

B.I.G.

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

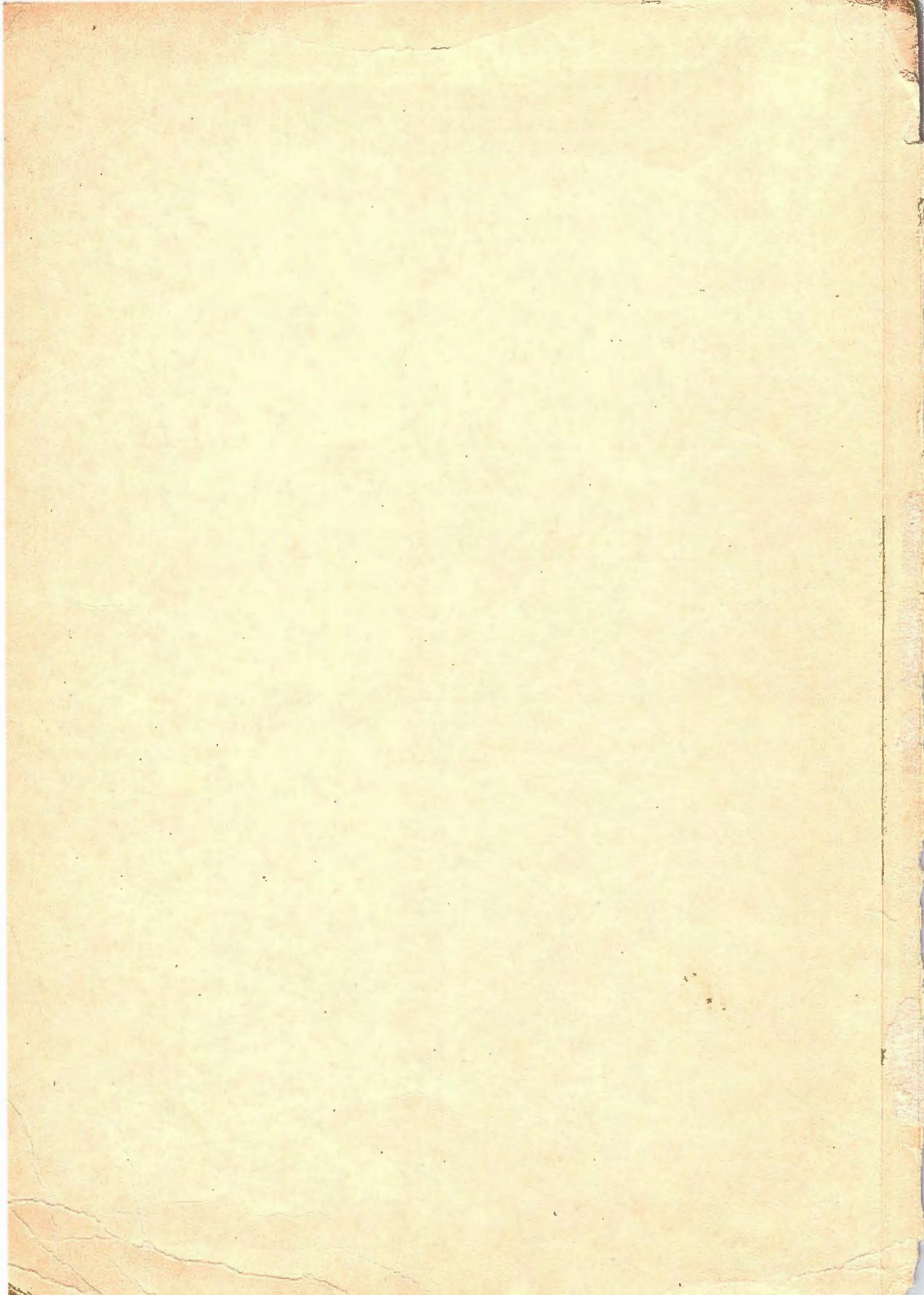
60903

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

VOL. XLVI
(1958 — 1959)

60903

BUCUREŞTI
1962



REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XLVI
(1958 — 1959)



BUCUREŞTI
1962

Alma Della

Scuola di Musica

**PARTEA ÎNȚIUA
SUMARUL ȘEDINȚELOR**

АЛГІРДАМ
ДОЛІДІЕ МІСАМІР

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 26 noiembrie 1958

Prezidează: Acad. Prof. G. MACOVEI.

— M. G. FILIPESCU. — Darea de Seamă asupra conferințelor de la Kiev și Lwow din septembrie 1958¹⁾.

— I. DUMITRESCU. — Prezentarea hărții tectonice a R.P.R.²⁾.

Şedinţa din 19 decembrie 1958

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

— M. TRIFULESCU. — Cercetări geologice în regiunea Luncoiului de Jos (Brad)¹⁾.

— G. NEACȘU. — Contribuționi la cunoașterea bentonitelor de la Pîrvova (Banat) (p. 13).

Şedinţa din 26 decembrie 1958

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

— I. BĂNCILĂ și V. C. PAPIU. — Asupra silicolitelor cretacice inferioare din Cuveta marginală a Carpaților orientali (p. 25).

— H. SAVU și A. VASILESCU. — Contribuționi la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș) (p. 53).

Şedinţa din 9 ianuarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

— V. MANILICI. — Contribuționi la studiul rocilor efuzive din zona Baia Sprie — Dănești — Trestia — Bloaja (reg. Baia Mare) (p. 75).

¹⁾ Expunere verbală.

²⁾ Se publică în *Anuarul Comit. Geol. XXXII*.

Şedinţa din 16 ianuarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- ŞT. AIRINEI. — Efectul micromagnetic al unor segmente de şosele asfaltate din sud-vestul Transilvaniei (p. 405).
- G. BOMBĂTĂ. — Paralelizarea stratigrafică între Eocenul de la Azarlc, Albeşti, Porceşti, Alba-Iulia, Cluj și Jibou¹⁾.

Şedinţa din 23 ianuarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- O. MIRĂUȚĂ și E. MIRĂUȚĂ. — Cretacicul superior din Bazinul Babadag²⁾.
- OCT. BURACU. — Observaţiuni asupra prospecţiunilor geochimice execute în sectorul zăcământului Muncelul Mic (p. 493).

Şedinţa din 30 ianuarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- C. IONESCU. — Cercetări geologice și petrografice în partea centrală și de vest a Cristalinului Bihor³⁾.
- A. SEMAKA. — Reconsiderarea grupului Zamites schmiedelii Sternberg (p. 93).
- I. HUICĂ. — Notă asupra depozitelor tortoniene din regiunea Pătârlage – Orjani (p. 101).

Şedinţa din 6 februarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- I. VIEHMANN. — Observaţiuni asupra morfogenezei marmitelor (p. 505).
- I. MARINESCU. — Structura geologică a Flișului dintre Valea Bisca Mare și izvoarele Putnei (p. 109).
- M. CRISTEA. — Prospecţiuni geoelectrice la Cinod (Gheorghieni)¹⁾.

Şedinţa din 13 februarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- O. MIRĂUȚĂ și E. MIRĂUȚĂ. — Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna – Hamcearca) (p. 129).
- S. NĂSTĂSEANU. — Asupra prezenței formei Lopha carinata (Lmk) la Doman (p. 143).

¹⁾ Se publică la Edit. Acad. R.P.R.

²⁾ Se publică în *An. Comit. Geol.* XXXIII.

³⁾ Se publică în *An. Comit. Geol.* XXXII.

Şedinţă din 20 februarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

— H. SAVU. — Contribuţii la cunoaşterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delineşti (Munţii Semenic) (p. 147).

— REMUS ŞTEFAN şi STANCIU COSMA. — Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Roşia Montana (Munţii Metaliferi) (p. 159).

Şedinţă din 27 februarie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

— LAZĂR F. LAZAR. — Cercetări geologice-tehnice în platoul carstic Mali-Grope din R. P. Albania¹⁾.

— O. ILIESCU. — Prezenţa Pliocenului în Bazinul Mehadiie (p. 177).

Şedinţă din 6 martie 1959

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— GR. ALEXANDRESCU şi C. GEORGESCU. — Asupra formaţiunii cu sare dintre Paltin şi Valea Sării (Vrancea) (p. 183).

— A. JUSTIN şi C. CALOTĂ. — Contribuţii gravimetrice la cunoaşterea structurii geologice a Moldovei de SW¹⁾.

— ŞT. AIRINEI. — Efectul magnetic al conductelor de oțel îngropate şi a şinelor de cale ferată (p. 419).

Şedinţă din 13 martie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

— E. LITEANU şi A. PRICĂJAN. — Cîteva date asupra provenienţei ionilor «brom» şi «iod» din lacurile sărate ale Cîmpiei române orientale²⁾.

— D. POPOVICI. — Prospecţiuni gravimetrice şi magnetometrice în regiunea Lugoj—Dogenecea¹⁾.

Şedinţă din 20 martie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

— C. GHENEA şi A. GHENEA. — Cîteva observaţii geologice asupra prezenţei Pontianului dintre T. Severin şi Batoş (p. 199).

— STANCIU COSMA, I. TEODORU şi C. BRESTOIU. — Cercetări geologice în Dobrogea Centrală (p. 207).

¹⁾ Expunere verbală.

²⁾ Se publică în *St. tehn. econ. seria E nr. 5.*

Şedinţă din 27 martie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- A. SEMAKA. — Observaţii asupra florei Toarcian-Aalenianului din Banat (p. 225).
- A. SEMAKA şi C. OARCEA. — Flora liasică din colecţia de la Anina (p. 239).
- V. MUTIHAC. — Observaţii asupra Triasicului de la Agighiol-Zebil (p. 245).
- C. BOLDUR şi AL. BOLDUR. — Cercetări geologice în regiunea Reşiţa — Domani — Secul (p. 255).

Şedinţă din 3 aprilie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- M. SĂNDULESCU. — Stratigrafia şi tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare — Berzunţ — Oneşti (p. 273).
- N. FLOREA şi E. STOICA. — Metoda Menlich pentru determinarea gradului de saturaţie a solurilor¹⁾.
- A. CONEA, C. VOLOVICI, I. MUCENIC şi I. NIȚU. — Complexul pedologic al văii Călmătuiului (p. 429).

Şedinţă din 10 aprilie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- AL. DIMITRIU. — Metoda precisă şi rapidă pentru determinarea carbonului organic total din soluri (Procedeu gaz-absorbtiv titrimetric) (p. 447).
- EC. SCHÖVERTH. — Discuţii asupra unor Cardiidee pliocene¹⁾.
- G. NEACŞU şi N. BÎRA. — Produsele de transformare ale unor roci ultrabazice de la Pîrvova — Lăpuşnicel — Şumiţa (Banat) (p. 293)

Şedinţă din 17 aprilie 1959

Prezidează: Acad. Prof. AL. CODARCEA.

- O. MAIER, G. MUREŞAN şi M. MUREŞAN. — Cercetări geologice în regiunea Teliuc — Ruda (Poiana Ruscă)²⁾.
- I. BERCEA şi E. BERCEA. — Date microtectonice în regiunea Teliuc — Ruda²⁾.
- H. KRÄUTNER şi F. KRÄUTNER. — Studiul zăcământului de fier din regiunea Teliuc — Ruda²⁾.

Şedinţă din 24 aprilie 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- S. PAULIUC. — Contribuţii la studiul texturilor superficiale ale gresiilor paleogene din zona externă a Flişului Carpaţilor orientali (p. 305).

¹⁾ Expunere verbală.

²⁾ Va apărea în *D. S. Com. Geol.*, vol. XLIX/I.

- S. PAULIUC. — Contribuții la studiul Flișului cretacic și paleogen dintre Bîrsa Mare și Zăbala (p. 317).
- I. GHEORGHIȚĂ și M. DOFESCU. — Cercetări geologice în regiunea Firiza — Izvoare — Crăcești (p. 337).
- L. VASILESCU. — Cercetări geologice și petrografice în regiunea Brad — Hărțagani¹⁾.

Şedința din 8 mai 1959

Prezidează: Prof. MIRCEA ILIE.

- V. DRAGOȘ. — Accidente disarmonice și microtectonice între Homorîciu și Măneciu (Valea Teleajenului) (p. 355).
- V. DRAGOȘ. — Anticinalul de vale de pe Valea Parasca (Vălenii de Munte) (p. 381).
- GH. GÂTĂ și E. GÂTĂ. — Determinarea stronțiuilui prin fotometrie directă (p. 461).

Şedința din 15 mai 1959

Prezidează: Prof. ȘT. GHICA.

- P. CIORNEI și L. VASILESCU. — Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului (p. 387).
- P. CIORNEI. — Studiul geologic și petrografic al Cristalinului și Eruptivului bazic din Bazinul Ruscovei¹⁾.
- A. MAMULEA și F. FIRESCU. — Studiul agregatelor din rocile argiloase¹⁾.
- A. MAMULEA și P. OPRAN. — Anomalii observate la analizele granulometrice cu metoda areometrului¹⁾.

Şedința din 22 mai 1959

Prezidează: E. CASIMIR.

- AL. DIMITRIU. — Privire asupra dezvoltării căpătate de combustia umedă prin metoda van Slyke-Folch¹⁾.

Şedința din 29 mai 1959

Prezidează: E. CASIMIR.

- E. GÂTĂ și GH. GÂTĂ. — Determinarea sesquioxizilor liberi din soluri și sedimente (p. 479).

¹⁾ Expunere verbală.

**PARTEA A DOUA
TEXTUL COMUNICĂRILOR**

ALDOUS HUXLEY
SIXTY EIGHT YEARS

CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA BENTONITELOR DE LA PÎRVOVA (BANAT)¹⁾

DE

G. NEACȘU

Introducere. Lucrarea prezintă cuprinde studiul microscopic, termic diferențial, roentgenografic și chimic al bentonitelor de la Pîrvoa, căutind să dea și o interpretare a genezei acestora. Pentru studiul roentgenografic am folosit datele lui I. C. POPESCU.

Am considerat că este necesar să se facă inițial și o descriere geologică a formațiunilor înconjurătoare, în care sînt situate nîvilele de bentonit, aducînd astfel date noi la cunoașterea sedimentului din nord-estul Bazinului Bozovici și zona de trecere la Bazinul Mehadia.

Geologia regiunii

Regiunea cercetată se află la 30 km NE de Bozovici, între Valea Țarova—Lăpușnicel—Valea Slătinic. Depozitele sedimentare apar ca o fîșie ce se lătește în dreptul pîrului Orniții și între Valea Lăpușnicel—P. Barbu. Între P. Cracoasa—P. Orinții, depozitele sedimentare dispar aproape sub șesul aluvial al Văii Criva.

În dreptul Văii Slătinic, aproape de Globul Craiovei, se face trecerea la Bazinul Caransebeș—Mehadia, ale cărui depozite de pe rama de W, reprezentate prin Tortonian și Sarmațian inferior, au fost amănuntită descrise de EMIL POP.

Pentru depozitele din Bazinul Bozovici, pe baza argumentelor litologice și stratigrafice, C. GHEORGHIU dă vîrsta Tortonian—Sarmațian.

În urma studiului geologic, pe baza prezenței stratelor de bentonit cît și prin poziția stratigrafică a acestor depozite, am ajuns la concluzia că pentru extemitatea nord-estică a Bazinului Bozovici, în zona cercetată, Sedimentarul este de asemenea reprezentat prin Tortonian superior (M. ILIE).

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 decembrie 1958.

În aceste depozite continental-lacustre, cu stratificația încrucișată, am separat trei orizonturi:

Orizontul 3, pietrișuri roșcate;

Orizontul 2, nisipuri gălbui cu rare intercalații de pietrișuri și nivele bentonitice;

Orizontul 1, marne și argile cu intercalații de nisipuri cenușii și cărbuni.

Această succesiune, după cum rezultă și din fig. 1, poate fi urmărită în majoritatea profilelor: V. Tarova, P. Orniții, P. Vladoni, Corobane, Lăpușnicel (V. Lăpușnicel—P. Iliești).

Pe V. Tarova apar marne cenușii. La 150 m de șosea apare o falie, în aceste marne care conțin o intercalație de tuf groasă de 0,25 m (fig. 2). Urmează o serie de nisipuri, mai fine sau mai groase, gălbui-roșcate.

Treptat apar intercalații de pietrișuri, care în apropierea limitei cu Cristalinul, devin preponderente.

La Corobane se poate urmări următorul profil:

Pietrișuri roșcate,
Nisipuri gălbui-roșcate,
Marne cenușii-verzui cu cruste albe de carbonați,
Nisipuri gălbui-cenușii.

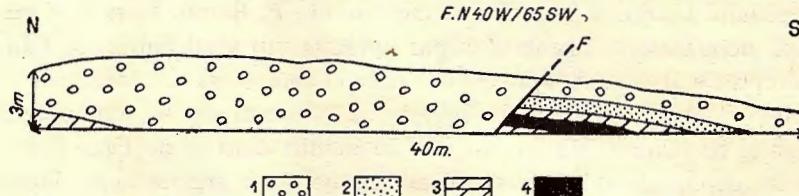


Fig. 1. — Corelări în nord-estul Bazinului Bozovici.
1, pietrișuri; 2, nisipuri; 3, nivel de bentonit; 4, marne și argile.

La Lăpușnicel, succesiunea orizonturilor este următoarea:

Alternanță de nisipuri și pietrișuri galben-roșcate (pe P. Iliești) cu o intercalație bentonitică (în pornitură);

Nisipuri gălbui, uneori cenușii-verzui;
Argile și marne cenușii cu cărbuni în bază.

Pentru detailare dăm un profil amănunțit pe P. Vîrtop, în zona zăcământului.

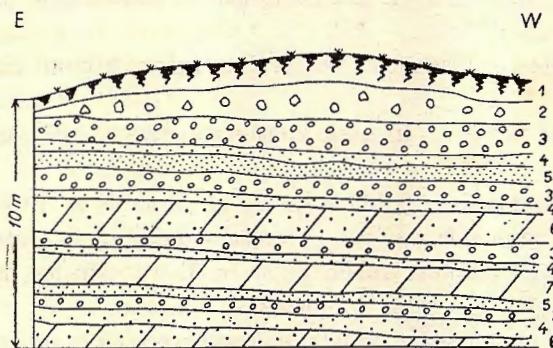


Fig. 3. — Profil geologic pe P. Vîrtop la 990 m de confluență.
1, sol; 2, bolovaniș; 3, pietriș; 4, nisip; 5, micaceu cenușiu; 6, bentonită nisipoasă; 7, bentonită.

Pe P. Vîrtop, peste paragnaisele și micașisturile biotitice ale « Seriei de Lotru » se dispune o alternanță de nisipuri argiloase cenușii-verzui și gălbui. În continuare nisipurile alternează cu pietrișuri nisipoase și pietrișuri.

La 990 m de confluență, apare un afloriment (fig. 3) în care se poate observa o succesiune de nisipuri și pietrișuri, cu trei nivele de bentonit:

Sol	0,50
Bolovaniș alcătuit din blocuri de Cristalin	0,80
Pietriș	0,70
Nisip gălbui-roșcat	0,25
Nisip micaceu cenușiu	0,30
Pietriș gălbui	0,40
Nisip gălbui, ușor verzui	0,10
Bentonit cenușiu-verzui, mai nisipos în bază	1,00
Pietriș cu elemente mici	0,30
Nisip gălbui-verzui	0,10
Bentonit cenușiu-verzui	0,90
Nisip micaceu cenușiu-verzui închis	0,25
Pietriș cu elemente mici	0,40
Nisip, cenușiu-verzui uneori gălbui	0,50
Bentonit nisipos cenușiu-verzui	0,70

De menționat faptul că bentonitele și stratele argilo-marnoase, prin înmuiere, dau numeroase alunecări de teren.

MINERALOGIA ȘI PETROGRAFIA BENTONITELOR

Aspectul megoscopic. Bentonitele de la Pîrvova au culoarea cenușiu-verzui în stare uscată. Culoarea se închide mult prin îmbibare cu apă, căpătind o tentă vineție iar roca se înmoia ușor, trecînd în gel. În stare uscată prezintă crăpături caracteristice.

În masa rocii se pot distinge cu ochiul liber paiete de biotit clorizat și granule de cuarț.

Este unsuroasă la pipăit. În unele zone are aspect de tuf alterat.

Descrierea microscopică. Sub microscop se observă un fond format dintr-o masă geliformă de minerale argiloase. Această masă este străbătută de o serie de crăpături neorientate, umplute uneori cu silice. Din loc în loc apar inclusiuni de minerale detritice, între care se întâlnesc:

Cuarț, uneori cu extincție ondulatorie, provenit din roci metamorfice; deci mineral detritic. Are în general conture colțuroase, foarte rar slab rulate. Participarea cuarțului este variabilă și este mai mare în orizontul inferior și superior.

Feldspat plagioclaz, ce se întâlnește mult mai rar. Prezintă conture colțuroase sau este foarte slab rulat. Este maclat polisintetic după legea albit-Karlsbad. Nu prezintă fenomene de alterație vizibile la microscop.

Clorit ce se găsește în paiete. Este destul de răspîndit. Se prezintă ca pseudomorfoză după biotit. Are extincție dreaptă. Prezintă pleocroism verzui, slab verzui, incolor. Culorile de birefringență sunt mai vii, în tonuri galben-portocalii, la biotitul incomplet transformat în clorit.

Fragmente de rocă, transportate de pe continent și incomplet dezagregate. Mult mai rar a fost observată prezența unor mici fragmente de micașisturi cu biotit și paragnaise cu biotit.

Date medii de măsurători planimetrice pentru orizontul intermedian:

Minerale argiloase	85–95
Cuarț + feldspat	4–10
Clorit + biotit intens clorizat	2–5

Sub baza orizonturilor inferior și superior, participarea cuarțului crește treptat, putînd ajunge la 45%.

Analiza termică diferențială. Probele au fost supuse unei încălziri constante de 15° – 20° pe minut. Au fost folosite termocupluri de chromel-alumel, ca fiind cele mai indicate. Sensibilitatea aparatului = 1 mV/12 cm. Primele 4 curbe sunt bentonitele de la Pîrvova, colectate din diverse locuri. Următoarele două sunt

curbe-etalon din bentonitele de la Sînta Maria de Piatră (montmorillonit). Ultimele 3 sunt curbe de comparație din literatură (illit + montmorillonit).

Curbele *a* și *b* (Pîrvova) și *e* (Sînta Maria de Piatră) au fost obținute prin încălzirea probei într-un cuptor cu bare de silită. Curbele *c* și *d* (Pîrvova) și *f* (Sînta Maria de Piatră), au fost obținute prin încălzirea probelor într-un cuptor căptușit cu cantal.

Curbele din literatură folosite pentru comparație sunt:

A) Bentonit-K, Swinsen, Norvegia, după F. HAGEMANN și N. SPJEL-DNAES (illit + montmorillonit).

