii aparatului vulcanic Haneș	33
COSMA S. Dare de seamă asupra excursiei 28 C din Finlanda — al XXI-lea congres internațional de geologie	289
CRAHMALIUC G., HUICĂ I., BÂCLEȘANU V., GHIU T., OPREA M., POPA S., Asupra vîrstei pietrișurilor de la Schela—Bumbești—Jiu—Arseni (nord-vestul Depresiunii Getice) . . .	113
DIMITRIU AL. Studiu asupra preciziei metodelor gazometrice și gaz-absorbitive de determinare a bioxidului de carbon folosite în analiza carbonațiilor și carbonului organic. II. Metodele gaz-absorbitive, cu privire specială la metoda Knopp, Van Slyke-Folch modificată și Rice	295
DICEA C., HUICĂ I. Geologia regiunii dintre valea Buzăului și valea Zimbroaia, cu privire specială asupra vîrstei sării (cuveta Șoimari—Calvini)	119
DINCĂ AL. Asupra prezenței Senonianului inferior în bacinul Rusca Montană	173

DINCA AL., NASTASEANU S., STANOIU I., STILLA AL. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor paleo-mesozoice din regiunea Poleșnicu-Camenița (Banat)	149
FRUGINĂ E., VASILESCU GH., VAMVU V. Considerații hidrogeologice asupra zăcământului de minereu de fier din zona Palazu Mare	245
GHEORGHIAN M., GHEORGHIAN MIHAELA. Asupra unor marne cu Spirialis în bazinul Lăpușului	177
GHEORGHIAN MIHAELA, GHEORGHIAN M. Asupra unor marne cu Spirialis în bazinul Lăpușului	177
GHEORGHIȚĂ I., BORCOȘ M., BOȘTINESCU S., MĂTİEŞ P. Considerații asupra unor manifestări magmatische neogene cu caracter linear în Munții Metaliferi și asupra structurii aparatului vulcanic Haneș	33
GHIU T., HUICĂ I., V. BĂCLEȘANU CRAHMALIUC G., GHIU T., OPREA M., POPA S., Asupra vîrstei pietrișurilor de la Schela - Bumbești - Jiu-Arseni (nord-vestul Depresiunii Getice)	113
HUICĂ I., BĂCLEȘANU V. CRAHMALIUC G., GHIU T., OPREA M., POPA S., Asupra vîrstei pietrișurilor de la Schela-Bumbești-Jiu-Arseni (nord-vestul Depresiunii Getice)	113
HUICĂ I., DICEA O. Geologia regiunii dintre valea Buzăului și valea Zimbroaia, cu privire specială asupra vîrstei sării (cuveta Șoimari-Calvini)	119
ISTOCESCU D. Asupra prezenței genului Balantium în stratele de Buzaș de la Lipotin	183
MANTEA G., BORCOȘ M. Vîrsta formățiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Mare (Munții Metaliferi)	99
MATEESCU Sc., SOROCINSKY CONST. Cercetări pedologice în podișul Sucevei, sectorul Lespezi-Zvorăștea-Gura Humorului-Ciumulești	309
MĂTİEŞ P., BORCOȘ M., GHEORGHIȚĂ I., BOȘTINESCU S. Considerații asupra unor manifestări magmatische neogene cu caracter linear în Munții Metaliferi și asupra structurii aparatului vulcanic Haneș	33
MIHALACHE P., BOLDUR C. Asupra importanței stratigrafice a faunei de lamelibranchiate din Jurasicul mediu al structurii Pleșiva (zona Reșița-Moldova Nouă, Banat)	163
MIRĂUȚĂ E., MIRĂUȚĂ O. Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinatul fals Almașu (N Piatra Neamț)	137
MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinalul fals Almașu (N Piatra Neamț)	137
NASTASEANU S., DINCA AL., STANOIU I., STILLA AL. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor paleo-mesozoice din regiunea Poleșnicu-Camenița (Banat)	149
NEACȘU G., ZIMMERMANN P., PARASCHIVESCU C. Contribuții la cunoașterea petrografiei și structurii cristalinului din partea de NE a masivului Poiana Ruscă (Roșcani-Bărăna-Ferigi-D. Făgetel)	41
NITĂ PION P. Asupra unui nou nivel ferolicit în Eocenul din împrejurimile Clujului (Săvădisla raion Turda-Cluj)	193
OPREA M., HUICĂ I., BĂCLEȘANU V. CRAHMALIUC G., GHIU T., OIFREA M. POPA S., Asupra vîrstei pietrișurilor de la Schela - Bumbești - Jiu-Arseni (nord-vestul Depresiunii Getice)	113
PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. Importanța litogenetică a rocilor carbonatați din epizona masivului Poiana Ruscă	53
PARASCHIVESCU C., NEACȘU G., ZIMMERMANN P. Contribuții la cunoașterea petrografiei și structurii cristalinului din partea de NE a masivului Poiana Ruscă (Roșcani-Bărăna-Ferigi — D. Făgetel)	41
PÎRVU G. Studiu petrografic al depozitelor Kimmeridianului dintre Hîrșova și Cernavodă	203
PIEPTEA V. Contribuții la cunoașterea scarnelor din regiunea Oravița	69