B) Amestec interstratificat illit + montmorillonit, Lacul Ursului, U.S.A., după GRIMM.

C) Amestec interstratificat montmorillonit+illit, U.S.A — după GRIMM.

Diagramele de încălzire termică diferențială (fig. 4) a bentonitelor de la Pîrvova (curbe *a*, *b*, *c*, *d*) au pus în evidență participarea montmorillonitului și a hidromicelor (grupe illit).

Croșetul endoterm de 160° — 180° este dat de pierderea apei de hidratare a montmorillonitului.

Croșetul endoterm de 220° indică pierderea apei dintre planele reticulare ale hidromicelor. La 320° — 330° apare o reacție exotermă, datorată probabil oxidării substanței organice și a sulfurilor.

La 450° începe reacția endotermă de pierdere a apei hidroxilice, pentru illit.

Vîrful de la 600° indică prezența illitului, iar faptul că curba este pronunțată, indică prezența montmorillonitului și caolinitului ale căror efecte endotermice se însumează cu cel al illitului. Croșetul foarte slab endoterm de la 700° indică prezența montmorillonitului. Croșetele mai pronunțate de 800° și 900° , indică prezența montmorillonitului și a illitului.

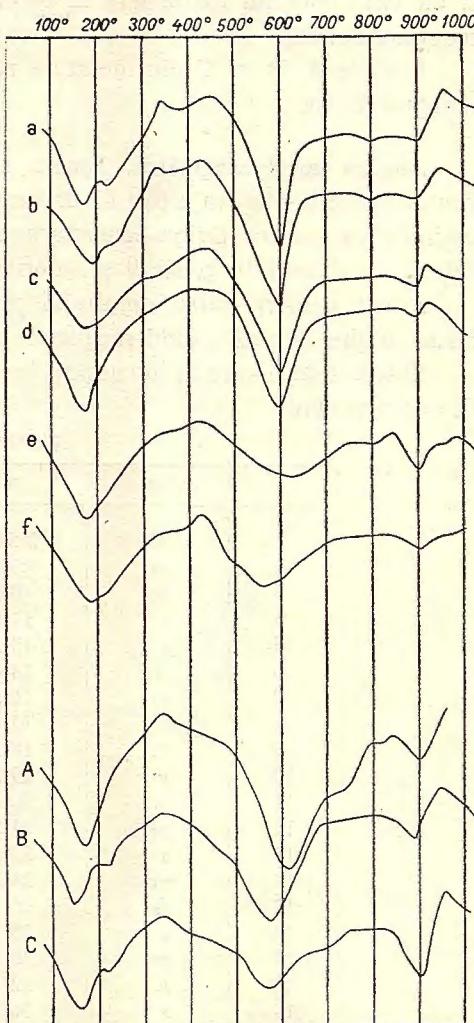


Fig. 4. — Curbele de încălzire termică diferențială.

La aproximativ 900° începe o reacție exotermă de distrugere a rețelei mineralelor și de apariție a unor noi faze. Reacția atinge un maximum pentru montmorillonit și illit la 920° – 930° și pentru caolinit la cca 950° .

La curbele *e* și *f* (Sânta Maria de Piatră) se observă lipsa croșetului de 220° și un virf endoterm foarte larg la 600° . Mineralul preponderent în probă este montmorillonitul.

Curbele A, B și C din literatură reprezintă minerale interstratificate illit + montmorillonit.

Analiza roentgenografică. Pentru determinarea compoziției mineralogice a bentonitei de la Pîrvova a fost făcut un studiu în raze X. Pe diagrama în pulberi, obținută cu camera Debye-Scherrer au fost măsurate unghurile de reflexie θ , calculindu-se apoi $10 \text{ g. sin } \theta$ și valorile d . (tabl. I).

Pentru confectionarea suportului pulberii s-a întrebuințat un tub capilar de hîrtie subțire de țigări, dînd rezultatele cele mai bune.

Sistemul de notare al intensității liniilor este: *s* = slab, *m* = mediu, *t* = tare, *ft.* = foarte tare.

TABLOUL I

Nr.	Int.	θ	$\sin \theta$	d
1	<i>ft</i>	$2^\circ 53'$	0,05032	15,30
2	<i>m</i>	$9^\circ 14'$	0,16041	4,80
3	<i>m</i>	$10^\circ 20'$	0,17952	4,29
4	<i>t</i>	$11^\circ 26'$	0,19812	3,88
5	<i>s</i>	$13^\circ 53'$	0,24011	3,20
6	<i>ft</i>	$14^\circ 44'$	0,25441	3,02
7	<i>m</i>	$16^\circ 53'$	0,29032	2,65
8	<i>s</i>	$17^\circ 50'$	0,30652	2,51
9	<i>fs</i>	$18^\circ 38'$	0,31961	2,41
10	<i>m</i>	$19^\circ 26'$	0,33312	2,31
11	<i>fs</i>	$20^\circ 53'$	0,35635	2,16
12	<i>m</i>	$21^\circ 26'$	0,36601	2,10
13	<i>s</i>	$23^\circ 26'$	0,39812	1,93
14	<i>m</i>	$24^\circ 8'$	0,40932	1,88
15	<i>fs</i>	$26^\circ 38'$	0,44832	1,71
16	<i>s</i>	$28^\circ 38'$	0,47932	1,61
17	<i>m</i>	$30^\circ 24'$	0,50712	1,51
18	<i>s</i>	$32^\circ 8'$	0,53203	1,45
19	<i>s</i>	$36^\circ 26'$	0,59432	1,30
20	<i>s</i>	$38^\circ 8'$	0,61803	1,25
21	<i>fs</i>	$41^\circ 38'$	0,66474	1,16
22	<i>s</i>	$47^\circ 8'$	0,73274	1,05
23	<i>fs</i>	$49^\circ 25'$	0,75920	1,01

$$\text{Diametrul tubului} = 0,71 \text{ mm}; \lambda_{\text{CuK}\alpha} = 1,639 \text{ \AA}; d = \frac{\theta}{2 \sin \theta} = \frac{0,7695}{\sin \theta}$$

La calcularea valorilor diagramei au fost făcute corecțiile respective.

Radiații $Cu_{k\alpha}$: expunere 3 ore; $V = 110$; $mA = 20$.

Diagrama Roentgen în pulbere a dat 23 de linii între care au fost recunoscute liniile corespunzătoare montmorillonitului, illitului și prezența posibilă a caolinitului (în ordinea descrescătoare a procentelor de participare a constituenților).

Linia $d_1 = 15,30$ este caracteristică montmorillonitului.

Liniile $d_4 = 3,88$; $d_9 = 2,41$; $d_{11} = 2,16$; $d_{12} = 2,10$; $d_{13} = 1,93$ sunt caracteristice grupei illit.

Liniile $d_{16} = 1,61$; $d_{18} = 1,45$ sunt caracteristice caolinitului.

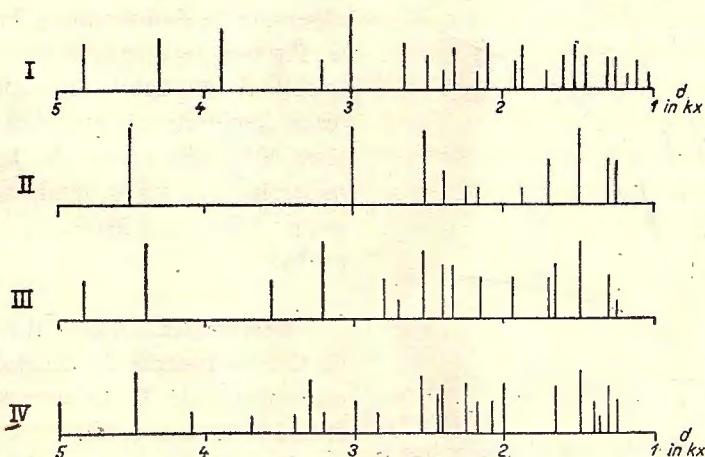


Fig. 5. — Diagrama limitei montmorillonitului și illitului la bentonita de la Pîrvova.
I, bentonit Pîrvova; II, montmorillonit, după CH. L. FAVERJEE; III, brammalit, după W. FOSTER
și F. REICHT-M. BANNISTER; IV, illit, după R. BRAY și W. BRADLEY.

Peste liniile $d_3 = 4,29$; $d_6 = 3,02$; $d_7 = 2,65$; $d_8 = 2,51$ și $d_{20} = 1,25$ ale montmorillonitului se suprapun liniile illitului.

Liniile $d_{20} = 3,20$ și $d_7 = 2,65$ sunt comune pentru illit și caolinit.

Linia de ord. II $d_2 = 4,80$ indică prezența unui mineral din grupa illit.

Diagrama din fig. 5 pune în evidență liniile montmorillonitului și illitului la bentonita de la Pîrvova.

Diagrama a fost construită luîndu-se pe abscisă valorile d în kX și pe ordonată, intensitățile.

Pe abscisă sunt trecute toate liniile bentonitei de la Pîrvova, exceptînd linia de 15,30, caracteristică montmorillonitului.

Se observă că majoritatea liniilor bentonitei de la Pîrvova sunt corespunzătoare grupei illitului și montmorillonitului (fig. 5).

Deshidratarea. În laboratorul Comitetului Geologic a fost determinată pierderea în apă (g %) prin încălzirea probei pînă la 175°.

Diagrama de deshidratare (fig. 6) a fost construită după aceste date.

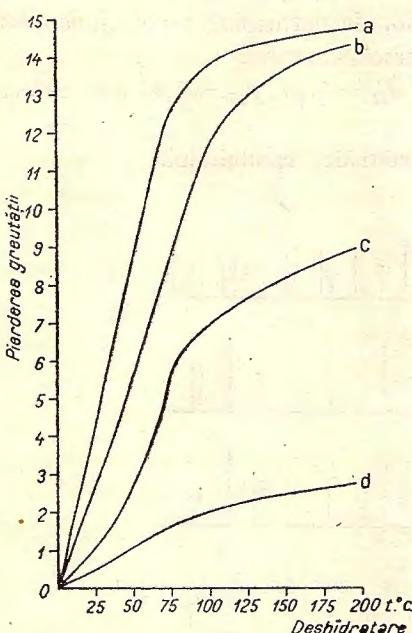


Fig. 6. — Curba de deshidratare a bentonitei de la Pîrvova.

a, bentonit Wyoming (Na-montmorillonit); b, bentonit Ponza (montmorillonit); c, bentonit Pîrvova (montmorillonit); d, illit Petersberg.

activată de la Pîrvova este inferioară sondafinului-etalon.

Avînd în vedere că nu a fost luată o probă medie, ci una la întîmplare, se poate spera că unele zone din zăcămînt să aibă puterea de decolorare a sondafinului-etalon.

TABLOUL II

Ulei nedegudronat tratat cu bentonit neactivat	Culoare Union	Putere decolorantă %
25% Sondafin	6	100
25% Bentonit Zicheev	brun	30
25% Probă Pîrvova	negru	—

Alura curbei între 25°—75° este de montmorillonit, prin pierderea rapidă a apei, iar între 75°—175° pierderea apei este mai lentă ca la illit.

Comparînd amplitudinea curbei de deshidratare a bentonitei de la Pîrvova cu cea a bentonitelor montmorillonitice, observăm că deshidratarea bentonitei de la Pîrvova este mai redusă. Se poate spune că cantitatea de montmorillonit (care deshydratează puternic), nu depășește 40% din probă de bentonit, iar mineralul care nu se umflă sau se umflă puțin (illit) alcătuiește 60% din probă.

Decolorarea. În cadrul laboratorului de Chimie puterea de decolorare a fost determinată de T. DUMITRESCU și este redată în tabl. II și III.

Deci proba de bentonit neactivat de la Pîrvova nu decolorează uleiul nedegudronat.

Puterea decolorantă a bentonitei

60903



TABLOUL III

Ulei degudronat tratat cu bentonit activat	Culoare Lovibond cuveta 1/4 Portocaliu-galben	Putere decolorantă %
10% Sondafin	0,30	5,20
10% Proba Pîrvova	0,55	7,15

Schimb de cationi. În laboratoarele Comitetului Geologic a fost determinat schimbul de cationi prin metoda cu acetat de amoniu. Analiza a fost executată de MAREŞ DOROTEA.

$$\text{Ca}^{2+} = 30,28 \text{ m.e. la } 100 \text{ g}$$

$$\text{Mg}^{2+} = 15,70 \text{ m.e. la } 100 \text{ g}$$

$$\text{Na}^+ = 2,68 \text{ m.e. la } 100 \text{ g}$$

$$\text{K}^+ = 0,72 \text{ m.e. la } 100 \text{ g}$$

Proba are pH = 6,54

În clasificarea diverselor tipuri de argile după capacitatea de absorbție și compoziția complexului de absorbție pe care o dă T. S. BERLIN, bentonitul de la Pîrvova se situează în cadrul argilelor continentale unde $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ (tabl. IV).

TABLOUL IV

Argila	Compoziția complexului				Suma cationilor schimbabili	$\frac{\text{K}^+ + \text{Na}^+}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}$	pH
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺			
Montmorillonit după Berlin	45,28	18,49	4,31	2,22	70,26	0,10	7,00
Illit + montmorillonit de la Pîrvova . .	30,28	15,70	2,68	0,72	49,38	0,08	6,54

Schimbul de cationi indică deci un mediu lacustru de sedimentare, unde pH-ul era scăzut.

Considerații genetice. HEWETT F. a arătat pentru prima dată că bentonitul se formează prin transformarea cenușei vulcanice, in situ.

C. Ross și E. SHANNON folosesc termenul de bentonit numai pentru argilele provenite pe această cale, nu și pentru cele formate hidrotermal.

Din literatură rezultă că mineralul preponderent în bentonite este montmorillonitul, dar poate participa uneori și illit sau caolinit (pînă la 60%), minerale neargiloase (rar pînă la 10%), cristobalit sau zeoliți.

Considerăm că formarea bentonitelor de la Pîrvova este datorată de asemenea alterării unor cenușe vulcanice, influențată de condițiile particulare specifice regimului de depunere lacustru, în care aportul substanței de pe continent are un oarecare rol.

În apele lacustre ale intrîndului sedimentar de la Pîrvova, (Bazinul Bozovici) s-a depus cenușe vulcanică, frecventă în Tortonian—Sarmatian din trei nivele de bentonită care marchează paroxisme vulcanice.

Procesul de formare a montmorillonitului a avut loc prin transformarea sticlei din cenușă vulcanică.

Sticla vulcanică conținea probabil o cantitate suficientă de magneziu, care să permită formarea montmorillonitului. Nu este exclusă posibilitatea ca o oarecare cantitate de magneziu, necesară formării montmorillonitului, să provină din alterarea rocilor magneziene de pe țarm (serpentinit, și talcos).

Montmorillonitul este deci primul mineral argilos care a luat naștere chiar în timpul depunerii cenușei vulcanice sau imediat după sedimentare.

Este posibil ca în condițiile unui pH scăzut existent în mediul lacustru să se ajungă la formarea caolinului în stadiul de depunere al cenușei. În orice caz stadiul următor de diageneză puternică, în apropierea țârmului a permis formarea caolini-tului. În procesul de diageneză, circulația unor soluții potasice a dus la formarea unei cantități apreciabile de illit. Aportul de potasiu e pus pe seama alterării biotitului din rocile înconjurătoare — nisipuri biotitice provenite din dezagregarea paragnaiselor și micașisturilor cu biotit. Soluțiile diagenetice circulând în aceste roci se îmbogățesc în potasiu, provenit din trecerea biotitului în clorit.

Se menționează că întregul complex sedimentar are culoarea cenușiu-verzuie, dată de trecerea biotitului în clorit.

Păstrarea structurii relicte de tuf sau tufit, dă indicația că cenușile vulcanice ce au dus la formarea bentonitei, au înfîlnit condiții variate de sedimentare, în apropierea țârmului.

BIBLIOGRAFIE

1. BRINDLEY G. X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 1951.
2. DÉRIBÉRÉ et ESME A. La bentonite, les argiles colloïdales et leurs emplis. Paris, 1951.
3. GRIMM R. Clay mineralogy. New York, 1953.
4. HAGEMANN F and SPYELDONES M. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 6 Notes on bentonites (k-bentonites) from the Oslo- Asker district. *Norsk. Geol. Tidss.* 35, Oslo, 1955,

5. KOCH A. R. Über den Petersberg-Illit. *Neues Jahr. für Min.* Stuttgart, 1958.
 6. MIHEEV I. Roentgenometriceskie opredeliteli mineralov. Moskva, 1957.
 7. TOKODY L. Der Bentonit von Komló. *Acta Geologica*, tom. III. 1—3. Budapest, 1955.
 8. VILUKOVA F. M. Metodiceskie rukovodstvo po petrografomineralogichescom izuceniu glin. Moskva, 1957.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ БЕНТОНИТОВ
ПЫРВОВЫ (БАНАТ)

Г. НЯКШУ

(Краткое содержание)

В области Пырвова (Банат) выявлены тортоные осадочные озерные отложения с перекрестной стратификацией, среди которых выделяются 3 горизонта: мергелисто-глинистый, песчаный и горизонт гравия. В верхней части песчаного горизонта отмечены в первый раз 3 бентонитовых уровня. В результате дифференциального термического анализа и рентгенодефектоскопии при помощи лучей «Х» было выявлено наличие иллита и монтмориллонита в межпластовой смеси. Кривая обезвоживания и замен катионов также подтверждает отношение 3:2, существующее между иллитом и монтмориллонитом.

В результате первичного превращения вулканического пепла образовался монтмориллонит. Позже в процессе диагенезиса образовались калиевые растворы вследствие превращения биотита в хлорит. В результате закрепления калия образовалась сеть межпластовой смеси: иллит-монтмориллонит.

Образование небольшого количества каолинита в бентоните произошло первично в результате отложения у берегов озера, расположенного в бассейне Бозович.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES BENTONITES
DE PÎRVOVA (BANAT)

PAR

G. NEACŞU

(Résumé)

Dans la région de Pîrvova (Banat) apparaissent des dépôts sédimentaires tortoniens lacustres, à stratification entrecroisée dans lesquels on a séparé 3 horizons: l'horizon marno-argileux, l'horizon sableux et l'horizon des graviers. À la partie

supérieure de l'horizon sableux sont signalés, pour la première fois, 3 niveaux de bentonites. Suivant l'analyse thermique différentielle et l'analyse roentgenographique on a pu déceler un mélange interstratifié d'illite et de montmorillonite. La courbe de déshydratation et l'échange des cations confirment le rapport 3:2 entre l'illite et la montmorillonite.

Au début, la transformation des cendres volcaniques a déterminé la formation de la montmorillonite. Ultérieurement, pendant le processus de diagénèse, lors de la transformation de la biotite en chlorite se sont formées des solutions potassiques. La fixation du potassium a entraîné la formation d'un réseau interstratifié illite-montmorillonite.

Nous considérons que la formation d'une quantité réduite de kaolinite dans les bentonites est due au dépôt qui a eu lieu initialement à proximité du littoral, dans les eaux lacustres du Bassin de Bozovici.

ASUPRA SILICOLITELOR CRETACICE INFERIOARE DIN CUVETA MARGINALĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI¹⁾

DE

I. BĂNCILĂ ȘI V. CORVIN PAPIU

Este cunoscut că între depozitele din Cuveta marginală a Carpaților orientali se cuprind pe alocuri jaspuri cu Radiolari. Sînt roce silicioase de culoare roșie, roșie-verde sau cenușie închisă, cu spărtură caracteristică în aşchii sau concoidală, în general dezvoltată sub forma de fîșii înguste și discontinue. Prezența acestor roce a fost constatată în condiții destul de diferite, astfel că astăzi putem deosebi jaspuri care urmează în succesiune directă pe dolomite triasic-medii, jaspuri intercalate între gresiile doggeriene și calcarele roșii cu *Aspidoceras acanthicus*, cum și jaspuri înglobate într-un complex detrito-piroclastic în condiții cu totul particulare, pe care le vom analiza în această notă.

Complexul detrito-piroclastic cu japsuri este lipsit de o stratificație clară, de obicei are o colorație cenușie-negricioasă cu constituție conglomeratic-brecioasă; se pot observa fragmente mai mult sau mai puțin rotunjite de roce eruptive bazice, de dolomite triasice, de gresii și de calcare jurasice.

Rocele silicioase constituie bancuri centimetrice sau decimetrice, care ating o grosime totală de 1—1,5 m, puțindu-se repeta la intervale de 10—15 m.

Pe hărțile geologice publicate (1, 2, 6) jaspurile dezvoltate în aceste condiții sunt atribuite Jurasicului mediu, de altfel ca și cele care se dispun peste dolomite. Observațiile făcute asupra a patru dintre cele mai caracteristice aflorimente ne conduc însă la concluzia că jaspurile complexului detrito-piroclastic trebuie încadrate, împreună cu rocele bazice care le însoresc, între depozitele Cretacicului inferior. În adevăr, între rocele bazice și jaspuri se relevă o legătură genetică directă, care reiese în special din asocierea constatătă a celor două tipuri de roce. Această legătură nu a fost relevată de diferiți cercetători anteriori.

HERBICH (3) admite că magmatismul bazic din Carpații orientali este cretacic. I. ATANASIU (1), deși afirmă clar vîrsta aptiană a unor roci bazice (serpentine și

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 decembrie 1958.

oficalcite) și își exprimă bănuiala că o parte din aceste roci ar putea să reprezinte curgeri de lave sau piroclastite, consideră jaspurile ca o formăjune cu totul independentă. Aceeași poziție o ia TH. KRÄUTNER (6). I. BĂNCILĂ (3) observă pentru un singur caz (masivul Condra-Ciuc) o relație între rocile bazice și japsuri, dar sub un aspect diferit de acela pe care-l vom descrie mai jos. VADÁSZ (9) admite că efuziunile bazice din regiunea Perșani—Hâghimaș sunt de vîrstă cretacic-inferioară. M. ILIE (4) arată corelația diabazelor din Perșani cu Cretacicul, dându-le, ca și în Munții Trascăului și Metaliferi, o interpretare tectonică, admitînd că serpentinele ar putea fi cretacice. M. ILIE, în Rărău (5), consideră jaspurile asociate cu diabaze de vîrstă permiană (P. Cailor), iar diabazele dintre Piatra Zimbrului, Todirescu și Izvorul Alb drept turonian-senoniene.

Relația jaspuri-diabaze a fost constatată și argumentată pe larg de V. CORVIN PAPIU în Masivul Drocea (7) și apoi în Cuveta Rărăului (8), confirmînd vîrsta cretacic-inferioară, acordată anterior, pentru ultimul caz, de TH. KRÄUTNER (6).

Proveniența materialului analizat

Motive independente de voința noastră nu ne-au permis să facem o colectare sistematică de jaspuri și de roci asociate lor. Considerăm totuși că punctele alese sunt caracteristice și suficiente pentru a permite să se tragă unele concluzii cu caracter general, care sunt menționate la sfîrșitul acestei note. Pe schițele anexate sunt menționate ivirile de jaspuri la care ne referim în studiul actual (fig. 1).

I v i r e a A 1 este situată în Pîrul Stînei, affluent pe stînga al pîrului Toșorog, la rîndul lui affluent al Bicazului, de asemenea pe stînga (fig. 1). Cum se constată din schiță, această ivire aparține umpluturii Cuvetei marginale din regiunea Bicaz-Tulgheș, fiind separată de Flișul vest-intern printr-o fîșie largă de șisturi cristaline, care suportă petece de dolomite triasice. În Valea Stînei complexul cu jaspuri se dezvoltă în direcția nord-sud și are două iviri mai clare, una spre vîrsare, alta în amonte cu cca 2 km. Materialul analizat provine din aflorimentul din aval, care se prezintă în condițiile arătate în schița alăturată (fig. 2).

I v i r e a A 2 este situată la fundul Văii Dămucului, începînd din Valea pîrului Baratoș, prin Valea Lupului pînă în culmea Poiana Fagului (Buckhavas), care constituie șeaua dintre văile Dămuc și Hideg. Zona de jaspuri este lungă de cca 3 km și lată de 20–30 m, încadrîndu-se în complexul Stratelor de Sinaia. Materialul analizat provine parte din șeaua Poiana Fagului (Buckhavas), parte de pe versantul sudic al acestei șei, unde se prezintă în condițiile arătate în schiță (fig. 3).

I v i r e a A 3 este situată în pîrul Salamașu Mic, affluent al pîrului Iavardi pe dreapta, aproape de confluența cu Valea Rece. În această regiune jaspurile se situează într-un complex de conglomerate care înfășoară capătul sudic al unei iviri de dolomite.

Ivirea A 4 este dezvoltată sub forma unei fișii de cca 4 km lungime care începe din Salamașu Mare și coboară pînă la pîrîul Covaci, avînd o lățime de maxi-

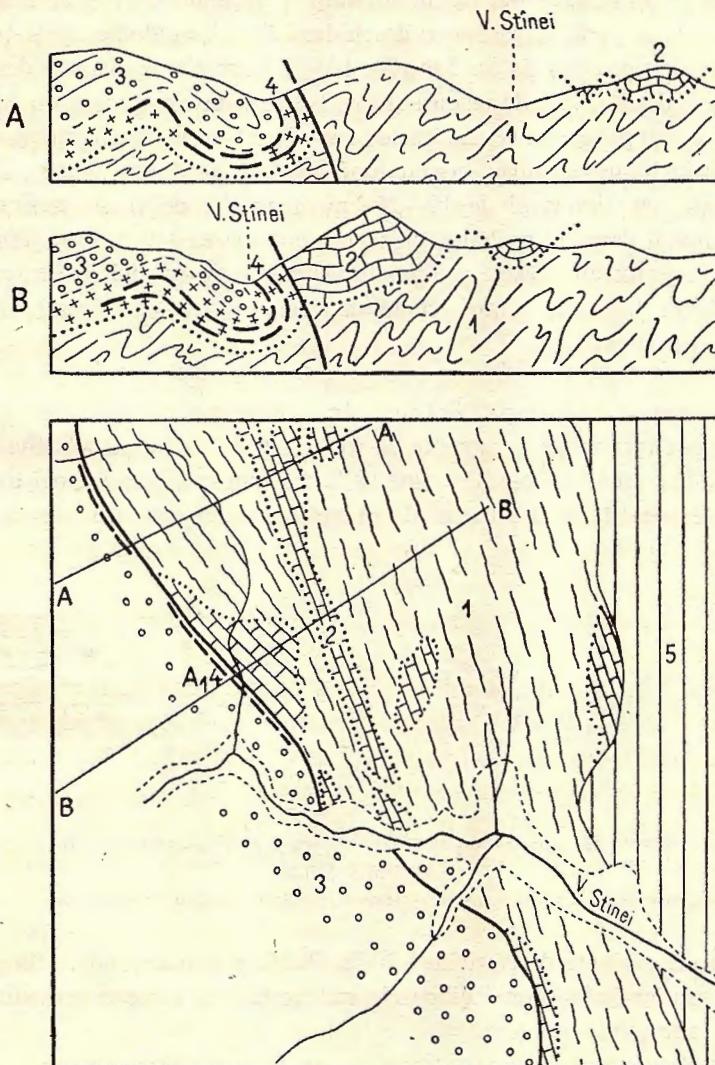


Fig. 1. — Aparițiile de silicolite din Valea Stînei — Toșorog.
1, șisturi cristaline; 2, dolomite triasice; 3, conglomerate cretacic inferioare; 4, silicolite; 5, Fliș cretacic; A₁, afiorimentul din Valea Stînei.

mum 20 m. Aceste japsuri se situează în baza unui complex de conglomerate care urmează o succesiune de strate cu *Aptychus*. Materialul analizat provine din pîrîul Salamașu Mare, unde se prezintă în condițiile arătate în schiță.

Descrierea litologică

I. Profil pe pîrîul Toșorog. Pe malul stîng al pîrîului Toșorog, în Pîrîul Stînei, la cca 300 m de la gură, se găsește o deschidere clară de aglomerate și tufuri diabazice care ating o grosime de cca 5 m (fig. 1 și 2). Între ele, la distanță de 1,5–2 m, se intercalează două nivele de jaspuri și argilite roșii-brune, groase de 30–60 cm, asociate cu roci argilo-detritice. La partea superioară, în masa cineritică, se găsesc diseminate cam la același nivel, concrețiuni sideritice de forme sferice, elipsoidale sau neregulate, cu diametrul de 10–25 cm, acoperite de cruste milimetrice de limonit. Pe malul drept al aceluiși pîrfu, în continuarea laterală a aglomeratelor, se dezvoltă conglomerate masive ce remaniază fragmente de roci diabazice, jaspuri, siderite, calcare jurasice, șisturi cristaline, etc, prezentând ciment piroclastic-calcaros și hematitic.

A) Aglomerate spilitice. În alcătuirea depozitului piroclastic principal se pot recunoaște fragmente de roci efuzive bazice, pirolastite și jaspuri preexistente, de dimensiuni psefite pînă la 75 cm, cuprinse într-o matrice cineritică. Matricea este constituită din material fin piroclastic de culoare cenușie deschisă

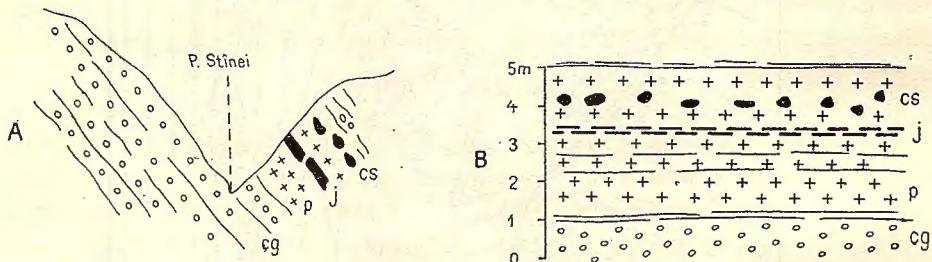


Fig. 2. — Alternanță de piroclastite diabazice (p) cu jaspuri asociate cu șisturi argiloase (j) în Pîrîul Stînei.

cs, concrețiuni sideritice; cg, conglomerate. A, profil; B, detaliu în versantul stîng.

și prezintă zone evidente de cloritizare și de silicifiere hidrotermală. Din materialul clastic vom examina aici numai diabazele spilitizate și pirolastite, jaspurile fiind descrise în capitolul următor.

1. Rocile diabazice spilitice (Pl. I, 1–2). Principalele roci eruptive bazice conținute în aglomerate sunt roci bazaltice ce prezintă varietăți impuse de condițiile de consolidare, avînd ca tip principal diabazele spilitizate, uneori uralitizate, cu treceri pînă la diabaze-spilitice porfiritice și diabaze spilitice vacuolare.

Rocile prezintă în genere structuri intersertale determinate de prezența baghetelor de plagioclazi maclați polisintetic, cu un conținut de 10–20% An

(constituind în medie 40% din masa rocei). În spațiile interstițiale apar minerale secundare produse atât pe seama sticlei bazice sau mineralelor femice total alterate hidrotermal, cît și, în subsidiar, pe seama feldspațiilor. Principalele minerale secundare sint:

Cloritul slab birefringent, care ocupă în genere interstițiiile, pătrunzînd uneori în feldspati pe fețele de clivaj și care este prezent adesea și în vacuole sau pe fisuri, avînd caracter criptocristalin;

Calcitul, alcătuind în medie 10—15%, invadînd adeseori masa rocei cu substituire baghetelor de feldspat, și care constituie umplutura principală a vacuolelor din varietățile vacuolare;

Uralitul alcătuind, în varietățile mai alterate, 10—20% din masa rocii și provenind pe seama unor piroxeni indeterminabili;

Oxizii fero-manganoși, rezultați din opacizarea mineralelor femice și a sticlei tachylitice, care invadează complet masa fundamentală a rocii, în unele varietăți vacuolare, sau conturează numai periferic vacuolele umplute cu prochlorit și calcit.

Rocile mai prezintă și ușoare indicii de silicifiere și de piritizare, produse în urma acțiunilor hidrotermale.

În faciesurile porfiritice se individualizează fenocristale de plagioclaz, de tipul menționat care pot constitui pînă la 25% din masa rocii, iar în cele vacuolare, prisme de plagioclazi au dimensiuni ce pot depăsi 1 mm, roca prezintănd zone evidente de silicifiere.

2. Piroclastite cu material detritic. Rocile aparținînd acestui tip litologic, datorită texturii lor compacte și culorii închise, pot fi confundate macroscopic cu spilitele; roca arată însă o proveniență mixtă, fiind rezultată din redepunerea în mediul marin a unui material piroclastic sticlos, în același timp cu materialul epiclastic și chiar cu resturi de organisme, luînd astfel caracterul de conglomerat căruia, mai cu seamă cimentul tufaceu, i-l adaugă și pe cel piroclastic, analogîndu-se în clasificația lui CORRENS și LINK, cu tufitele tipice (redepuse) din domeniul rocilor psamitice.

Materialul piroclastic preexistent este reprezentat prin fragmente de tufuri vitroclastice bazice, conținînd rare granule de cuarț detritic, rotunjite și de dimensiuni psamitice pînă la psefitice mici (0,30—2,00 mm) și alcătuind 65—75% din masa rocii.

Materialul epiclastic propriu zis este reprezentat prin cuarț colțuros, uneori chiar aşchios, cuprinzînd două fracțiuni granulometrice și anume: o fracțiune sub 0,25 mm, dominantă, și o fracțiune grosieră, de 0,50 — 0,75 mm, subordonată cantitativ de cca 10 ori precedentei.

Materialul organogen este reprezentat prin rare Foraminifere (Calcisfere și Nodosarii) prin sporadice plăci de Crinoide și fragmente de Bivalve.

Cimentul este constituit dintr-un material fin vitroclastic bazic (care se poate confunda uneori cu fragmentele de pirolastite preexistente), căruia î se adaugă, în proporție de 15—30 %, calcitul larg recristalizat, dar cu dezvoltare mai ales locală. Aceste provine, în bună parte, din substituirea materialului piroclastic prin calcit hidrotermal.

Roca prezintă întinse fenomene de piritizare hidrotermală (pînă la 40%) ce afectează mai ales masa cineritică în care s-a acumulat cu precădere pira, datorită caracterului său poros. Fragmentele de tufuri prezintă adeseori piritizarea portiunilor periferice.

În concluzie, roca a rezultat din acumularea, în domeniul neritic-litoral, a unui detritus heterogen (parte piroclastic preexistent) cu un material piroclastic erupt concomitant, și care a fost mineralizat apoi sub acțiuni hidrotermale.

Rezultă de aci că rocile din aglomeratele de la Toșorog provin atât din lava piritizată, cît și din roci preexistente ce fuseseră depuse în orizonturile inferioare. Între acestea din urmă se numără și roci jaspoide de tipul celor ce vor fi descrise în capitolul următor.

B) *Silicolite*. Rocile silicioase (jaspuri pînă la radiolarite) (Pl. I fig. 3—4, Pl. II fig. 1—3) care constituie elementul cel mai caracteristic al seriei sunt jaspurile de culoare brună și roșie, cu treceri către verde, cenușiu și chiar negru. Majoritatea rocilor au fost supuse la mineralizări, mai ales la silicificări ulterioare, hidrotermale, produse fie asupra rocii consolidate, fie asupra sedimentului recent într-o fază penecontemporană. Rocile conțin în genere o cantitate variabilă de material detritic terigen.

1. *Masa fundamentală. a) Silicea și fierul.* Masa fundamentală a jaspurilor roșii este alcătuită preponderent din silice de impregnație (calcedonită foarte fină) pigmentată cu o pulbere hematitică ce trece, prin concentrare și recristalizare în granule cu vagi tendințe spre idiomorfism. Nu se recunoaște nici o participație de material piroclastic (Pl. II. fig. 10).

În cazul jaspurilor negre și verzi-cenușii (eș. 17) predomină însă un material aproape izotrop, în care arareori se pot recunoaște contururi litoclastice. În general, aceste roci prezintă grade uneori avansate de silicificare secundară hidrotermală, procese care șterg, într-o măsură destul de avansată, structurile primare (fenomene ce se poate produce de altfel și sub influențe strict diagenetice).

Opalul hidrotermal se poate confunda cu sticla vulcanică; aceasta poate prezenta fenomene de devitrificare, care se pot confunda la rîndul lor cu ușoarele procese de recristalizare a silicei amorfă. Culoarea neagră sau cenușie închisă admitem că provine din materialul bazic vitroclastic, care prin alterare trece în clorit (nuante verzi). Sub acțiunea aporturilor hidrotermale se produce adeseori depigmentarea masei

fundamentale a jaspurilor roșii, cu trecerea hematitului în clorit, cum și stergerea structurii primare a organismelor. Cloritul apare local sub forma de impregnații neregulate asemenei unor nouri amorfă sau se individualizează pe alocuri în concentrații globulare sau de forme neregulate, criptocristaline. În genere însă, zonele depigmentate conțin granule fine verzuie (cloritice,) cărora li se pot adăuga granule de pirită. Pe seama lor hematitul poate reapărea secundar, datorită alterării superficiale.

În cazul unui jasp cataclazat intens și cu numeroase oglinzi de fricțiune (Pl. I, fig. 3) se constată că fierul a fost total spălat, din zonele depigmentate. Alternanța de zone hematitice și nehematitice reduse (verzi-cenușii) se poate urmări în unele jaspuri roșii (eșantion 15, jasp), unde determină microstratificația caracteristică. Textura orientată este scoasă în relief și de concentrarea pigmentului hematitic pe direcția stratificației, cum și în cavitățile Radiolarilor din zonele periferice (efect de diageneză și tasare). Este interesant de notat și prezența, în porțiunea periferică a zonelor menționate, a unor agregații ovale, circulare sau cu contururi neregulate, de magnetit granular, concentrate în zone bine definite. Este posibil ca aceste formațiuni să reprezinte fie acumulații magnetitice primare, fie hematit transformat diagenetic sau în urma activității susmenționate. Urmărind aceste caractere litologice într-un eșantion caracteristic (eș. 7. I) format din două părți, una roșie și alta cenușie-verzuie, constatăm următoarele (Pl. I, 3):

Zona roșie are caracterul unui jasp tipic cu numeroși Radiolari (60–80%) și cu rari spiculi monaxoni de Spongieri silicioși (aproape un radiolarit), pigmentat cu o pulbere de hematit. Testul organismelor este calcedonitic, iar în cavități, alături de silice, se găsesc și mici cantități de granule de oxizi ferici. Materialul detritic-aleuritic apare sporadic. Această zonă este delimitată de o linie sinuoasă de concentrare hematitică care taie la întâmplare formele de organisme silicioase.

Zona cenușie-verzuie este alcătuită din silice cripto-cristalină pigmentată cu granule de clorit (uneori de 0,04–0,05 mm) și intens silicifiată. Formele de Radiolari se disting vag, confundându-se adeseori în silicea masei fundamentale. Caracterul inițial al sedimentului se sterge treptat, pe măsură ce ne depărtăm de linia demarcatore de oxizi. Aceasta arată că soluțiile hidrotermale au pătruns în sedimentul în curs de consolidare prin zona depigmentată, slăbindu-și efectul mineralizator și reducător pe măsură ce avansau. Momentul în care activitatea lor a încetat total este marcat de stratul subțire de oxizi ce separă cele două zone.

Prezența piritei este legată, după toate probabilitățile, de activitatea juvenilă menționată. Din alterarea piritelor rezultă local granule de hematit. Se remarcă în mod evident o concentrare preferențială a piritei pe fisuri. Evoluția efectului hidrotermal se poate urmări foarte bine pe o fisură într-un jasp cu romboedri dolomitici (eș. 17) astfel:

În partea interioară apare o zonă subțire (0,17–0,50 mm) de pirită fin granulară continuă, din care granulele pătrund în mod discontinuu și neregulat în masa jaspoidă.

Urmează o zonă carbonată cu calcit recristalizat, maclat, în masa căruia apar forme circulare (poate Radiolari), conturate prin acumulări de oxizi și umplute de regulă cu calcit, iar mai rar, cu pirit (oxidat) sau cu clorit fin criptocristalin pînă la amorf.

Mai spre exterior urmează o zonă cloritică-lamelară, în care cloritul apare concrescut cu calcitul care, spre partea sa exterioară, se individualizează în forme ovale monocristaline, conturînd acumulări de pulberi verzui-albăstrui de clorite. În ambele zone se găsește cuarțina fibro-radiară, ce pătrunde cu precădere pe fisuri, asociindu-se cu cloritul. Apar de asemenea cavități circulare — probabil vechi Radiolari — umplute cu cuarț hidrotermal.

O ultimă zonă periferică este invadată de o mare cantitate de oxid feric (provenit probabil dintr-un pirit hidrotermal). Oxizii înconjoară formele de organisme și pătrund în porii testului, fără a interesa cavitatea, care este umplută cu silice sau cu silicat feros izotrop.

Este evidentă aici o acțiune de mineralizare hidrotermală care aduce pira, cuarțina și calcitul și care amplifică procesul de formare a cloritului, acțiune care a avut loc desigur după ce diageneza primară silicifiase sau cloritizase cavitățile Radiolarilor. Această activitate a stimulat și sericitizarea masivă a materialului argilos din preajma fisurilor. Oxidul feric este însă un produs recent de epigenезă.

Silicea masei fundamentale are deci două origini. Prima generație provine din scheletele organismelor (Radiolari și spiculi de Spongieri), cum și din precipitat singenetică anorganică. A doua generație este de natură hidrotermală, adusă în masa sedimentului încă neconsolidat total, nu mult timp după depunere (silicea penecontemporană). Deosebirea dintre cele două aporturi se poate face în parte, pentru unele cazuri, după cum am menționat, considerînd ca hidrotermală silicea amorfă, care a șters structura pirolastică a jaspurilor negre și verzi-cenușii. La aceasta trebuie să mai adăugăm faptul că, în vreme ce calcedonia primară are alungire negativă (calcedonita), cea de natură hidrotermală are alungirea pozitivă (cuarțina).

b) Materialul argilos. Prezența argilei în sedimentul de origine este trădată la majoritatea silicolitelor în primul rînd de sericitul care se întâlnește aproape în toate probele, constituind solzi fini dispuși haotic în masa fundamentală (produse de epigeneză), cum și de unele acumulări cloritice despre care am vorbit. În rocile mai slab metamorfozate (eș. 15 T) argila se găsește însă ca atare și cantitatea sa poate crește foarte mult, conducînd spre forme de jaspuri argiloase.

c) Carbontul. În ansamblu, seria poate fi considerată ca lipsită de carbonați, cantitativ participația lor fiind arareori demnă de luat în considerație (în afară natural de cea de pe fisuri). Am menționat mai sus aporturile hidrotermale de calcit. În unele jaspuri roșii (eș. 15) la marginea zonei depigmentate apar concentrări alungite de calcit granular reprezentînd poate Radiolari calcitizați și apoi

deformați mecanic. În jaspurile cenușii și negre se întâlnesc însă romboedri idiomorfi uneori grupați în aggregate sau diseminați la întâmplare. În eșantionul din Pl. II, fig. 1 se recunoaște încă bine structura primară parțial organogenă. Romboedrii apar adeseori în cavitatea Radiolarilor sau le întretaie conturul. Alcătuiesc 5–20% din masa rocii. În unele aggregate, formele idiomorfe nu se mai recunosc. În zonele de fisurare, mai cu seamă, apar granulele înconjurate de cruste subțiri de hematit. Din modul de prezentare al acestor granule fine de pe fisuri, înclinăm să credem că reprezintă depuneri hidrotermale de pirită, oxitate diagenetic. În centrul romboedrilor se găsesc concentrări fin granulare de calcit care presupunem că ar fi reprezentat centrii inițiali de atracție pentru carbonatul ce se depune apoi în structura reticulară romboedrică.

Într-un stadiu mai avansat (eș. 17, Pl. II, fig. 2) romboedrii au o dezvoltare masivă și prezintă structura concentrică în jurul unor nuclee de carbonați fin granulari de oxizi sau de clorit. Însumează pînă la 35% din rocă. Masa fundamentală a jaspului este constituită din materialul silico-piroclastic aproade izotrop, menționat și apare intens silicifiată hidrotermal. Structura primară este ștearsă, iar pigmentarea rezultă din amestecul de sticlă bazică, clorit și granule de oxizi. Este probabil că romboedrii din primul caz sunt calcitici, iar cei concentrici din secundul, dolomitici. Ei provin din acțiunea soluțiilor juvenile, care au dizolvat materialul carbonatat, detritic, și l-au depus apoi la un pH scăzut pentru romboedrii calcitici și la unul superior și poate la o temperatură mai ridicată pentru cei dolomitici. Prezența cloritului sau a unor granule piritice în centrul romboedrilor rezultă din depuneri inițiale hidrotermale. Pentru completarea imaginii silicolitelor carbonatace, menționăm existența unor concrețiuni sideritice cu granule aproape idiomorfe de sideroză, identificate în materialul remaniat în conglomeratele de pe malul drept al Pîrîului Stînei la același nivel cu silicolitele și aglomeratele descrise. Considerăm că este vorba despre silicifierea hidrotermală a unor concrețiuni sideritice sau eventual despre un jasp în care condițiile de redoxipotențial ale soluțiilor ulterioare au determinat depunerea siderozei (Pl. II, fig. 3). Asupra acestei chestiuni vom reveni în cele ce urmează.

d) Materialul detritic. Majoritatea jaspurilor și chiar radiolaritele conțin o cantitate de material detritic, dovedind un continuu apport continental în timpul sedimentării. Proveniența acestui material ca și a materialului argilos este din aria cristalino-mezozoică. Cantitatea de material detritic variază pe o scară foarte întinsă, putînd lipsi pe alocuri cu desăvîrsire. În general este vorba despre cuart metamorfic de dimensiuni aleuritice, arareori trecînd de 0,1 mm Ø, asociat cu muscovit lamelar de dimensiuni superioare, cărora li se adaugă sporadic zircon, staurolit. În unele cazuri (eș. 5, Pl. I, fig. 4) detritusul mineral este dispus uniform și constituie 25–30% din masa rocii, fiind concentrat cu precădere în zonele depigmentate, fapt care arată că soluțiile juvenile au pătruns acolo unde porozitatea a

fost mai mare. În alte cazuri (eș. 15) se constată o sortare care reflectă ritmicitatea în depunere. În zonele detritice, groase de cca 1 mm, materialul detritic diseminat, constituie 55—85%, dând roci caracterul de aleurolit cu ciment bazal pînă la pelicular (Pl. II, fig. 11). În cele intermediare, groase de 2—4 mm, cantitatea scade la 10—15% pînă la completa dispariție. Primele au un caracter discontinuu, iar uneori sunt ramificate, dovedind că sedimentarea avea loc sub influența unor curenți care amestecau materialul adus de pe continent cu silicea de natură organogenă și eruptivă, în curs de precipitare.