PITULEA G., TĂNĂSESCU F., BĂNCILĂ F. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea și Greben	81
POPA S., HUICĂ I., BĂCLEȘANU V. CRAHMALIUC G., GHIU T., OPREA M., S. POPA Asupra vîrstei pietrișurilor de la Schela—Bumbești—Jiu—Arseni) nord-vestul Depresiunii Getice)	113
POPESCU A., PAPIU V. C., SERAFIMOVICI V. Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă	53
PREDEL FL. Condițiile naturale și solurile din regiunea Nicorești—Adjud—Petrești—Balotești—Tepu	259
RADOVICI-DRĂGĂNESCU IOANA, Cercetări hidrogeologice în zona Vatra Dornei	233
SERAFIMOVICI V., PAPIU V. C., POPESCU A. Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă	53
SOROCINSKY CONST., MATEESCU Sc. Cercetări pedologice în podișul Sucevei, sectorul Lespezi—Zvoriștea—Gura Humorului—Ciumulești	309
STĂNOIU I. Asupra prezenței Anthracosiidaelor în Permianul zonei Reșița (valea Birzavița, Banat)	187
STĂNOIU I., BOLDUR C., STILLĂ AL. Considerații asupra Doggerului din structura Pleșiva (zona Reșița—Moldova Nouă, Banat)	93
STĂNOIU I., NĂSTĂSEANU S., DINCA AL., STILLĂ AL. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor paleo-mesozoice din regiunea Poleșnicu—Camenița (Banat)	149
STILLĂ AL., BOLDUR C., STĂNOIU I. Considerații asupra Doggerului din structura Pleșiva (zona Reșița—Moldova Nouă, Banat)	93
STILLĂ AL., NĂSTĂSEANU S., DINCA AL., STĂNOIU I. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor paleo-mesozoice din regiunea Poleșnicu—Camenița (Banat)	149
ȘTEFAN REMUS. Date noi privind structura bazinului Roșia Montană	213
TĂNĂSESCU F., PITULEA G., BĂNCILĂ F. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea și Greben	81
ȚÎȚEICA G. Comportarea rocilor tari poroase la infiltrarea salină	221
VAMVU V., VASILESCU GH., FRUGINĂ E. Considerații hidrogeologice asupra zăcământului de minereu de fier din zona Palazu Mare	245
VASILESCU GH., VAMVU V., FRUGINĂ E. Considerații hidrogeologice asupra zăcământului de minereu de fier din zona Palazu Mare	245
VIEHMANN I. Note cu privire la geneza lapiezurilor	271
ZIMMERMANN P., NEACȘU G., PARASCHIVESU C. Contribuții la cunoașterea petrografiei și structurii cristalinului din partea de NE a masivului Poiana Ruscă (Roșcani—Bătrina—Ferigi—D. Făgetel)	41



Institutul Geologic al României

Redactor: Mircea D. Ilie
Tehnoredactor și corectorii: G. Cazaban,
L. Fote, I. Mateescu
Traduceri: C. Missir și V. Untul
Ilustrația: I. Petrescu

*Dat la cules: 16. II 1963. Bun de tipar: 22 VI 1964.
Tiraj: 1550 ex. Hârtie cartografică tip B 49 m. p.
Ft. 70×100. Colt de tipar: 16¹/₂ Com. 452 1963
Pentru bibliotec indicale de clasificare 55(058).*

*Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică
«Arta Grafică» Calea Șerban Vodă nr. 133–135.
București – R.P.R.*



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României