Resturile organice arată unele «momente» de explozie în care Radiolarii ajung să constituie 80—100% din masa rocii, alternând cu «momente» în care cantitatea lor scade simțitor. Procesul este probabil determinat de evoluția soluțiilor silicatace din apele marine, ca o consecință a aporturilor vulcanice. Formele de *Spumellaria* domină categoric asupra celor de *Nassellaria* (*Lithocampe*, *Tricolacapsa*, etc.). Alături de forme variate și dominante de *Sphaeroidea* (*Coenosphaera*, *Ropalastrum*, etc.) se întâlnesc frecvență spiculi de *Collodaria*. Spiculii de Spongieri (monaxoni și tetraxonii) sunt cu mult mai rari, sub 1/10 din numărul de Radiolari.

C) *Roci argilo-detritice*. În afară de silicolite, în intercalăriile dintre cineritele spilitice se întâlnesc roce detritice (grezoase și aleuritice) și argiloase, de culoare roșie-brună pînă la brună-cenușie, marind episoadele în care sedimentarea silicei încețează, lăsînd să se depună sedimente obișnuite, strict terigene. Aceste roci pot fi derivate din rocile silicioase citate prin diminuarea cantității de silice. Se deosebește astfel un tip litologic fin granular, aleuro-argilitic (cu 75—85% material detritic), pigmentat cu oxizi ferici, prezintănd zone de cloritizare și granule de pirit, efecte ale influențelor hidrotermale și un tip grosier (grezos) cu structura psamitică fină și cu ciment calcaros. Acesta din urmă conține cca 60% material detritic (quarț, muscovit, foarte puțin biotit cloritizat și albit colțuros). Se remarcă deci totala absență a materialului de natură efuzivă bazică, de altfel ca și a aporturilor de silice.

În ciment se recunosc: a) calcit provenit din materialul organic și din precipitarea bacteriană; b) silicat feros verde (clorit) individualizat atât sub formă de granule ce amintesc pînă la un punct glauconitul, cât și sub formă difuză, concrescut cu cimentul calcitului; c) pigment coloid de monosulfură fieroasă ce trece local în granule agregate de pirită cum și granule rezultate probabil din concentrarea originară în interiorul testurilor de Foraminifere, care au fost dizolvate apoi dia-genetic. Se recunosc, în general estomilate diagenetic, resturi de organisme calcaroase: fragmente de Bivalve, fragmente de organisme coloniale cu cavitatele pirotoase, Foraminifere hialine și fragmente (monocristali calcitici) de Echinoderme. Dacă roca nu provine dintr-un orizont inferior, fiind spartă de explozia diabazică și apoi remaniată în aglomerate, dacă oglindește prin urmare o fază de sedimentare intervenită în cursul acumulării depozitelor pe care le urmărim, ea ne indică o încetare

totală de moment a influențelor juvenile și intervenirea unei sedimentări neritice, cu resturi de organisme și cu evoluția mediului de la oxidant la reducător, prin apariția cloritului și apoi a sulfurilor sedimentogene. Dată fiind mica dezvoltare a rocilor argilo-detritice, considerăm că aceste episoade au avut o durată foarte scurtă.

Apariția unui calcar piritos, cu material argilos și cu un adaos de 10% material aleuritic (eș. 2 cT), în care se remarcă prezența unor aşchii alungite de cuarț, dovedind o lipsă aproape totală de transport, pare a pleda în sensul celor afirmate mai sus. Roca poate fi derivată de la precedenta, prin diminuarea cantității de material detritic și de argilă, cum și prin accentuarea condițiilor reducătoare din mediul de sedimentare.

D) Concrețiunile sideritice. Situate spre partea superioară a formațiunii piroclastice, concrețiunile sideritice rezultă, după toate probabilitățile, din precipitarea carbonatului de fier din soluțiile vadoase de infiltratie — a căror capacitate de dizolvare a fost mărită prin aportul mofetic de CO_2 — ce a urmat erupției bazice, antrenând sub formă de bicarbonat fierul din tufurile și aglomeratele parcuse. În deplasarea sa ascendentă, gazul juvenil a înfilzat ape de infiltratie descendente, la un nivel care, după toate probabilitățile, se suprapune într-o mare măsură peste actualul orizont sideritifer.

Concrețiunile sideritice au forme neregulate, în genere rotunde sau ovale, și prezintă periferic o crustă brună de limonit. În interior sunt albe pînă la cenușii închise și cu o constituție foarte omogenă. Structura fin granulară rezultată din agregarea unor granule de sideroză isometrice, criptocristaline cu pleocrism evident și cu $D = 0,025$ mm. În această masă apar, cu totul sporadic, granule alfitice ($0,02-0,6$ mm) de cuarț metamorfic și de muscovit și foarte rare concentrații de oxizi feromanganosi, proveniți din oxidarea ulterioară a carbonatului. O concrețiune sideritică remaniată în conglomeratele din apropiere prezintă la microscop o masă tulbure incoloră și isotropă (60—80%) în care apar granulele citate de siderit (Pl. III, fig. 16). Această masă admitem că reprezintă un carbonat amorf amestecat intim cu silice coloidală, poate de origine hidrotermală. Carbonatul a metasomatizat probabil materialul piroclastic, din sedimentul de origine subzistind doar granulele detritice de cuarț.

E) Conglomeratul cu ciment cineritic — calcaros. Din cercetarea alcătuirii petrografice a conglomeratelor care apar în imediată legătură cu formațiunea examinată rezultă o constituție extrem de heterogenă. Cimentul este calcaros, piroclastic sau constituit din oxizi ferici, redus uneori cantitativ la simple pelicule. Ciment silicios asemenea celui din conglomeratele de la Iavardi nu a fost recunoscut, dar desigur că local trebuie să apară. Un eșantion din imediată apropiere a aflorimentului prezintă următoarele tipuri de roci remaniate: 1. roci

metamorfice: *a*) gnaisse cloritice cu cristaloblaste mari de albit; *b*) fragmente de cuarț filonian și metamorfic; *c*) metacuarțite uneori cu clorit, muscovit și granat; 2. roci sedimentare: *a*) calcare recifale; *b*) calcare fin granulare; *c*) calcare detritice recristalizate, cu rare granule de cuarț și lame de muscovit; *d*) gresii cu ciment piroclastic, cu granule izometrice, de cuarț metamorfic și cu ciment feruginos, pelicular; 3. roci bazice spilitizate.

Aceste roci sănt acumulate într-o zonă litorală, și prezintă, după cum vom arăta, variații laterale spre aglomerate prin roci de tipul celor descrise la capitolul despre aglomerate.

F) *Concluzii petrogenetice.* Urmărirea raporturilor dintre diversele tipuri de roci descrise, cum și a caracterelor lor petrografice, permite să se tragă următoarele concluzii:

1. În Cretacicul inferior, au avut loc în regiunea Toșorog, erupții bazice submarine într-o zonă neritică-litorală, cum și pe aria continentală din apropiere, cu formare de roci diabazice spilitizate, cu albit și oligoclaz. Tufurile acestora, depuse pe continent, au fost apoi transportate în zona litorală — în zăcămînt secundar — unde s-au amestecat cu materialul epiclastic, organogen, cum și cu cel piroclastic, erupt submarin sau subaerian, concomitent sedimentării (într-o fază sincronă). Erupții ulterioare au sfârîmat rocile orizonturilor mai vechi de lavă și de pirolastite, materialul fragmentar rezultat sedimentîndu-se apoi odată cu bombele, lapiliile și cenușile noilor erupții. Manifestațiile hidrotermale piritizează și calcitează ulterior cu precădere materialul piroclastic din ciment.

În zona litorală se acumulau în acest timp pietrișuri grosiere, în care se amesteca și materialul piroclastic. Local însă aportul piroclastic depășea pe cel continental rămînînd chiar exclusiv. Din aceste sedimete inițiale au luat naștere apoi conglomeratele cu ciment piroclastic-calcaros, care trec lateral spre aglomerate (tipuri strict piroclastice).

2. În largul zonei neritice materialul piroclastic a determinat apariția silicitelor cu Radiolari, intercalate între pirolastite. În momentele de acalmie se depuneau local sedimetele detrito-argiloase, fără procesele de silicifiere menționate, iar mediul evoluă temporar spre anaerob.

3. Între vulcanism și sedimentogeneză ne apare deci o continuă corelație, aceasta din urmă fiind controlată în toată desfășurarea sa de aporturi eruptive. Astfel, în afară de materialul piroclastic și detritic citat mai sus, se mai remarcă următoarele procese:

a) În faza singenetică, activitatea vulcanică a determinat precipitarea jaspurilor (care înglobează și materialul epiclastic ce se acumulează concomitent), prin stimularea dezvoltării Radiolarilor și prin aporturi sincrone de silice juvenilă.

b) Într-o fază penecontemporană, în sedimentul mobil, aporturile hidrotermale produc silicifierea secundară, spălarea oxizilor ferici și determină local jocul condițiilor oxido-reducătoare, cu apariția succesivă de minerale specifice. Soluțiile juvenile acide dizolvă carbonații din sedimentele preexistente, spre a le depune apoi în masa sedimentului silicios, funcție de evoluția acidității lor. Se formează astfel jaspurile cu cristale de calcit, în anumite condiții, și de dolomit la pH-uri mai alcaline și la temperaturi mai ridicate. Carbonatul de magneziu, își are, în bună parte, originea în dolomitele triasice prin care au străbătut soluțiile hidrotermale, aşa cum rezultă și din raportul dintre cimentul conglomeratelor și dolomitele remaniate de la Iavardi, în care procesul de dizolvare este evident. Poate că tot această acțiune a determinat caracterul silicolitelor cu sideroză, remaniate în conglomerate.

c) Activitatea hidrotermală continuă însă și după litificarea sedimentului, efectul fiind silicifierea și piritizarea fisurilor și interstițiilor rocilor.

d) Faza mofetică aduce un aport de CO_2 care trece în soluție în apele de infiltrație, antrenează fierul din materialul piroclastic și îl depune apoi, sub formă de sideroză, în nivelul cu concrețiuni sideritice, citat.

e) Etapa singenetică apare deci influențată de erupția propriu zisă, în timp ce etapele următoare (b și c) de fază hidrotermală, iar etapa finală (d) de aporturile mofetice (CO_2), de la finele activității magmatice.

4. Aporturile terigene furnizează continuu materialul detritic și argilos aflat în majoritatea rocilor citate care rămîne exclusiv în momentele de stagnare a activității vulcanice și înclesnește formarea depozitelor argilo-detritice.

II. Ivirea de sub șeaua Poiana Fagului (Buckhavas) versantul sudic. Aflorimentul se găsește pe dreapta drumului ce coboară în serpentină din șeaua Poiana Fagului (Buckhavas) în Valea Rece (fig. 3) la cota 1250 și face parte dintr-o fâșie lungă de

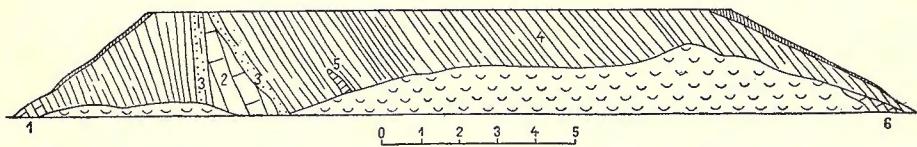


Fig. 3. — Silicolitele de pe versantul sudic al Culmii Poiana Fagului.
1, calcare și marno-calcare; 2, opalit hidrotermal; 3, zona de tranziție; 4, roci argilo-detritice-piroclastice;
5, fragmente de conifer silicifiat; 6, marno-calcare.

cca 3 km care se continuă spre N, în bazinul Dămucului, pînă în V. Lupului.

Deschisă pe o întindere de 20–30 m, zona de silicolite apare ca o intercalație în formațiunea Stratelor de Sinaia care, în apropierea limitei cu cristalinul, prezintă aspectul Stratelor cu *Aptychus*, asemenea unor calcar litografice silicificate (es. 22.,

Pl. I. fig. 1). Zona cu silicolite se prezintă ca o succesiune de șisturi dure, foarte casante și friabile, uneori chiar sticloase, de culoare neagră, cu oxizi ferici pe fețele stratelor, în care se recunosc, uneori și megascopic, lame de muscovit (eș. 23, Pl. III. fig. 1). Către partea din aval a aflorimentului, apare o intercalație silicioasă de culoare roșie și verde, străbătută de vine de silice albă, care se dezvoltă mai mult sau mai puțin concordant în serie, pătrunzînd difuz în fisurile și chiar în masa formațiunii de bază (eș. 24). În apropierea ei apar roce de culoare brună-roșcată, corespunzînd unor marne grezoase obișnuite (eș. 25). Tot în această zonă se găsesc fragmente dure de trunchiuri silicificate de Conifere.

Studiul microscopic al formațiunii indică următoarele caractere litologice :

A) *Strate cu Aptychus.* Bancul dur și compact din succesiunea de calcare litografice ce limitează în amonte formațiunea silicifiată prezintă caracterele fiziografice obișnuite ale calcarelor litografice, dovedind o ușoară influență hidrotermală (Pl. IV, fig. 21). Roca este alcătuitură din calcar criptogranular, în asociație cu un mic procent de argilă, în masa căruia apar resturi organice total diagenizate, umplute cu calcit fibro-radiar, cum și granule de calcit recristalizat. Formele circulare reprezintă probabil și în acest caz schelete de Radiolari, iar cele alungite, spicile de Spongieri silicioși calcitizați. Aceste forme se acumulează local, constituind pînă la 40% din masa rocii, sau se dispun în zone stratiforme de cca 2 mm grosime, indicînd o periodicitate în dezvoltare. Foarte rar apar granule aleuritice de cuarț detritic de origine metamorfică sau lame de muscovit. Pe fisuri se găsește depusă pîrîtă fin granulară, concentrată mai ales în zona periferică, la contactul cu calcarul. Centrul fisurilor mai mari este ocupat de calcit recristalizat. În aceste cavități se recunosc fragmente de calcare rezultate din diaclazare, prezintînd treceri gradate spre zonele recristalizate și dovedind intervenția unor soluții care au depus calcitul dizolvat din însăși calcarul rocii (autocimentare). Prin fisurile cele mai fine, pirita pătrunde în interiorul rocii, localizîndu-se în unele cavități sau în organisme. De asemenea, zone subțiri de calcit recristalizat străbat sinuos masa calcarului litografic, indicînd circulația soluțiilor. Este vorba desigur despre o influență hidrotermală manifestată la o distanță ceva mai mare de locul erupției, care a mineralizat și recristalizat un calcar perfect litificat. Silicea rezultată din organisme sau de natură hidrotermală nu se recunoaște, fie găsindu-se într-un amestec foarte intim cu calcitul, fie că a fost îndepărtată pe cale diagenetică, aşa cum se constată și la alte calcare litografice.

B) *Rocile detrito-piroclastice.* Șisturile negre cu material detritic (eș. 23, pl. III, fig. 1), care reprezintă principalul component al seriei, au un caracter heterogen; constituția și structura lor variază chiar în interiorul aceleiași secțiuni microscopice, dovedind prin aceasta o remarcabilă variabilitate

a condițiilor de acumulare. Masa fundamentală a rocii prezintă un aspect mai mult sau mai puțin uniform, fiind în bună măsură isotropă, și are culoare brună. Local, apar culori slabe de birefringență, indicând fie recristalizarea unui material silicios amorf, fie devitrificarea unui material vitroclastic bazic. Admitem că avem de-a face aici cu ambele procese, găsindu-ne în prezență unui material piroclastic silicifiat secundar. Odată cu acumularea acestui material, provenit direct din explozii sau dintr-un depozit continental preexistent, s-a depus o cantitate de argilă, transformată deseori în sericit, cum și un adaos, remarcabil uneori, de material epiclastic de natură metamorfică (cuarț, moscovit și arareori zircon). Acumularea locală a acestor compoziții conduce pînă la șisturi aleuropelitice (materialul detritic subrotunjit avînd 0,08—0,05 mm), cu predominarea categorică a cuarțului, sau chiar pînă la gresii fine cu ciment de peliculă (conținînd pînă la 50% cuarț și muscovit) în proporții uneori analoge.

Din modul de distribuire al acestui material, rezultă că sedimentarea a fost în continuu influențată de curenti de fund. Dispoziția materialului epiclastic este uneori lentiformă (cu grosimi pînă la 0,5 mm, ce diminuează lateral pe distanțe de maximum 5 cm), alteori haotică sau pe direcții ce se anastomozează. În general, în rocă apar sporadic forme sferice de Radiolari, care uneori se acumulează masiv, alcătuind 50—70% din masa rocii. Testul acestora este conservat în clorit sau este complet îndepărtat prin diageneză. Cavitatea este umplută cu silice criptocristalină asociată cu granule cloritice în primul caz și cu silice curată, uneori cu câteva granule de pirită ce poate trece în oxid feric, în cel de al doilea. Arareori cavitatea este total umplută cu pirită. În afara de Radiolari se recunosc rare spiculi monoaxoni de Spongieri, cum și sporadice Foraminifere silicificate. Mineralele de neoformăriune sunt: a) granule de pirită răspîndite difuz sau aglutinate local, ce dovedesc pe alocuri afinități pentru resturile organice; b) clorit amorf sau criptocristalin difuz în unele zone ale rocii, alteori strîns în concentrații locale; c) granule de carbonat înconjurate de cruste fine de hematit (ankerit ?); d) calcedonie în masa fundamentală, constituind silicea de impregnație și cimentare; e) oxizi de fier de alterare. Menționăm, pe lîngă acestea, prezența unor formațiuni minerale sferice isotrope, sparte în toate direcțiile, ce par a fi rezultat printr-o precipitare bruscă din coloizii silicatați, sub influențe juvenile, urmate de o parțială deshidratare. Pigmentul negru provine din material vitroclastic bazic, căruia î se adaogă poate și un material hidrotoilitic organogen, depus într-un mediu slab aerisit.

În lumina acestor date, rocile descrise ne apar ca niște depozite mixte argilo-detrito-piroclastice, cu adasuri de organisme silicioase (Radiolari), generate în parte de însăși activitatea vulcanică și supuse apoi unor avansate schimburi diagenetice și unor ușoare influențe hidrotermale. Pe lîngă aporturi minerale, acestea din urmă au determinat poate chiar trecerea hidrotoilitului sedimentogen, în pirită.

C) *Roci argilo-detritice.* Am menționat intercalațiile, destul de sporadice de altfel, de roci argilo-detritice normale (eș. 25), lipsite de aporturi piroclastice sau juvenile, caracteristice pentru tipul litologic descris mai sus. Aceste roci reprezintă șisturi marnoase, marno-aleuritice pînă la grezoase. Au culoarea brună sau brună-roșcată și prezintă în genere zone verzui (cloritice), rezultate din circulația unor soluții reducătoare. Sporadic, apar Radiolari cu testul cloritizat și umpluți cu calcit de neoformăriune. Concentrările locale de calcit sau de clorit fibros indică probabil vechi resturi organice diagenizate. Materialul detritic (cel puțin 5–15% în șisturile marnoase) este constituit din cuarț metamorfic colțuros, care arăreori depășește 0,2 mm, asociat cu cantități inferioare de muscovit (pînă la 1/4 din cantitatea cuarțului, în unele gresii). Sporadic apar minusculе fragmente de cuarț sau de șisturi cloritice ce depășesc 1 mm diametru. Distribuția materialului detritic arată și în acest caz influența unor curenti locali, în timpul sedimentării. Pigmentul rociilor este o pulbere fină hematitică, ca și la jaspuri.

Influențe hidrotermale nu se recunosc decât poate numai în zonele de reducere menționate, în care oxizi ferici trec în clorite.

D) *Silicolitul hidrotermal.* (eș. 24, pl. III, fig. 2). Direcțiile de pătrundere a soluțiilor hidrotermale sunt marcate de apariția zonei silicioase menționate, în care pigmentarea masei impregnate se face după condițiile de oxidoreducere, fie cu silicati feroși (verde) fie cu oxizi ferici (roșu). Roca fundamentală este intens metamorfozată și substituită cu silice hidrotermală. Structura relictă mai apare în diverse puncte sub formă unor cîmpuri circulare sau cu limite sinuoase, încunjurate de vine de calcedonită fibro-radiară, ce trece periferic la cuarț fin granular. Structura primară a rocii este total ștearsă în aceste zone; formele de Radiolari nu se recunosc, fiind înlocuite prin depunerile de opal. Totodată are loc și o depigmentare generală, cu apariția unor granule cloritice. Materialul detritic nemodificat rămîne relict din roca inițială. Local se pot urmări succesiv următoarele zone mineralogice (uneori de la centru spre periferie):

1. O zonă calcedonitică cu snopi de fibre alungite de silice cu orientare pozitivă, perpendicularare pe suprafață. Calcedonita pătrunde pe fisuri anastomozate în roca.
2. O zonă silico-hematitică, în care calcedonitei i se adaugă un pigment hematitic abundant. Trecerea între zone se face gradat.
3. O zonă silico-cloritică, în care cloritul ia treptat locul hematitului, avînd caracter amorf pînă la criptocristalin.

Textura mamelonară și concentrică pe care o prezintă depunerile acestor minerale pe fisuri, indică natura coloidală a soluțiilor generatoare. Trecerea hematitului în clorit arată că valoarea redoxipotențialului acestor soluții a variat în timp, funcție de distanța de roca pe care o pătrundeau, și că modificarea a fost impusă, într-o oarecare măsură, și de materialele dizolvate din această rocă.

E) *Trunchiuri de Conifere silicificate.* Deosebit de interesantă este prezența în masa rocilor detrito-piroclastice a unor fragmente de trunchiuri silicificate (Pl. III, fig. 1–4), excepțional de bine păstrate. La microscop se recunosc perfect vasele areolate și spiralate, celulele razelor medulare conservate în silice bituminoasă, cum și celulele secretoare de răsină. Rezultă din toate acestea că suntem în prezență unor trunchiuri de Conifere prăvălite de erupții în marea din apropiere, unde au fost incluse apoi în cenușile vulcanice care au furnizat și silicea necesară proceselor de înlocuire diagenetică. Cenușa, împreună cu Radiolarii ce s-au dezvoltat în apele marine, este pătrunsă în interstițiile și crăpăturile acestor trunchiuri. Aci au fost fosilizate, în condiții optime, caracterele permisind chiar determinarea lor specifică (*Coenosphaera*, *Ropallastrum*, *Lithocampe*, etc.).

F) *Concluzii litogenetice.* În lumina celor expuse mai sus, rezultă că în timpul Cretacicului inferior aveau loc și în regiunea Poiana Fagului (Buckhavas) erupții bazice subaeriene și submarine. Materialul vitroclastic se acumula, direct sau după o prealabilă depunere continentală, într-o mare pe fundul căreia domnea un mediu geochimic anaerob, culoarea neagră a sedimentelor având, în acest caz special, o dublă origine: sticla tachylitică și hidrotroilitul asociat cu materia organică. Faptul că nu întâlnim pirolastite grosiere (aglomerate) arată că procesul se producea într-o zonă depărtată de centrele de erupție, în care materialul era dus fie prin curenți, fie eolian. Diogeneza șterge apoi caracterele primare ale materialului acumulat, iar activitatea hidrotermală continuă procesul, introducînd sau stimulînd formarea de minerale noi (pirită, silice, clorit). Fragmentele de Conifere silicificate provin de pe continent, smulse poate chiar de forța exploziei vulcanice și purtate apoi de curenți pînă în zone depărtate de țărm. Momentele aerobe și lipsite de vulcanism sunt marcate de sedimente argilo-detritice brune-roșcate, în care influențele hidrotermale produc zone de reducere și cloritizare.

III. Alte silicolite cretacic-inférieure. În afară de regiunile citate, au mai fost examineate silicifierile și rocile conexe din alte cîteva puncte învecinate, pe care le prezentăm în cele ce urmează.

A) *Șeaua Poiana Fagului (Buckhavas)* (eș. 20). Aceste roci se cuprind în aceeași fișie cu precedentele și se pot observa chiar pe șeaua care desparte basinul pîrului Dămuc, affluent al Bicazului, pe pîrul Hideg, affluent al Trotușului.

În seria argilo-carbonatată a Stratelor de Sinaia apar intercalații de silicolite cu aspect cornos de silexuri, de culoare albăstrui-cenușie-negricioasă, cu spărtură așchioasă-colțuroasă și foarte dură. Studiul fiziografic arată o masă fină de calcedonie fibroasă, în care acumulări de pulberi de oxizi conturează vag forme de

Radiolari estompată. Oxizii, deși se găsesc și difuzi în masa rocii, arată totuși o afinitate pentru resturile organice. Sporadic apar Radiolari mai bine conservați, umpluți cu clorit amorf, și spiculi monaxonii de Spongieri silicioși cu canalul cloritizat. Se mai remarcă deasemeni depuneri circulare de opal cu centrul calcedonitic, cum și zone de calcit fin granular sau aglutinat. Pirita apare sub formă de rare granule (de 0,04—0,05 mm) răspândite în toată masa rocii sau concentrate preferențial pe fisuri. Pulperea de oxizi menționată provine din oxidarea diagenetică a piritei.

Materialul detritic este sporadic și reprezentat prin granule aleuritice, colțuroase, de cuart metamorfic și prin foarte rare lame de muscovit.

Sub raport litogenetic, roca ne apare deci ca un jasp cu Radiolari, care a suferit intense influențe hidrotermale, legate de erupții, ce nu se recunosc însă în imediata apropiere a aflorimentului.

B) *Salamas u Mic (P. Iavardi)*. Jasprile colectate la terminația sudică a masivului dolomitic retezat de pîrîul Iavardi (es. 28 și es. 29, pl. V, fig. 3), sunt roci silicioase dure, compacte, roșii-brune, uneori cu o orientare în microstrate foarte fine. Se deosebesc două tipuri litologice: un tip normal și un tip transformat prin acțiuni hidrotermale. Primul tip corespunde unor radiolarite propriu-zise, alcătuite dintr-o acumulare de testuri apartinând, în majoritate categorică, grupei *Spumellaria* (*Coenospaera*, *Ropalastrum*, *Stylosphaerida*, etc.) și cu rare forme de *Nassellaria* (*Lithocampe*, etc.). Se mai adaugă o mică cantitate de spiculi de Spongieri, silicioși în genere sub 10% din cantitatea materialului omogen, arareori pînă la 20%. Matricea este silico-hematitică și provine, după toate probabilitățile, din silicea organismelor. Material detritic nu se recunoaște.

Radiolaritele cu influențele hidrotermale prezintă o evidentă microorientare, în care microstratele nemetamorfozate alternează cu microstrate transformate hidrotermal. Zonele normale sunt alcătuite din silice criptocristalină pigmentată cu pulbere hematitică. Resturile organice constituie 20—40% din masa rocii. Predomină net forme de *Spumellaria*, cărora li se adaugă spiculi de Spongieri monaxonii, cam de 15 ori inferiori cantitatativ. Materialul epiclastic, aleuritic, constituie mai cu seamă din lame muscovitice, apare sporadic. Umplutura Radiolarilor este calcedonitică sau hematitică.

Zonele hidrotermalizate prezintă cîmpuri depigmentate cu forme mici ocelare sau mai întinse și alungite paralel cu sistozitatea, constituind cca 80% din masa rocii. Marginea acestor cîmpuri este marcată de o concentrare de pigment hematitic ce tăie la întîmplare formele de organisme, dovedind efectul unor soluții care au pătruns ulterior în rocă. Pe de altă parte, silicea de neoformăjune a șters structura organogenă primară. Formele de Radiolari se recunosc mai bine în zona periferică

a cîmpurilor depigmentate, uneori fiind umplute cu hematit, întrucît soluțiile reducătoare nu au pătruns în aceste cazuri prin pori în interiorul testurilor. Zonele prin care au circulat soluțiile se caracterizează în general prin cantități mult mai ridicate de material epiclastic (și deci printr-o porozitate crescută).

În masa calcedonitică din zonele depigmentate se găsesc numeroși romboedri de calcit idiomorfi ($D < 0,01$ mm), asemenea unei pulberi fine, disseminate neuniform. Este evident că acțiunea hidrotermală, care a silicificat și a depigmentat jaspul, a depus și romboedri de carbonați. Considerăm că aceste forme «embrionare» reprezintă nucleele în jurul cărora se dezvoltă, în alte cazuri, romboedri de dimensiuni mari (din jaspurile cu romboedri calcitici și dolomitici descrise din profilele de la Toșorog). Este locul să notăm tot aci că în conglomeratele poligene din apropierea acestor silicolite am recunoscut un ciment jaspoid cu o alcătuire identică cu a jaspurilor descrise și în care, în jurul fragmentelor de dolomite triasice, apar aureole silicioase de dizolvare (eș. 20, Pl. V, fig. 2). În masa acestora se individualizează romboedri de dolomit ce se disting evident dintre fragmentele remaniate.

În conglomerate apar și fragmente de calcare recifale (Pl. V, fig. 4).

Din punct de vedere litogenetic constatăm că în cazul de la Iavardi, depunerea jaspurilor s-a făcut în imediata apropiere a țărmului, astfel că și materialul detritic grosier a fost înglobat tot într-un ciment tipic, jaspoid. Activitatea hidrotermală a intervenit într-o fază următoare, și la puțin timp după sedimentare. Ea a condus la silicifierea și la depigmentarea materialului jaspoid și, în același timp, la dizolvarea unei cantități de carbonat din rocile întâlnite, pe care apoi, prin suprasaturare și alcalinizare, a depus-o în masa sedimentelor străbătute (în jaspuri sau în cimentul jaspoid al conglomeratelor).

C) Valea Salamașu Mare. Silicolitele din acest afloriment aparțin unei zone înguste (cca 20 m), de cca 500 m lungime, care este traversată de pîraiele Salamașu Mare și Covaci. Ele se situează la baza conglomeratelor cuvetei marginale. Rocile silico-piroclastice colectate de pe pîrîul Salamaș aparțin la două tipuri litologice caracteristice: jaspuri radiolaritice albe-gălbui și jaspuri piroclastitice negre, cu Radiolari calcitați. Tot pe această vale se observă și existența unor aglomerate diabazice cu material detritic și ciment calcitic, care constituie elemente de trecere către conglomeratele cretacice.

1. *Jaspurile radiolaritice albe-gălbui.* Aceste roci apar pe malul stîng al văii în legătură cu conglomeratele cretacice și alcătuiesc bancuri de 5–20 cm, însumînd o grosime totală sub 2 m. Roca prezintă caracterele macroscopice clasice ale unui jasp intens silicificat, dar culoarea este albă pînă la gălbui. Alcătuirea acestor roci arată o mare analogie cu zonele depigmentate prin acțiuni hidrotermale din

japsurile descrise anterior, fiind constituite dintr-o aglomerare de Radiolari (mai ales sferici) și o cantitate mult subordonată de spiculi de Spongieri. Structura este în bună parte ștearsă iar matricea calcedonitică constituie uneori pînă la 50% din masa rocii, provenind pe seama silicei organogene și, în subsidiar, din aporturi ulterioare. O pulbere fină de minereu se găsește diseminată neregulat în toată masa, conturînd formele de organisme sau pătrunzînd în interiorul lor.

Roca reprezintă un jasp radiolaritic transformat hidrotermal.

2. *Jaspuri negre piroclastitice cu Radiolari calcitizați*. Constituția acestor roci (pl. V, fig. 1) amintește, într-o oarecare măsură, de roca principală de sub șeaua de la Poiana Fagului (Buckhavas). Textura lor este compactă, uneori cu vagi indicii de orientare, au culoarea neagră și sunt foarte dure, apropiindu-se de aspectul diabazelor propriu-zise. Masa fundamentală este isotropă, alcătuită din material vitroclastic bazic cu indicii de devitrificare și cu un grad oarecare de siliciere. Pretutindeni apar solzi de sericit, cum și acumulări locale de calcit fin granular și de clorit criptocristalin. Radiolarii răspîndiți neregulat (sub 10%), se concentreză uneori local (pînă la 30% din masa rocii). În majoritate au testul fosilizat în calcit, mai rar în clorit sau hematit și numai rar de tot în calcedonie. Acțiunea diagenetică selectivă face ca unele forme să apară conservate în mai multe minerale. Astfel, o formă de *Stauropsphaerida* prezintă capsula conservată în calcit, umplutura testului în clorit amorf și criptocristalin, iar spinii, calcitici în partea bazală și calcedonitici în rest, dovedind o substituție orientată și oarecum preferențială. Zonele mai bogate în organisme prezintă procese de calcitizare și cloritizare care invadăază difuz masa rocii. Granule de oxizi (proveniți poate pe seama unor pirite) apar pretutindeni, concentrându-se uneori în cavitățile organismelor. Cu totul sporadic apar granule aleuritice de cuarț metamorfic.

Sub raport petrogenetic, roca provine dintr-un sediment piroclastic (vitroclastic-bazic) cu un adaos de argilă, de carbonat de calciu și de Radiolari, în parte cloritizat și calcitizat fie pe cale diagenetică fie cu concursul unor aporturi hidrotermale moderate.

3. *Agglomerate diabazice cu material detritic și ciment calcaros*. La constituția acestor roci participă în primul rînd fragmente rotunjite centimetrice sau milimetrice de sticlă tachylitică, uneori opacitizată, cu vacuole umplute cu calcit, clorit sau oxizi, cum și o cantitate cu totul subordonată de material detritic, mai ales calcaros. Cimentul este calcitic recristalizat, uneori fibroradiar și provine în parte din dizolvarea calcarelor prin acțiunea soluțiilor juvenile. O amplă activitate metasomatică înlocuiește sticla bazică cu calcit, care pătrunde sinuos în fragmentele de sticlă vulcanică. Asociată cu calcitul în zonele interstitiale și pe marginile fragmentelor, se găsește pirită hidrotermală. Petrogenetic, roca ne apare ca un depozit

piroclastic cu slabe aporturi terigene, transformat apoi sub acțiunea soluțiilor hidrotermale.

Această rocă corespunde diabazului amigdaloid citat de autori în cuveta marginală a Carpaților orientali.

Concluzii generale

În urma descrierilor de mai sus se pot trage următoarele concluzii litogenetice și stratigrafice:

1. În cele patru iviri jaspurile se încadrează între depozite cretacic-inferioare, fie în complexul stratelor cu *Aptychus* Poiana Fagului (Buckhavas) fie în conglomerate (Valea Stînei, Iavardi, Covaci).

2. În fiecare caz, jaspurile sănt asociate cu un material piroclastic bazic, care se intercalează la diferite nivele și care aparține unor eruptii submarine sau subaeriene. Rareori apar curgeri de lave.

3. De la conglomeratele grosiere se face o trecere gradată la pirolastite, iar de la complexul marno-grezos al Stratelor de Sinaia, la argilitele în care sănt cuprinse silicolitele. De asemenea, se constată o trecere gradată de la conglomerate sau aglomerate la argila neagră-cenușie cu clorit și concrețiuni sferosideritice, denumite și Seria neagră, prin înlocuirea cantității de material detritic și piroclastic cu argilă.

4. Caracterele de mai sus sănt recunoscute aproape identic în formațiunea neocomiană din Masivul Drocea (Munții Apuseni), arătând analogia condițiilor litogenetice în cele două regiuni.

5. Manifestațiile eruptive au avut un rol direct în formarea rocilor silicioase, întrucît au furnizat mediului marin substanță silicioasă necesară dezvoltării Radiolarilor. De asemenea, ele au contribuit la formarea pe cale diagenetică a concrețiunilor sideritice.

6. După frecvența jaspurilor și pirolastitelor se poate deduce că eruptiile bazice au avut loc pe o întindere mare în zona centrală a Carpaților și că s-au manifestat ca un magmatism inițial premergător cutărilor austrice.

Deși problema mai necesită unele observații, săntem înclinați să considerăm că în lotul acestui magmatism se pot cuprinde: diabazele care se asociază cu Stratul de Azuga în valea Prahovei, diabazele de la Crăițele de pe valea Doftanei, diabazele din Zăganu, din cuvetele Ciuc-Tulgheș-Rarău-Lucina-Farcău, cum și diabazele din Perșani și din lanțul Drocea-Trascău (Munții Apuseni), teschenitele din pînzele sileziene și probabil diabazele din Pietrosu. Un indiciu al aceluiași magmatism îl constituie fragmentele de diabaze spilitizate observate în marnocalcarele Stratelor de Sinaia de la Gura Dâmucului.

7. Referindu-ne acum la problema vîrstei eruptiilor și implicit a rocilor silicioase care le însoțesc concludem următoarele:

a) Silicolitele de la Poiana Fagului (Buckhavas) apar legate de Stratele cu *Aptychus*, având deci vîrsta valanginian-hauteriviană.

b) Vîrsta silicolitelor și eruptiilor bazice asociate conglomeratelor poate fi interpretată în două feluri:

O fază de eruptii bazice a avut loc în Aptian la nivelul conglomeratelor grosiere, silicolitele apărind ca un facies recurrent al celor din Neocomian, legate deopotrivă de magmatismul bazic.

Depunerea conglomeratelor ar fi început încă din Neocomian, iar silicolitele asociate lor ar fi legate deopotrivă de faza de eruptii care a produs silicolitele din stratele cu *Aptychus*. În acest sens pledează marea asemănare a ocurențelor din Cuveta marginală a Carpaților orientali cu cele din Masivul Drocea (Munții Apuseni) unde eruptiile sunt în mod sigur neocomiene, cum și faptul că granulele de diabaze spilitice din Stratele de Sinaia de la Gura Dămucului au aceeași alcătuire cu cele din aflorimentele menționate.

De altfel, unul dintre autori (I. BĂNCILĂ) a emis ipoteza vîrstei neocomiene pentru conglomeratele de Muncelul dintr-o regiune vecină (Rarău).

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Étude géologique dans les environs de Tulgheș (Neamț). *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII. București, 1928.
2. BĂNCILĂ I. Étude géologique dans les Monts Hăghimaș—Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI. București, 1941.
3. HERBICH FR. Das Széklerland. Budapest, 1878.
4. ILIE M. Structura geologică a Munților Perșani. II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol.*, XXVII, București, 1954.
5. ILIE M. Cercetări geologice în regiunea Rarău — Cîmpulungul Moldovei — Pîriul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX. București, 1957.
6. KRÄUTNER TH. Cercetări geologice în Cuveta marginală a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV. București, 1929.
7. PAPIU V. CORVIN. Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Acad. R.P.R.*, Secț. II, T. V, nr. 1. București, 1953.
8. PAPIU V. CORVIN. Eruptii vulcanice submarine, București (Ed. Științifică), 1956.
9. VADÁSZ E. M. Geologische Beobachtungen im Persanyer Gebirge u. Nagyhagymás. *Jahresber. k. ung. geol. RA.* f. 1915. Budapest, 1919.

PLANŞA I

PLANŞA I

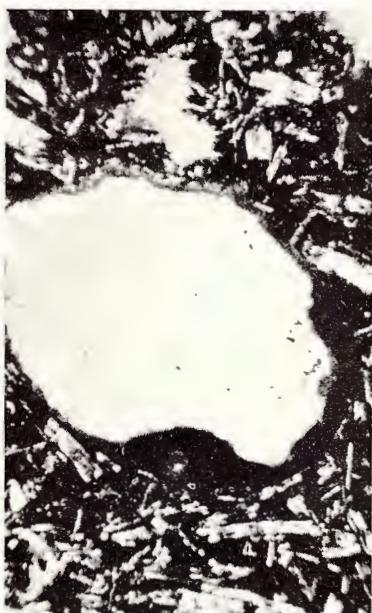
- Fig. 1. — Diabaz spilitic din aglomerate. Toşorog. Eşantionul 14/I. N ||. x 62.
Fig. 2. — Diabaz spilitic vacuolar din aglomerate. Toşorog. Eşantionul 4/I. N ||. x 40.
Fig. 3. — Jasp cu zone de reducere hidrotermală. Toşorog. Eşantionul 7/I. N ||. x 93.
Fig. 4. — Jasp cu material detritic. Toşorog. Eşantionul 5/I. N ||. x 30.

(Foto: AL. MANEA)

46-2



1



2



3



4

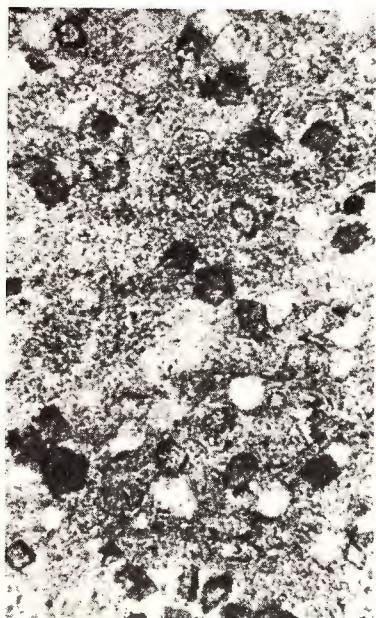
PLANŞA II



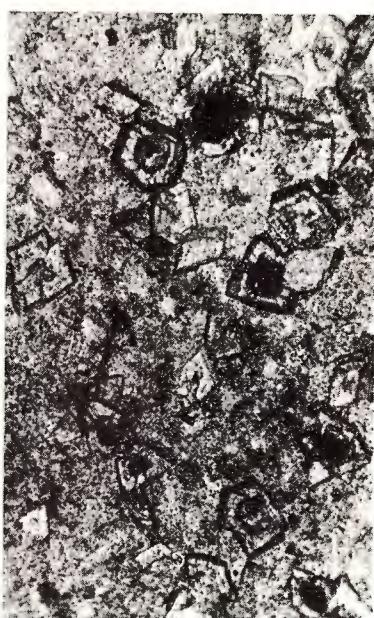
PLANŞA II

- Fig. 1. Jasp cu romboedri de calcit. Toşorog. Eşantionul 14. N ||. x 42.
Fig. 2. Jasp cu romboedri de dolomit. Toşorog. Eşantionul 17 C/I. N ||. x 62.
Fig. 3. Silicolit cu romboedri de sideroză. Toşorog. Eşantionul 16. N ||. x 62.
Fig. 4. Calcar cu pirită hidrotermală, din stratele cu *Aptychus*. Buckhava. Eşantionul 22.
N ||. x 93.

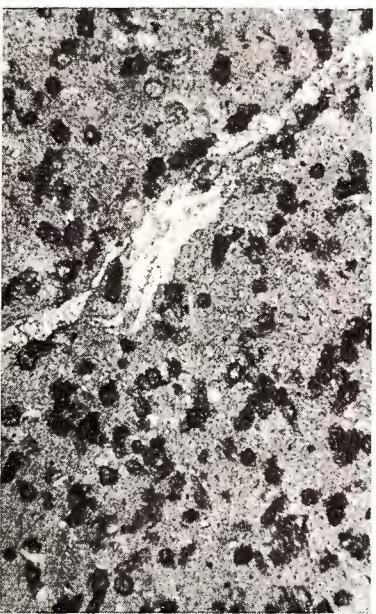
(Foto: AL. MANEA)



1



2



3



4

PLANŞA III

PLANŞA III

- Fig. 1. — řist negru aleuritic cu material piroclastic și Radiolari. Buckhavas. Eşantionul 23
N ||. x 93.
- Fig. 2. — Hidrotermalit. Buckhavas. Eşantionul 24. N ||. x 93.
- Fig. 3. — Fisură în trunchiul de conifer silicifiat cu material cineritic și Radiolari. Buckhavas
N ||. x 93.
- Fig. 4. — Vase areolate în trunchiul de conifer silicifiat. Buckhavas. N ||. x 93.

(Foto: AL. MANEA)



1



2



3



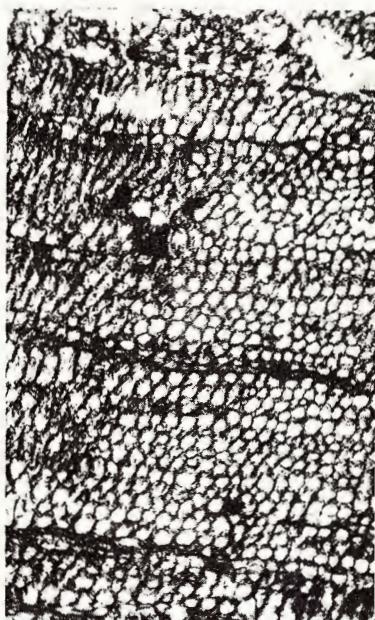
4

PLANŞA IV

PLANŞA IV

Fig. 1. Raze medulare în trunchiul de conifer silicifiat de la Buckhavas, N II, x 93.
Fig. 2—4. Forme de Radiolari pătrunse pe fisuri în trunchiul de conifer silicifiat de la
Buckhavas. N II, x 93.

(Foto: AL. MANEA)



1



3



3



4

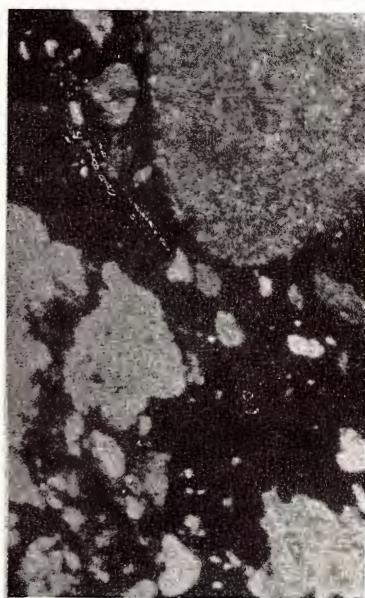
PLANŞA V

PLANŞA V

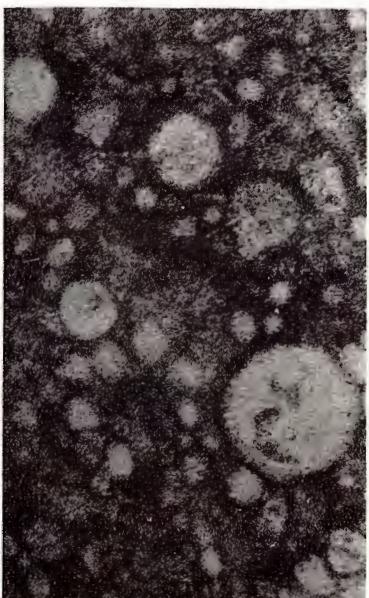
- Fig. 1. Jasp negru piroclastic cu Radiolari calcitizați. V. Salamoșu Mare. Eșantionul 33. N ||, x 62.
- Fig. 2. Conglomerat cu material dolomitic și ciment jaspoid. Javardi. Eșantionul 29. N||, x 30.
- Fig. 3. Radiolarit roșu. Javardi. Eșantionul 29. N ||, x 93.
- Fig. 4. Calcar recifal din conglomerate. V. Salamoșu Mare. Eșantionul 32. N ||, x 93.



1



2



3

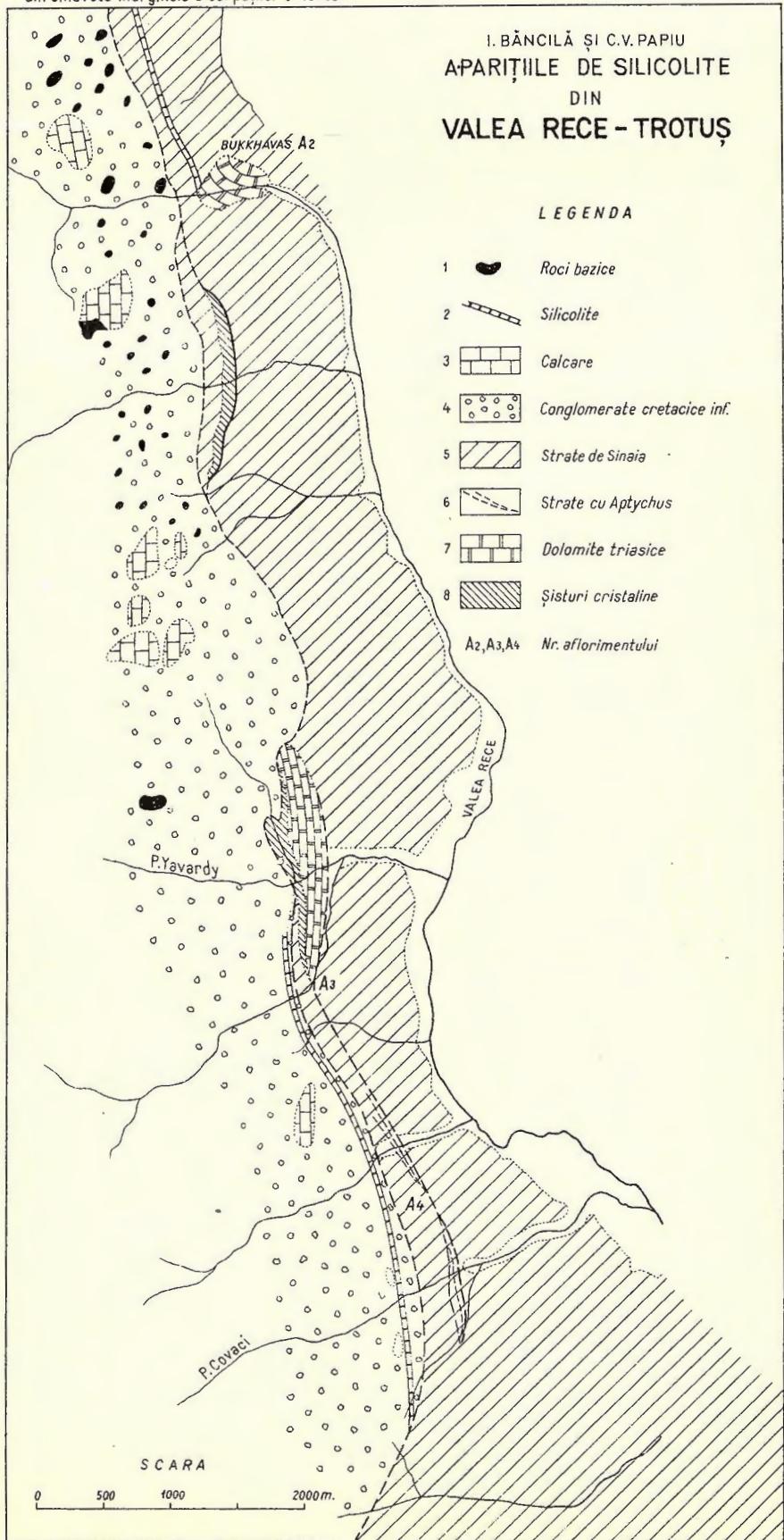


4

I. BĂNCILĂ ȘI C.V. PAPIU
APARIȚIILE DE SILICOLITE
DIN
VALEA RECE - TROTUȘ

LEGENDA

- 1 Roci bazice
- 2 Silicolițe
- 3 Calcare
- 4 Conglomerate cretace inf.
- 5 Strate de Sinaia
- 6 Strate cu Aptichus
- 7 Dolomite triasice
- 8 Sisturi cristaline
- A₂, A₃, A₄ Nr. aflorimentului



СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НИЖНИМИ МЕЛОВЫМИ СИЛИКОЛЯМИ В ОКРАЙНОЙ ВПАДИНЕ КАРПАЦИЛОР ОРИЕНТАЛЬ

И. БЗНЧИЛА, В. К. ПАПИУ

(Краткое содержание)

Настоящая работа содержит петрографическое детальное исследование джаспероидных силиколей, выявленных у основания меловых образований окрайней Впадины Карпацилор Ориенталь, ассоциированных со спилитовыми изверженными проявлениями (с подводными излияниями лав и, в особенности, с пирокластическим материалом последних). Авторы находят, что эти извержения соответствуют начальному магматизму, предшественнику австрийской фазы складчатости, включая в эту стадию магматизма все основные извержения, сопровождаемые ящмами Мунций Апусень, а также Карпаций Ориенталь, начиная с д. Прахова и до Карпаций Полонезь (тешениты Силезии и диабазы Пиетроасы).

Ступенчатые переходы, наблюдавшиеся в диабазовых агломератах типа Чахлэу, и в черной глине с глыбами и сидеритовыми конкрециями Биказа — указывают, на основании синхронизма между этими образованиями, как на заключение, что эти основные вулканические извержения проявлялись последовательно до апта, или на то обстоятельство, что часть этих конгломератов принадлежат валанжину-готеривскому ярусам, мнение, высказанное одним из авторов в отношении конгломератов Мунчелу (Рарэу) и приписанное тому же типу пород южной части Мунцилор Апусень (массив Дроча), другим автором.

Исследованный материал происходит от четырех более значительных выходов на земную поверхность, из которых один связан с комплексом пластов с (*Apăușchus Bukchavas*), а остальные — с конгломератами (Тошорок — В. Стыней, Саварди, Сармашу Маре).

Во всех случаях выходы на земную поверхность и их физиологическая характеристика указывают на тесную связь между подводным магматизмом, который доставил сырье из гальмиролитического разложения, как минеральный кремнезем, так и тела многочисленных радиоларий. К этим составным прибавляется, как первичный продукт — тахилитовое стекло, придающее очень часто изотропный характер породам (в особенности выходам на земную поверхность Пояна Фагулуй — спикулы спонгинов и гидротермальным кремнеземам, литогенное действие которых продолжается в фазе предельно современной до типично гидротермальной (в особенности в зоне Пояна Фагулуй).

Корреляция между терригенными и вулканическими отложениями установлена не только в грубообломочных, но и в тонкозернистых отложениях; выход на земную поверхность глинисто-обломочного материала ведет очень часто от туфов и яшм до глин и песчаников, указывая во всех случаях на происхождение из кристаллических пород Карпацилор Ориенталь (выход на земную поверхность Тошорог—Пырэу Стыней). В пирокластических отложениях Пояна Фагулуй выявлены стволы хвойных деревьев, обогащенные кремнием, сорванных во время извержений, сохранив полностью свою структуру, с вулканическими материалами и скелетами радиоляриев, проникших в трещины.

Гидротермальная деятельность, которая становится чувствительной в неконсолидированных отложениях, так и, впоследствии, в породах, приносит минералогические изменения, как:

- сокращение железистых окислов в яшмах (яварди) с образованием хлорита или полное выщелачивание железа (обезцвечивание) в определенных направлениях (Тошорог Шалмаш). Направления зависят от трещин, породы будучи сильно тектонизированы, или от повышенной пористости отложений;

- пропитка пиритом или отложения этого материала в трещинах, процессы установленные как в яшмах (яварди), так и в литографических известняках с *Aptychus* (Пояна Фагулуй);

- выделение в массе яшмы кальцитовых, доломитовых и, возможно, даже сидеритовых ромбоэдров (Тошорок), было выявлено и в яшмовидном цементе конгломератов яварди (в последнем были выявлены ромбоэдры очень малых размеров, в отличие от доломитовых кремнеземов с концентрически-развитыми ромбоэдрами Тошорог). Авторы допускают, что процесс был вызван растворимостью карбонатов железа и углекислого магния из ранее существовавших пород и их переотложения, в зависимости от характера растворов (то что выявлено ясно из цементов, указанных конгломератов при контакте между цементом и остаточными фрагментами триасовых доломитов).

Мофетовая деятельность отражается в образовании некоторых сидеритовых конкреций, содержащихся в пирокластической диабазовой массе, на уровне контакта восходящего углекислого газа с просачивающейся водой. Эти конкреции подвергаются переустройству в конгломератах Чахлэу, выявляя иногда показатели вторичного обогащения кремнием. Эпигенетическому действию растворов может быть отнесена кальцитизация радиоляриев из силиколитов Сармашул Маре.

В заключении, вся серия силиколитов и сопутствующих отложений, ассоциированных с подводными спилитами, находящаяся у основания нижнего Мела в окраинной Впадине Карпацилор Ориенталь, — происходит из смешанного пирокласто-обломочно-органогенного отложения. Смесь этих

составляющих псефитовых размеров ведет от диабазовых агломератов до конгломератов типа Чахлэу и до черных, с глыбами, глин, в то время как смесь тонкозернистых осадочных материалов ведет от яшмовидных пирокластических пород до радиоляриев с одной стороны, и до аргиллитов и алевролитов и песчаников, с другой стороны.

SUR LES SILICOLITHES CRÉTACÉES INFÉRIEURES DE LA CUVETTE MARGINALE DES CARPATES ORIENTALES

PAR

I. BĂNCILĂ, V. C. PAPIU

(Résumé)

Ce travail contient une étude pétrographique détaillée sur les silicolithes jaspoides qui apparaissent à la base de la formation crétacée de la cuvette marginale des Carpates orientales, associées aux manifestations éruptives spilitiques (coulées de laves sous-marines et surtout pyroclastites). Les auteurs considèrent que ces éruptions correspondent au magmatisme initial, précurseur des plissements austriques; ce magmatisme englobe toutes les éruptions basiques accompagnées de jaspes des Monts Apuseni, ainsi que des Carpates orientales, à partir de la vallée de la Prahova jusque dans les Carpates polonaises (teschénites des nappes silésiennes et diabases de Pietrosu).

Vu le synchronisme des formations, les transitions graduelles des agglomérats diabasiques aux conglomérats de type Ceahlău et à l'argile noire de Bicaz (renfermant des blocs et des concrétions sidéritiques) permettent de tirer la conclusion soit que les manifestations volcaniques basiques ont continué jusqu'à l'Aptien, soit qu'une partie des conglomérats appartiendraient au Valanginien-Hauterivien. D'ailleurs, cette idée a été émise par l'un des auteurs en ce qui concerne les conglomérats de Muncelu (Rarău) et a été appliquée, par l'autre auteur, au même type de roches de la partie méridionale des Monts Apuseni (Massif de Drocea).

Le matériel étudié provient de quatre affleurements plus importants, dont l'un appartient au complexe des Couches à *Aptychus* (Poiana Fagului) et les autres se rattachent aux conglomérats (Toșoroc, Valea Stînei, Iavardi, Sarmașu Mare).

Dans tous les cas, l'apparition et les caractères physiographiques démontrent la corrélation étroite avec le magmatisme sous-marin qui a fourni la matière

première, laquelle, par halmyrolyse, a élaboré la silice anorganique, ainsi que celle du test des Radiolaires. À ces composants s'ajoutent, en tant que produits primaires, le verre tachylitique qui souvent imprime aux roches un caractère isotrope (particulièrement dans l'affleurement de Poiana Fagului), les spicules de Spongiaires ainsi que la silice hydrothermale, dont l'action lithogène continue également pendant une phase péne-contemporaine aboutissant à des hydrothermalites typiques (surtout dans la région de Poiana Fagului). La corrélation entre la sédimentogénèse terrigène et celle volcanogène existe autant dans les dépôts grossiers que dans ceux finement grenus. L'apparition du matériel argilo-détritique mène souvent à des tufs et des jaspes, jusqu'aux argiles et aux grès, indiquant dans tous les cas, leur provenance du Cristallin des Carpates orientales (affleurement de Toșoroc-Pîrful Stînei). Dans les dépôts pyroclastiques de Poiana Fagului nous avons trouvé des troncs silicifiés de Conifères, arrachés pendant les éruptions, accusant une structure parfaitement conservée et des fissures remplies de matériel cinéritique et de squelettes de Radiolaires.

L'activité hydrothermale, ressentie autant dans le sédiment non consolidé que, plus tard, dans la roche, détermine des modifications minéralogiques, telles :

La réduction des oxydes ferriques des jaspes (Iavardi) avec la formation de la chlorite ou le lessivage total du fer (décoloration) suivant certaines directions (Toșorog-Sarmaș). Les directions sont imposées soit par les fissures, les roches étant parfois intensément tectonisées, soit par la porosité plus accentuée des sédiments.

L'impregnation avec pyrite ou le dépôt de ce minéral sur les fissures, processus constatés autant dans les jaspes (Iavardi) que dans les calcaires lithographiques à *Aptychus* (Poiana Fagului).

La séparation dans la pâte jaspoïde, des rhomboèdres de calcite, de dolomie, voire même de sidérite (Toșorog). Ce fait a été observé également dans le ciment jaspoïde des conglomérats de Iavardi (dans ces derniers on a identifié des rhomboèdres plus petits, à l'encontre des silicolithes dolomitiques à rhomboèdres largement développés, concentriques, de Toșorog). Nous admettons que le processus a été déterminé par la solubilisation des carbonates de Fe et Mg dans les roches préexistantes et leur redépôt en fonction des caractères de la solution (ceci apparaît distinctement dans le ciment des conglomérats mentionnés, au contact entre le ciment et les fragments remaniés de dolomies triasiques).

L'activité des mofettes se reflète dans la formation de quelques concrétions sidéritiques englobées dans la masse des pyroclastites diabasiques au niveau où le bioxyde de carbone ascendant rencontre les eaux d'infiltration. Ces concrétions sont remaniées dans les conglomérats de Ceahlău, présentant parfois des traces de silicification secondaire. De l'action épigénétique des solutions peut résulter la calcitisation des Radiolaires des silicolithes de Sarmașu Mare.

En conclusion, toute la série des silicolithes et des sédiments associés aux spilites sous-marins, située à la base du Crétacé inférieur de la Cuvette marginale des Carpates orientales résulte d'une sédimentation mixte pyroclasto-détrito-organogène. Lorsque ces composants ont des dimensions psephitiques, leur mélange donne lieu à des aggrégats diabasiques jusqu'aux conglomérats de type Ceahlău et aux argiles noires avec des blocs, tandis que si les matériaux sont finement grenus ou précipités, prennent naissance les roches jaspoides-pyroclastiques jusqu'aux radiolarites d'une part et jusqu'aux argiles, aleurolites et grès d'autre part.

CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA ROCILOR
PORFIROIDE ȘI A ZĂCĂMINTELOR DE SULFURI
ASOCIAȚE ȘISTURILOR CRISTALINE DIN
REGIUNEA BAIA BORȘA (MARAMUREȘ)¹⁾

DE

H. SAVU, AL. VASILESCU

Introducere. Lucrarea de față are ca scop să expună cercetările întreprinse de noi în anul 1954, în partea cea mai răsăriteană a Cristalinului Maramureșului, la E de Baia Borșa.

Zona cercetată ocupă bazinul superior al văii Cisla, situat între Pîrîul Arinieșului, Vîrful Cearcănu (1848 m), Vîrful Ceremușului (1853 m) și Pîrîul Vasser-Catarama. În partea de W, harta noastră la scara 1 : 5.000 se suprapune puțin peste cartarea mai veche la scara 1 : 20.000 efectuată de R. DIMITRESCU (5, 6) între anii 1950—1951.

Istoric. Asupra geologiei Maramureșului se cunosc în general numeroase date, prezentate de geologi români, maghiari și polonezi, încă din secolul trecut.

Prima lucrare pe care o cunoaștem în legătură cu geologia acestei regiuni este aceea publicată în 1881 de S. GESELL (8). Acest autor arată că mineralizațiile de la Burloaia și Puiu sînt alcătuite din pirită și calcopirită.

Mai tîrziu (1886), H. ZAPALOWICS (23) face o descriere a geologiei Maramureșului, lucrare referată la noi, în 1889, de GRIGORE COBĂLCESCU (4).

Printre șisturile cristaline din regiune sînt menționate aci și unele gnais, care, după descriere, reprezintă tipuri de roci porfiroide acide. În aceeași lucrare sînt prezentate o serie de profile regionale, care străbat și zona văii Cisla.

Abia peste 60 de ani, lucrările sînt reluate de geologii români, începînd din anul 1948 cu M. SOCOLESCU (19), care își publică rezultatele în 1952. Acest autor

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 decembrie 1958.

admete că șisturile cristaline din zona Baia Borșa ar apartine epizonei, dar crede că s-ar putea să existe în regiune și formațiuni mesozonale.

Zăcăminte de sulfuri de la Burloaia, Puiu și Cornidei sunt considerate, în această lucrare, că stau în legătură cu erupțiunile terțiare și s-ar situa în învelișul unui batolit neogen.

În anii 1950—1951, R. DIMITRESCU cercetează zona de la W de harta noastră și publică rezultatele cercetărilor sale în anii 1954—1955. Autorul admite de asemenea, că șisturile cristaline din regiune ar apartine epizonei și prezintă o descriere scurtă a rocilor porfirogene (= porfiroide), pe care le consideră că provin din metamorfozarea unor porfire cuartifere și a unor porfirite.

Mai menționăm aci raportul prezentat de noi în anul 1954, însoțit de harta geologică a regiunii¹⁾.

Considerații geologice și petrografice. Din punct de vedere geologic, regiunea este alcătuită din formațiuni cristaline, depozite sedimentare și roci eruptive mai vechi și neogene.

Șisturile cristaline prezintă grade diferite de metamorfism, astfel că, în linii mari, ele pot fi repartizate după principiile lui GRUBENMANN (11), în parte mesozonei, în parte epizonei.

Unele șisturi cristaline asociate cu cele de mai sus conțin clorit și resturi de biotit, dovedind astfel că anumite zone din formațiunile cristaline au suferit și un metamorfism retrograd.

Faciesul de metamorfism mesozonal este mai redus și în parte mascat de efectele retromorfismului. De aceea, foarte rar se întâlnesc roci tipic mesozonale, cum sunt paragnaisele cu biotit. Regiunea fiind cutată și deranjată apoi de o serie de fracturi mai noi, formațiunile mesozonale apar numai în axele unor cute anticlinale mai importante, cum este cazul pe valea Cisla, în zona de izvoare a acesteia și pe versantul de sud al văii Catarama.

Șisturile diaforitice se pot deosebi mai rar de cele epizonale și numai microscopul indică resturile de biotit asociat cu clorit, în care se găsesc cristale de rutil sagenitic.

Din punct de vedere regional, șisturile cristaline ale Maramureșului, și deci și cele din zona cartată de noi, fac legătura între șisturile cristaline mesozonale ale Munților Rodnei și cele din Masivul Rahov sau Munții Cîlvic (U.R.S.S.), unde I. F. TRUSOVA (22) a separat trei complexe principale de roci.

Şisturile cristaline mesozonale sunt caracterizate prin apariția biotitului și a muscovitului, minerale care, în teoria faciesurilor a lui ESKOLA (7) și TURNER (21), indică faciesul amfibolitic, subfaciesul rocilor cu biotit și muscovit. Pentru zona

¹⁾ H. SAVU și AL. VASILESCU. Raport geologic asupra părții de E a regiunii Baia Borșa, 1954, Arh. Comit. Geol.

cercetată de noi astfel de sisturi alcătuesc un complex biotic, a cărui dezvoltare se face în adîncime.

În alcătuirea acestui complex participă paragnaisele cu biotit și muscovit, precum și cuarțitele biotitice.

Paragnaisele cu biotit apar foarte rar și nu le-am întîlnit decât într-un singur punct din regiune și anume pe versantul nordic al văii Cisla, la NE de cota 1276 m. Ele sunt roci de culoare cenușie, uneori roșcată, cu structură granoblastică, mai rar porfiroblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă cristalo-blaste de plagioclaz, biotit și cuarț.

Plagioclazul este un oligoclaz cu 15% An, iar ca dimensiuni variază între 0,02 și 1,5 mm. El este maclat după legea albitului sau albit-Karlsbad.

Foițele de biotit, lungi de 0,1–2 mm, sunt orientate pe direcția de șistuozitate a rocii. Ele au următorul pleocroism: Ng = Nm = brun-roșcat, iar Np = gălbui; (–) 2 V = f. mic. Biotitul se transformă de multe ori în clorit.

În rest, roca este alcătuită dintr-o masă granoblastică, mai fină, formată din granule de cuarț, microclin, plagioclaz, foițe de muscovit, idioblaste de zircon și apatit, cum și granule opace de oxizi.

Cu paragnaisele se asociază și cuarțite muscovit-biotitice. Acestea au o structură de regulă granoblastică și textură rubanată. Ele sunt alcătuite din cuarț cu conture neregulate și extincție onduloasă, foițe de muscovit și biotit, transformate în mare parte în clinoclor, la care se mai adaugă grafit sub forma unui pigment opac, zircon, turmalină, apatit și oxizi de fier.

Sisturile diaftoritice au o dezvoltare mai largă decât formațiunile complexului anterior, cu care se asociază intim. De altfel, ele s-au format prin retrometamorfismul acestor formațiuni mesozonale. Noi le vom considera în ansamblu ca un complex diaftoritic.

În acest complex se întâlnesc paragnaise, cuarțite și micașisturi diaftorizate roci care diferă de formațiunile netransformate prin unele caractere imprimate, de retrometamorfismul care le-a afectat.

Rocile sunt de obiceiu recutate, efect care se suprapune peste șistuozitatea lor primară, sub forma unui microgofraj. Pe planele de șistuozitate se adună grafit, atunci când el există și în restul rocii.

Plagioclazul din rocile diaftorizate este uneori torsionat, fapt care se observă mai ales atunci când există macle polisintetice. Mai caracteristică este transformarea biotitului, la care pleocroismul se schimbă în felul următor: Ng – Nm = brun – brun-verzui – verde, Np = brun-gălbui – gălbui. Este evident că ultimul termen reprezintă un clorit, la care se ajunge trecindu-se printr-un stadiu de biotit verde. Odată cu modificarea culorii acestor minerale variază treptat și unghiul axelor optice, iar în ele se formează oxizi de titan și fier.

În afară de aceste minerale, în șisturile diaftoritice se mai întâlnesc pistațit, zoizit, turmalină, apatit, zircon, hematit și granule de oxizi de fier.

Granoblastele de cuarț și plagioclaz au suferit solicitări suplimentare de presiune; ele sănt zdrobite și recristalizate.

Astfel de șisturi diaftoritice au fost întâlnite de noi atât în bazinul văii Cisla, cât și în cel al văii Catarama.

Șisturile epizonale ocupă cea mai mare suprafață a regiunii. Ele sănt reprezentate prin formațiuni în a căror compoziție participă muscovitul (sericitul) și cloritul, din care cauză s-ar putea încadra la faciesul șisturilor verzi (21).

În afară de aceste minerale în formațiunile epizonale se mai întâlnesc cuarț, feldspat, calcit, grafit, apatit, turmalină, epidot, zircon și oxizi de fier.

Mineralele de mai sus se asociază în diferite parageneze, astfel încât au luat naștere roci destul de variate, cum sănt șisturile sericitoase, șisturi cloritoase, șisturi carbonatice, șisturi cu zoizit, șisturi talcoase, grafitoase, calcaré cristaline albe sau cenușii, cuarțite grafitoase, precum și roci de tranziție în a căror compoziție participă mai multe minerale, cum ar fi șisturile sericitoase-cloritoase, uneori șisturi mai cuarțoase sau cu mai mult feldspat. De multe ori apar și cuarțite albe, alcătuite mai ales din cuarț cu puțin sericit sau clorit.

Structura rocilor este în general granoblastică, uneori granolepidoblastică, și au o textură șistuoasă, de multe ori rubanată. La cuarțitele negre, roci mai dure, este pusă în evidență adesea o structură brecioasă, ce se suprapune peste una șistuoasă rubanată, formată anterior.

Culoarea acestor roci variază în funcție de compoziția lor mineralologică. Astfel, rocele în a căror compoziție intră muscovitul (sericitul), cuarțul, feldspații și talcul au o culoare albă-argintie, care trece la una verzuie sau verde atunci când intervine cloritul. La șisturile grafitoase, la calcarele cenușii și mai ales la cuarțitele grafitoase este caracteristică o culoare cenușie sau chiar neagră, care trece la o nuanță roșcată atunci când roca a fost impregnată cu pirită și aceasta s-a alterat.

Calcarele cristaline și unele cuarțite au o culoare albă, uniformă.

La anumite nivele, acest complex de șisturi cristaline conține intercalări de roci porfiroide și zăcăminte de sulfuri, despre care vom vorbi mai departe.

Toate aceste formațiuni epizonale le încadrăm într-un complex filitos-grafitos-carbonatic.

Pe valea Cisla, ca și pe valea Catarama, am întâlnit un tip de brecii, cu o poziție discordantă față de celealte formațiuni și cu structură blastomilonitică. Ele reprezintă brecii tectonice și sănt alcătuite din elemente de cuarț, sericit, clorit sau de roci porfiroide, pe scurt, din rocile în care s-au format pe planele unor fracturi.

Pe o astfel de fractură, rocile porfiroide de pe un affluent drept al văii Catarama sunt străbătute de un filon de granit pegmatoid. Un alt filon, asemănător cu primul, apare și la izvorale văii Cisla.

Granitele pegmatoide sunt alcătuite din cuarț, microclin, plagioclaz, la care se mai adaugă zoizit și foite de muscovit.

Evoluția geologică a regiunii. După starea actuală, compoziția mineralologică și superpoziția formațiunilor cristaline, putem să încercăm o expunere a evoluției regiunii în decursul timpului geologic.

După compoziția șisturilor celor mai din adîncime, paragnaisele cu biotit, în general feldspatice, rezultă că în bazinul de sedimentare se depuneau la început formațiuni argiloase, uneori mai grezoase și cu mult cuarț, alteori mai bogate în clorit și oxizi de fier.

Sedimentarea se continuă apoi cu depozite mai bogate în potasiu, așa cum ar fi gresiile argiloase și mai ales argilele, din care au rezultat șisturile cu cuarț și sericit sau șisturile sericitoase-cuarțoase cu clorit, ultimul mineral fiind explicitat printr-un aport de fier. Acest regim de sedimentare a durat o perioadă destul de lungă, deoarece masa principală a formațiunilor cristaline din regiune este alcătuită din astfel de șisturi.

Începând cam din această perioadă, în cadrul bazinului marin începe să se manifeste un vulcanism vechi. Formațiunile sedimentate pînă acum sunt străbătute de filoane de riolite, dacite și andezite, iar între cele care se sedimentează mai departe, se intercalează curgeri de lave și tufuri de compoziția rocelor de mai sus, cum și tufuri mai bazice. În urma metamorfismului regional, ele se transformă în roci porfiroide. Tot acum sunt puse în loc mineralizațiile de sulfuri.

După această perioadă încep să se sedimenteze argile, care alternează cu gresii, uneori calcare și gresii sericitoase, alte ori argile cu intercalări de calcare, din care rezultă calcarele cristaline ce apar sub Vîrful Cearcănu sau unele calcare cenușii de la izvoarele văii Cisla.

Mai departe, formațiunile în curs de sedimentare conțineau cantități mai mari de material organic, din care rezultă șisturile grafitoase și cuarțitele negre grafitoase de pe Vîrful Cearcănu.

Sedimentarea se încheie cu calcare, care apar mai la W de regiunea noastră (5).

În ceea ce privește vîrsta acestor formațiuni, dacă pornim de la părerea emisă de GH. MACOVEI (14), că în Carpații orientali există un nucleu arhaic, acesta nu poate fi reprezentat decît prin formațiunile cristaline mesozonale.

Șisturile cristaline cloritoase-sericitoase-grafitoase sau calcaroase, denumite în general epizonale, sunt considerate de TH. KRÄUTNER (13) ca devoniene, dar se poate ca ele să fie și mai vechi și în această ipoteză ele ar încheia ciclul de sedimentare arhaic.

După cum am mai arătat, șisturile cristaline din regiune sunt metamorfozate, în mică parte în condițiile faciesului amfibolitic și în cea mai mare parte în condițiile faciesului de șisturi verzi. De asemenea, apar șisturi care au suferit și un metamorfism retromorf.

Aceste date ne obligă să credem că metamorfismul acestor formațiuni nu s-a produs brusc, într-o singură fază metamorfică, astfel încât diferitele grade de metamorfism să fie dictate de adâncimea la care se aflau formațiunile. Înțînd seamă de șisturile retrometamorfice, credem că aceste grade diferite de metamorfism reprezintă rezultatul unui proces mai lung de mișcări orogenice, care au avut la început un maxim de efect și au pierdut apoi treptat din intensitate. În această accepțiune, seria epizonală s-a depus și s-a metamorfozat mai tîrziu, așa cum a arătat unul din noi¹⁾ în zona Vatra Dornei.

Compoziția formațiunilor premetamorfice a influențat, de asemenea, pe cea a șisturilor, în sensul că, de exemplu, la o anumită compoziție a apărut la un metamorfism mai intens biotitul, iar în condiții metamorfice mai slabe s-a format cloritul.

Din punct de vedere tectonic se constată că în urma presiunilor tangentiale formațiunile au fost cutate și orientate pe direcția WNW—ESE. O astfel de cută sinclinală am cartat pe Dealul Gilu, sub formațiunile cretacice și terțiare pe care le suportă.

Mai tîrziu, regiunea a fost faliată și pe astfel de fracturi au venit eruptiunile de andezite terțiare și numeroasele izvoare de ape minerale din regiune.

Roci vulcanice metamorfozate. Cuprindem în acest capitol atît rocile descrise la noi ca roci albe porfirogene (1, 16) sau porfiroide (6), cît și cloritoșisturile cu porfiroblaste de albit, despre care se admite că provin din metamorfozarea unor tufuri sau lave bazice.

Roci porfiroide se întâlnesc în toată regiunea sub formă de intercalații concordante cu șisturile cristaline, de obicei cu dimensiuni reduse. Pe valea Catarama și la obârșia pîrîfului Izvorul Măgurii Cataramei se găsesc două corpuri de roci porfiroide, ce par să reprezinte dyck-uri de roci acide metamorfozate. Acestea au grosimi mai mari de 100 m și lungimi de peste 1 km. Ca și șisturile cristaline, intercalațile de roci porfiroide sunt segmentate și deplasate pe planele unor linii de fractură.

Aceste roci au structuri blasto-porfirice, uneori porfiroblastice și trebuie să remarcăm de la început că la rocile provenite din lave acide și din tufurile metamorfozate ale acestora se mai păstrează uneori forma relictă a fenocristalelor primare, acestea suferind numai transformări interne, pe cînd la cele provenite din

¹⁾ H. SAVU. Raport geologic asupra regiunii Roșu — Șarul Dornei, 1955. Arh. Com. Geologic.

vulcanite bazice — lave și mai ales tufuri — întâlnim în special porfiroblaste formate prin cristalizare în timpul metamorfismului. De aceea, noi vom încerca să separăm rocile porfiroide după fenocristalele metamorfozate, relicte, respectiv după porfiroblastele pe care le întâlnim în ele, aşa cum am face și cu rocile vulcanice nemetamorfozate.

Rocile vulcanice metamorfozate se pot împărți astfel în: 1, porfiroide cu fenocristale de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz; 2, porfiroide cu fenocristale de cuarț și plagioclaz; 3, porfiroide cu plagioclaz; 4, cloritoșisturi cu porfiroblaste de albit.

1. *Porfiroidele cu fenocristale de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz* au o structură blastoporfirică și textură slab șistuoasă. Astfel de roci apar mai ales pe V. Catarama și pe P. Arinieșului.

Ele au culoare albă și sunt alcătuite dintr-o masă fundamentală — pasta — șistuoasă și fenocristale relicte de cuarț, ortoză și plagioclaz. Compoziția planimetrică și dimensiunile cristaloblastelor mai multor porfiroide din această categorie sunt redate în tabloul de mai jos:

Componenți	Cantit. %	Dimens. mm
Fenocristale de cuarț	1,6—6,0	0,8—3,5
Fenocristale de ortoză sau microclin	8,2—9,8	0,7—2,8
Fenocristale de plagioclaz	2,5—5,5	0,2—1,0
Pastă șistuoasă	83,1—91,5	0,002—0,4

Cristaloblastele de cuarț prezintă uneori tendință de idiomorfism; de obiceiu, ele păstrează fenomene de coroziune magmatică relicte (vezi figura). Extincția lor este, de regulă, onduloasă, iar în unele cazuri ele au fost zdrobite și transformate în mici lentile cuarțoase, alcătuite din granoblaste de cuarț cu conture neregulate.

Feldspatul potasic se prezintă și el idiomorf dar adeseori marginile sale sunt crenelate. El prezintă structura în grătar a microclinului. Numeroase procese de albitizare, care-i afectează masa, sunt puse în evidență de mici cuiburi neregulate și filonașe de albit ce se observă în el. Uneori se întâlnesc la aceste fenocristale structura de microclin-pertit. Microclinul conține inclusiuni de plagioclaz și de cristaloblaste de feldspat potasic mai mici, altfel orientate decât mineralul-gazdă.

În unele roci, fenocristalele prezintă macle relicte după legea Karlsbad și în acest caz microstructura este mai mult cea de pertit. În alte cazuri, fenocristale cu structura microclinului prezintă pe marginea unei zone de creștere, care s-a format în timpul metamorfismului. Această zonă este îngustă, dar structura sa în grătar este mai grosieră decât cea a părții relicte a fenocristalului.

Plagioclazul apare și el sub formă de fenocristale, cu macle după legile albitalului sau albit-Karlsbad, a căror compoziție este de albit cu 10% An.

Pasta acestor porfiroide este deobicei șistuoasă și alcătuită din cristaloblaste foarte fine de cuarț și feldspat, uneori foite de sericit sau clorit. Filonașe de cuarț străbat adesea roca și în jurul lor apare sideroză și pirită.



Porfiroid cu fenocristale relicte de cuarț corodat de magmă.

V. Cisla. Nic. + x 20.

Porfiroidele din această categorie corespund, după compoziția lor, riolitelor sau porfirelor cuartifere (6) metamorfozate.

Spre deosebire de rocile porfiroide descrise aici, mai apar în regiune intercalării metrice pînă la centimetrice de roci, care conțin aceleași fenocristale, prinse într-o masă cuarțoasă-sericitoasă. Astfel de roci, care se întâlnesc mai ales pe valea Catarama și pe valea Cisla, le considerăm că reprezintă tufite cu material riolitic, metamorfozate.

O astfel de rocă a fost analizată de M. SAVUL și GH. MASTACAN (16); ea diferă de riolite prin valori mai mari pentru *si* și *al*. În trecut, S. ATHANASIU a descris astfel de roci ca porfiroide sau Hällefline (2), iar I. ATANASIU (1) le-a denumit roci albe porfirogene.

2. *Porfiroidele cu fenocristale de cuarț și plagioclaz* apar pe valea Catarama. Ele sunt roci de culoare albă, au o textură șistuoasă și structură blastoporfirică, dar diferă de riolitele metamorfozate prin absența fenocristalelor de feldspat potasic, aşa cum se vede în tabloul de mai jos, în care este dată compoziția unor astfel de porfiroide:

Componenți	Cantit. %	Dimens. mm.
Fenocristale de cuarț	3,5–8,6	0,6 – 2,0
Fenocristale de plagioclaz	4,2–11,6	1,0 – 3,0
Pasta șistuoasă	83,3–88,7	0,002–0,3

Fenocristalele de cuarț se prezintă, deobicei, cu conture neregulate și păstrează coroziuni de magmă, fapt care ne determină să considerăm porfiroidele ca roci

vulcanice metamorfozate. Golarile rămase în urma coroziunii sunt umplute de masa criptocristalină, metamorfozată. Ele includ foite de sericit, care s-au format pe unele fisuri.

Fenocristalele de plagioclaz apar uneori sub formă de cristale idiomorfe, dar au de regulă conture neregulate. Maclele frecvente sunt cele după legile albitului și albit-Karlsbad, dar nu lipsesc nici cele după legea periclinului.

În fenocristalele de plagioclaz relicte se observă incluziuni de foite de sericit și de multe ori zone de dezamestec sau de albitizare. Compoziția lor este aceea a unui oligoclaz cu 12% An, uneori de albit cu 10% An. Când apar macle polisintetice, se observă mai bine la aceste cristaloblaste fenomene de zdrobire sau de deformare și torsionare.

Pasta rocilor este alcătuită dintr-o masă șistuoasă, microcristaloblastică, formată din cuarț, feldspat, sericit și clorit. În afară de aceste minerale se mai întâlnesc cristale de zircon, apatit și pirită transformată în limonit.

După compozиția lor, considerăm că aceste roci reprezintă dacite metamorfozate.

Roci porfiroide în care se întâlnesc aceleași porfiroblaste, dar a căror pastă este mai grăunțoasă (0,1–0,5 mm) și conțin o cantitate mai mare de cuarț și sericit, reprezintă probabil tufite cu material vulcanic dacitic, metamorfozate.

3. Roci porfiroide cu porfiroblaste sau fenocristale relicte de plagioclaz se întâlnesc la S de lucrările miniere de la Burloaia și pe valea Cisla. Ele au o culoare verzuie, cenușie, structură porfiroblastică sau blastoporfirică și textură șistuoasă.

Rocile cu fenoblaste de plagioclaz diferă de cele descrise pînă aci prin lipsa fenocristalelor de cuarț și de ortoză. Tabloul de mai jos reprezintă compozиția a două astfel de roci:

Componenți	Cantit. %	Dimens. mm
Porfiroblaste și fenocristale de plagioclaz	19,3–21,0	0,4 – 2,5
Pastă șistuoasă	79,0–80,7	0,002–0,4

Porfiroblastele de plagioclaz apar de multe ori sub formă de idioblastă, dar prezintă și conture neregulate. La unele dintre ele se observă o zonă marginală, care nu este însă relictă. Ea reprezintă un adaos de albit pe unele din fețele fenocristalelor relicte, adaos care s-a produs în timpul metamorfismului și este puțin mai acid decît restul masei fenoblastului, ce are compozиția de oligoclaz cu 10–12% An.

Maclele frecvente ale porfiroblastelor de plagioclaz sunt cele după legile albitului și albit-Karlsbad; mai rar apar macle după legea periclinului. Plagioclazul include foite microniene de sericit și este uneori parțial albitizat sau torsionat și

cataclazat. Fenomenele de albitizare sau de dezamestec se produc în lungul unor plane de forfecare, care fac un unghiu oarecare cu direcția de șistuozitate a rocii.

Pasta acestor roci este alcătuită din plagioclaz, cuarț, sericit, clorit, zoizit, epidot, apatit, zircon, pirită și limonit. Ele formează un agregat fin cristalizat, în care anumite zone sănt mai grăunoase, astfel că pasta are uneori o textură rubanată.

Absența fenocristalelor de cuarț relicte din compoziția acestor roci ne obligă să nu le mai încadrăm între cele două tipuri de porfiroide anterioare, ci, ținând seama de apariția cloritului și a epidotului, să le considerăm ca andezite metamorfozate. R. DIMITRESCU (6), ocupîndu-se de regiunea de la W de harta noastră, admite că unele roci porfiroide provin din metamorfozarea unor porfirite.

4. *Cloritoșisturile cu porfiroblaste de albit* sănt roci de culoare verde, uneori mai cenușie, în care se observă cristaloblaste de albit, înconjurate de o masă cloritoasă-sericitoasă, cu rare cristaloblaste de titanit. Ele apar mai ales pe valea Catarama și mai rar pe valea Cisla. Structura acestor roci este de obiceiu porfiroblastică, iar textura șistuoasă. Cloritoșisturile cu albit au compoziția de mai jos:

Componenți	Cantit. %	Dimens. mm
Porfiroblaste de albit	37–66	0,10–2,0
Alte minerale	34–63	0,02–0,3

Porfiroblastele de albit au dimensiuni variabile și apar de regulă idiomorfe; mai rar se întâlnesc porfiroblaste cu conture neregulate. Totdeauna ele au marginile crenelate sau franjurate, acesta fiind probabil modul de dezvoltare al cristaloblastelor în timpul metamorfismului. Porfiroblastele sănt maclate deobiceiu după legea Karlsbad. Planul de maclă se prezintă uneori ca o linie slab sinuoasă, din cauza efectelor de torsionare pe care le-au suferit cristaloblastele.

Extincția acestor cristaloblaste nu este totdeauna uniformă, din cauza deformării rețelei cristaline și a unor procese de albitizare sau de dezamestec. Uneori plagioclazul include cristale idiomorfe de turmalină albastră-verzuie și foite foarte fine de sericit. Compoziția sa este de albit cu 8–10% An.

Masa intersticială a cloritoșisturilor cu albit este alcătuită din penin, sericit, puțin cuarț, plagioclaz, turmalină și apatit. Se mai văd cristaloblaste de titanit, care s-au oxidat și au trecut într-un agregat granular, opac, de oxizi de titan și fier. Este probabil că titanul necesar la formarea titanitului a provenit dintr-un augit titanifer al bazaltelor premetamorfoze.

Astfel de roci sănt considerate de majoritatea autorilor (7, 21) că provin din roci bazice metamorfozate. În cazul nostru, în care găsim cloritoșisturi mai ales sub formă de intercalații între șisturile cristaline, am putea să ne referim la lave și mai ales la tufuri de bazalte sau de diabaze. Acest fapt se confirmă și prin

conținutul ridicat în plagioclaz al anumitor roci (60%), care le apropie astfel de compoziția unor dolerite.

Existența albitului în cloritoșisturi este explicată, ca și la restul rocilor faciesului de șisturi verzi, prin procese metamorfice; la formarea lui nu are importanță dacă se metamorfozează un plagioclaz bazic sau unul acid, aşa cum ar fi cel din spilite. Apariția foarte rară a mineralelor de calciu, ca epidotul sau zoizitul, ne determină să admitem că în cazul de față este vorba poate de metamorfozarea unor roci vulcanice cu albit.

Concluzii asupra rocilor vulcanice metamorfozate. Studiul petrografic al rocilor eruptive metamorfozate, pe care l-am prezentat mai sus, ne înfățișează rocele porfiroide din regiune sub un aspect mai complex.

După cum s-a văzut din descriere, aceste formațiuni provin din roci eruptive acide, intermediare și bazice. Ele reprezintă, aşa dar, o întreagă gamă de roci care pornește de la bazalte și ajunge la riolite. O astfel de gamă de roci vulcanice reprezintă seria de diferențiere a magmelor calco-alcaline (3). Asemenea cazuri de diferențiere se întâlnesc în cadrul zonelor vulcanice, cu condiții de semicraton sau de craton propriu-zis și reprezintă un vulcanism subsecvent (20), iar după vederi mai noi, corespund vulcanismului geosinclinalelor reziduale (15) sau etapelor tîrziu și finale (17) ale dezvoltării geosinclinalelor.

Relațiile de teren din regiune arată că mineralizațiile de sulfuri sunt asociate cu rocele vulcanice metamorfozate sau sunt cel puțin sincrone. Etapele geomagneticice mai sus amintite sunt și ele însotite, de obicei, de filoane hidrotermale cu diverse mineralizații, fapt explicat prin intensa diferențiere a magmei unor vete vulcanice din adîncime.

Aceste cîteva observații ne arată că vulcanitele metamorfozate din regiunea noastră constituie o anumită parte a unui mare ciclu geomagnetic și s-ar putea considera că ele reprezintă magmatismul unui geosinclinal rezidual (17).

Pe de altă parte, stiva de șisturi cristaline din regiune se termină cu formațiuni grafitoase și calcaroase, care ne arată că în această perioadă se încheia activitatea unor geosinclinale mai vechi. Dar dacă vulcanitele metamorfozate, care ar corespunde unui magmatism vechi sunt asociate cu astfel de formațiuni, rămîne de lămurit căruia ciclu geomagnetic aparțin ele.

Revenind la ideea că unele șisturi cristaline din Carpații orientali ar reprezenta formațiuni arhaice (16), iar că de la rocile faciesului cu biotit se trece la cele ale faciesului cu clorit prin formațiuni retromorfe, nu putem admite decît că acest vulcanism vechi încheie ciclul geomagnetic a cărui activitate începuse în timpul Arhaicului. Cu toate acestea, după cum am arătat și în alt capitol, nu se poate preciza timpul cînd a evoluat această activitate vulcanică.

Zăcăminte de sulfuri. În regiunea cartată de noi se găsesc zăcăminte de sulfuri, localizate în șisturile cristaline descrise mai sus.

Ivirile de sulfuri se întâlnesc pe valea Cisla, unde au aspect filonian, la Cornidei și la Puiu, în bazinul aceleiași văi. Ivirile din urmă sunt concordante cu șisturile cristaline, impregnate la contact cu pirită.

Cel mai important zăcămînt din această regiune este cel de la Burloaia, care apare pe malul drept al văii Catarama, la sud de dealul Gîlu. El este concordant cu șisturile cristaline, între care apar șisturi sericitoase, asociate cu roci porfiroide cu plagioclaz și cloritoșisturi cu porfiroblaste de albit, uneori șisturi grafitoase; la contact, șisturile conțin pirită diseminată.

Pe flancul de N al dealului Gîlu, în bazinul pîrului Vasser-Catarama, se întâlnesc de asemenea zăcăminte de sulfuri, concordante cu aceleași șisturi cristaline.

Noi am admis în anul 1954 că cele două iviri, Burloaia și Vasser-Catarama, s-ar situa pe flancurile unui sinclinal orientat aproape E—W și că poate să existe o continuitate între ele, zăcăminte reprezentînd probabil același nivel stratigrafic.

În cea mai mare parte, zăcăminte apar sub formă de lentile concordante cu șisturile cristaline, aşa cum o dovedesc foarte bine zăcăminte Burloaia, Puiu și Cornidei. Uneori se întâlnesc și mineralizații de sulfuri cu caracter tipice de filoane hidrotermale, iar alteori numai impregnații de pirită în șisturile cristaline sericitoase sau în cele grafitoase.

La contact cu zăcăminte, șisturile cristaline sunt intens sericitizate, datorită pe de o parte fricțiunilor care s-au creat în timpul mișcărilor orogenice între roca incompetență la mișcări și cea mai rigidă, competentă — minereul — și pe de alta, datorită acțiunii acizilor cu bază de sulf asupra șisturilor.

Structura minereului este în general hipidiomorfă, deși se întâlnesc și cazuri cînd ea trece spre cea idiomorfă sau spre cea xenomorfă. Textura sa este șistuoasă rubanată, deseori întîlnindu-se benzi de pirită, care alternează cu benzi de pirită și calcopirită asociate cu alte sulfuri; această textură rubanată, ca și forma lenticulară a zăcămintelor, probează că ele au suferit mișcările orogenice, care au afectat șisturile cristaline în timpul metamorfismului regional.

Paragenezele cele mai des întîlnite sunt alcătuite din pirită—calcopirită—blendă—galenă, la care se mai adaugă mispichel (arsenopirită), tetraedrit, pirotină și minerale secundare de cupru sau de fier. Uneori, cum este cazul pe valea Cisla sau la Cornidei, întîlnim numai pirită și calcopirită sau cele două minerale împreună cu blenda. Cea mai complexă mineralizație am găsit-o în secțiunile de la Burloaia.

Amintim cu această ocazie că în literatura noastră zăcămîntul de la Burloaia era considerat ca alcătuit din pirită și calcopirită (8) sau pirită — calcopirită — galenă și mai rar tetraedrit (6).

Ganga minereului este alcătuită, de regulă, din cuarț care se prezintă sub formă de granoblaste cu contururi neregulate și extincție puternic onduloasă. El

cimentează sulfurile umplînd spațiile dintre ele. Alături de cuarț se întâlnesc în gangă și alte minerale, ca sideroza și calcitul, cum este cazul la ivirea de la Vassercatarama, sau plagioclazul, așa ca la filoanele de pe valea Cisla. Carbonații din gangă predomină uneori și se prezintă sub formă de cristaloblaste, cu numeroase macle după față (0112). De multe ori, sideroza și calcitul străbat minereul sub formă de filonașe.

Plagioclazul din ganga filoanelor de pe valea Cisla apare sub formă de cristale mari, asociate cu cuarț și maclate după legile albitului și albit-Karlsbad. El are compoziția de albit cu 10%. An și include foile de clorit și granule de cuarț.

După cum am arătat mai sus, mineralul predominant ($> 50\%$) care participă în compoziția minereului este pirita. Ea se întâlnește sub formă de cristale cubice, la care se dezvoltă față (100) și prezintă numeroase macle și concreșteri. Dimensiunile cristalelor ajung pînă la 2–3 mm, dar de multe ori pirita apare sub formă de plaje și de granule extrem de fine. Adeseori pirita este ciuruită de gangă și include mici plaje de calcopirită și de blendă, chiar cînd ea este masivă; uneori mici filonașe de calcopirită o străbat pe fisuri.

Din punct de vedere al frecvenței urmează calcopirita, care se găsește în medie sub 5%, dar în unele benzi din minereul rubanat ea poate să atingă 10–15%. Se prezintă deobicei sub formă de plaje, care cimentează granulele de pirită. Ea se asociază cu celelalte sulfuri și include uneori tetraedit sau blendă. Pe marginile plajelor de calcopirită am observat foarte rar pirotină și în alte cazuri covelină.

Calcopirita se întâlnește și în unele ochiuri și filonașe de cuarț, care se observă în minereu, unde se găsește sub formă de plaje cu dimensiuni de la cîțiva microni pînă la 0,4 mm. Aci ea se asociază cu blendă și mai rar cu galenă.

Blenda și galena se întâlnesc cam în aceeași proporție ca și calcopirita. Blenda apare tot sub formă de plaje și include calcopirită în stare de emulsie caracteristică, dar la rîndul său apare inclusă în calcopirită. Tot sub formă de plaje incluse în calcopirită apare și galena. Aceasta conține uneori mici incluziuni de blendă, care-i dau o structură apropiată de cea grafică.

Un alt mineral, mai rar întîlnit în aceste zăcăminte, este mispichelul, care apare de regulă idiomorf, așa cum este cel din zăcămîntul de la Burloaia; se întâlnesc secțiuni după prismă și altele rombice după față (001). Mispichelul conține și el rare incluziuni de gangă și este străbătut pe fisuri de calcopirită.

Încheiind lista mineralelor opace primare din zăcămînte de sulfuri, trebuie să atragem atenția asupra faptului că ele se găsesc incluse unele în altele. Acest fapt are o mare importanță, deoarece arată că sulfurile au cristalizat cam în același timp, deși în ordinea: mispichel — pirită — celelalte sulfuri. Cristalizarea lor s-a făcut probabil sub presiune.

În zona de oxidație, pe seama acestor minerale se formează produse secundare, ca malachit, azurit și limonit.

Ca o concluzie generală la cele expuse pînă aci asupra zăcămintelor de sulfuri, am putea spune că ele se încadrează în sistemul lui N. SCHNEIDERHÖHN (18) la grupa zăcămintelor de sulfuri metamorfozate, de tipul Flöttum.

Geneza zăcămintelor de sulfuri. Discutînd petrografia zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiune, nu putem încheia această lucrare, fără să spunem cîteva cuvinte despre geneza lor. Pentru aceasta, vom cita mai întîi părerile actuale ale diferiților autori, care s-au ocupat de geneza zăcămintelor de sulfuri metamorfozate din Carpații orientali, în general asemănătoare cu cele prezentate de noi.

Acum, s-au separat deja două grupe de păreri asupra genezei acestor zăcăminte, și anume, una care le explică prin acumulări sedimentare de sulfuri și alta printr-o origine hidrotermală.

Ipoteza originii sedimentare a acestor zăcăminte se bazează pe ideea că sulfurile și în special pirita, se pot acumula pe fundul bazinelor de sedimentare, luînd naștere din reacția elementelor Fe, Cu, Zn, As, Pb, etc. aduse de pe continent, cu sulful dintr-un mediu marin reducător. Această origine a fost susținută pentru zăcămintele metamorfozate din Carpații Orientali (9, (10, 13). St. GHÎKA (10) admitea și posibilitatea unui aport endogen de elemente.

Pentru originea hidrotermală a acestor zăcăminte se pronunță în ultimul timp tot mai mulți autori. Astfel un colectiv de autori (12) admite o origine hidrotermală pentru zăcămintele de sulfuri de la Gemenea și Slătioarele, zăcăminte metamorfozate și asociate cu roci porfiroide. Aceiași autori afirmă că în regiune sunt și zăcăminte de sulfuri metamorfozate, de origine sedimentară.

În privința zăcămintelor de sulfuri metamorfozate din regiunea Baia Borșa, M. SOCOLESCU (19) admitea în anul 1949 că sunt de origine hidrotermală și stau în legătură cu un batholit neogen situat în adâncime. Mai tîrziu, C. GHEORGHIU a admis că zăcămintul de la Burloaia este de origine sedimentară (9).

În raportul prezentat de noi în 1954 susținem că în regiunea Borșa există unele iviri de sulfuri metamorfozate net hidrotermale și altele ale căror caracteristici le-ar situa între zăcămintele cu o origine mixtă. Cercetările de laborator pe care le-am făcut au venit să completeze datele obținute pe teren în 1954.

a) Ivirile de pe valea Cisla conțin următoarea parageneză: pirită — calco-pirită — galenă — blendă, iar ca gangă: cuarț, albît, calcit și sideroză. Sideroza și cuarțul străbat minereul sub formă de filonașe și conțin uneori plaje izolate de pirită și calcopirită.

Parageneza întîlnită în aceste mineralizații se aseamănă cu cea de la Gemenea (12) și se apropie de cea de la Fundul Moldovei, unde unul din autori a observat în anul 1956 și benzi izolate, alcătuite numai din blendă și galenă.

Ivirile de pe valea Cisla au în întregime aspectul unor filoane de cuarț, mineral care predomină uneori, sau este impregnat cu sulfuri.

De aceea, noi considerăm că ele au o origine hidrotermală; sînt puse în loc înainte de a fi metamorfozate depozitele din care au provenit șisturile cristaline, deci în timpul sedimentării formațiunilor premetamorfice, în perioada în care evoluă vulcanismul vechi din care a provenit gama de roci vulcanice metamorfozate descrise mai sus. Soluțiile hidrotermale care le-au dat naștere au fost generate de diferențierea magmei din adîncime. Această ultimă afirmație este susținută și de faptul că mineralizațiile se asociază cu rocile porfiroide (16) din regiune, iar acestea din urmă sînt impregnate cu sulfuri sau impregnează cu sulfuri șisturile cristaline la contact.

b) Dar dacă acestea sînt zăcăminte hidrotermale tipice, există însă ivirile Burloaia, Puiu și Cornidei cu parageneza pirită—calcopirită—mispichel—blendă—galenă, răspîndită de altfel, în jurul filoanelor hidrotermale de mai sus. Ele au o extindere mai mare și sînt concordante cu șisturile cristaline din regiune, ocupînd aproximativ același nivel stratigrafic.

Cu toate că zăcămintele rămîn asociate rocelor vulcanice metamorfozate, concordanța lor cu șisturile cristaline și mai ales marea lor extindere sînt considerate ca elemente principale pentru susținerea originii lor sedimentare (9).

Din acest punct de vedere, susținerea originii pur hidrotermale nu ar putea rezista criticiilor, chiar dacă s-ar admite că aceste zăcăminte au fost puse în loc sub forma unor filoane-strat cu toate că, din punct de vedere al paragenezelor, ele nu diferă de zăcămintele hidrotermale stabilite mai sus.

Ca formă de zăcămînt aceste iviri se prezintă sub formă de lentile, sînt perfect concordante cu șisturile cristaline, care au provenit din metamorfozarea unor roci sedimentare. Pentru aceste motive, este obligatoriu să se admită că și unele zăcăminte de sulfuri s-au depus printr-un proces de sedimentare.

Rămîne nerezolvată însă problema paragenezelor acestor zăcăminte, care sînt asemănătoare cu cele ale ivirilor de sulfuri de origine hidrotermală, cum și asocierea celor două tipuri de zăcăminte în aceleași zone cristaline.

Înîind seama de această asemănare, se pune întrebarea dacă sulfurile care le alcătuiesc s-au format din materialul adus de pe continent sau dacă ele nu au o altă origine.

În această privință noi admitem că acest material — gangă și sulfuri — are o origine hidrotermală. Sub o mare presiune hidrostatică, soluțiile hidrotermale din care s-au format filoanele de mai sus sau soluțiile rezultate din degazeificarea lavelor submarine ajungeau pe fundul bazinului de sedimentare. Aci întreaga soluție era dispersată în apa marină, căreia îi schimba pH-ul și rH-ul și-i ridică totodată temperatura. Sulfurile și silicea au precipitat sub forma unor particule fine, formîndu-se un sistem suspensoidal — hidrosol — și au sedimentat apoi, din cauza fineței lor, în perioade de timp mai lungi, uneori odată cu depozite argiloase, tufo-gene sau grezoase.

În timpul cît acest material s-a găsit în stare suspensoidală, a fost răspîndit pe o mare suprafață a fundului marin, explicînd astfel marea întindere a zăcămîntelor.

Se explică, de asemenea, asemănarea paragenezelor acestui tip de zăcăminte cu paragenezele din filoanele hidrotermale.

Particulele de sulfuri, ca și cele de silice, se depuneau probabil sub forma unui gel silicios-sulfuros, care, supus metamorfismului a trecut într-un minereu fin cristalizat, alcătuit din sulfuri și cuarț intim asociate.

În această ipoteză, zăcământul de tip Burloaia ar aparține grupei de zăcăminte de origine mixtă.

Concluzii generale. Concluziile generale pe care le putem formula din această lucrare sunt următoarele:

Din punct de vedere geologic, regiunea este alcătuită din șisturi cristaline, ce aparțin faciesului amfibolitic, șisturi diaforitice și sisturi din faciesul de șisturi verzi.

Cu aceste formațiuni se asociază roci porfiroide și zăcăminte de sulfuri metamorfozate.

Formațiunile premetamorfice și rocile vulcanice au încheiat activitatea de sedimentare, respectiv activitatea magmatică a unor geosinclinale paleozoice vechi.

Rocile vulcanice metamorfozate reprezintă o întreagă serie de diferențieri a unei magme calcoalcaline, rocile porfiroide corespunzînd tufurilor bazice, andezitelor, dacitelor și riolitelor.

Odată cu activitatea vulcanică sunt puse în loc zăcăminte hidrotermale de sulfuri, care au fost metamorfozate împreună cu depozitele sedimentare, în condițiile unui metamorfism regional.

Cu toate că admitem vîrsta arhaică pentru unele șisturi cristaline, nu putem preciza cînd s-au format șisturile cristaline mai slab metamorfozate, deși credem că ele ar putea să fie mai vechi decît devonianul.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului, jud. Neamț. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, 1928.
2. ATHANASIUS S. Geologische Beobachtung in den Nord-Moldauischen Ostkarpathen. *Verhandlungen. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1989.
3. BARTH F. W. T. Theoretical Petrology. New York 1952.
4. COBĂLCESCU G. R. Dare de Seamă asupra geologiei Carpaților Pocoției și Maramureșului (H. Zapalovici). *An. Acad. Rom.*, București 1890.
5. DIMITRESCU R. Cercetări geologice în regiunea Baia Borșa-Toroiaga. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950–1951), București 1954.
6. DIMITRESCU R. Cercetări petrografice în regiunea Baia Borșa-Toroiaga. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951–1952). București 1955.

7. ESKOLA P. Entstehung der Gesteine. Berlin 1939 (Partea III-a).
8. GESELL ALEX. Beiträge zur geologischen Kenntnis des der Bergdirektion Marmarosch unterstehenden, im NE. Theile des Komitates gelegenen Eisenbergbaureviers. *Nath. Naturwiss. Ber. aus Ungarn.* XII, 1881.
9. GHEORGHIU C. Considerațiuni asupra genezei unor acumulații de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R.P.R. *An. Univ. C. I. Parhon*, nr. 19/1958 (sub tipar).
10. GHICA ȘT. Procese geologice, fizico-chimice și metalogenetice din Munții Rodnei. *D. S. Com. Geol.*, XLI (1953–1954). București 1957.
11. GRUBENMANN-NIGGLI Die Gesteinsmetamorphose, I, Berlin 1924.
12. IANOVICI V., GIUȘCĂ D., STIOPOL V., MÎNZĂRARU L. Studiul fiziografic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Gemenea. *An. Univ. C. I. Parhon. Seria Șt. Naturii*, nr. 16, 1957.
13. KRÄUTNER Th. Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Maramureș. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIII (1934–1935), București 1940.
14. MACOVEI Gh. Geologia stratigrafică. București 1954.
15. PEVE A. V. Legătura sedimentării, cutării, magmatismului și zăcămîntelor de minereruri cu fracturile de adîncime. *An. Rom. Sov. seria Geol.-Geogr.* Nr. 4, (trad. din limba rusă) București 1956.
16. SAVUL M. și MASTACAN Gh. Contribuționi la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații orientali *Bul. St., Acad. R.P.R. Sect. Geol.* IV, 2, 1952.
17. SERPUHOV V. I. Obscie printipî reghionalnovo metallogheniceskovo analiza. *Sov. gheologhia*, fasc. 43, 1955.
18. SCHNEIDERHÖHN H. Erzlagerstätten. Dritte Aufl., Jena 1955.
19. SOCOLESCU M. Asupra geologiei regiunii Băile Borșei *D. S., Com. Geol.*, (1948–1949), București 1952.
20. STILLE H. Zur Frage der Herkunft der Magmen. Berlin 1940.
21. TURNER F. J. Evoluția metamorficeskikh porod. Moskva 1951 (trad. din limba engleză).
22. TRUSOVA F. I. Rocile metamorfice ale masivului Rahov din Carpații orientali. *An. Rom. Sov. seria Geol.-Geogr.*, nr. 5, (trad. din limba rusă) București 1953.
23. ZAPALOWICZ H. Eine geologische Skizze der Pokutis-Marmaroscher Grenz-Karpathen. Wien 1886.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ПОРФИРОИДНЫХ ПОРОД И СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АССОЦИИРОВАННЫХ С КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ СЛАНЦАМИ ОБЛАСТИ БАЯ-БОРША
(МАРАМУРЕШ)

Х. САВУ, АЛ. ВАСИЛЕСКУ
(Краткое содержание)

Авторы исследуют, в особенности, порфириодные породы и сульфидные месторождения, включившиеся в кристаллические сланцы восточной части Марамуреша.

В первой части работы указан сокращено геологический и петрографический состав области. Таким образом установлено, что область состоит из кристаллических сланцев, метаморфизованных в условиях более передового мезозонального метаморфизма, а именно, из кристаллических диафторитовых сланцев и кристаллических эпизональных сланцев.

Более интенсивно метаморфизованные кристаллические сланцы выявляются очень редко, будучи представлены: парагнейсами с биотитом, как это выявлено в В. Числя.

Диафторитовые сланцы имеют более широкое распространение, нежели предшествующий комплекс, будучи представлены парагнейсами с биотитом, постепенно превращенными в хлорит.

Эпизональные сланцы занимают наибольшую площадь исследуемой области, будучи представлены породами, отнесенными к зеленым сланцам (серicitовым, хлоритовым, карбонатным, тальковым, графитным сланцам, белым или серым известнякам, графитным кварцитам и белым кварцитам).

Далее авторы дают петрографическое описание выявленных типов пород и геологическую эволюцию области. Что же касается возраста кристаллических образований области, авторы допускают их принадлежность к возрасту между археем и девоном.

Специальная глава посвящена парофироидным породам, выделение которых по типам, проведено на основании планиметрических анализов, которыми установлены количественные взаимоотношения между сланцевой массой пород и реликтовыми фенокристаллами кварца, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом.

Таким образом были выделены следующие типы вулканических метаморфизованных пород:

порфириоиды с фенокристаллами кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, выявленных в д. Катарана и р. Ариниешулуй;

породы белого цвета состоят из сланцевой массы, в которой выявлены реликтовые фенокристаллы первичной породы. Фенокристаллы кварцевых реликтов, обнаруженные в этих порфириоидах сохраняют иногда следы магматической коррозии.;

порфириоиды с реликтовыми кварцевыми и плагиоклазовыми фенокристаллами, выявленные в д. Катарана, — это так же породы белого цвета, имеют сланцевую текстуру и бластопорфировую структуру, но отличаются от первых отсутствием фенокристаллов калиевого полевого шпата;

порфириоиды с плагиоклазовыми фенокристаллами, выявленные в зоне Бурлооя и в д. Числа, зеленого, иногда, серого цвета, имеют порфиробласти-

ческую или бласто-порфировую структуру и сланцевую текстуру. В этих породах отсутствуют кварцевые и калиевые полево-шпатовые фенокристаллы, а в их сланцевой массе выявлены плагиоклаз, кварц, серицит, хлорит, зоизит, эпидот, апатит, циркон, пирит, лимонит.

С петрографической точки зрения, порфириодные выше указанные породы соответствуют риолитам, дацитам и андезитам.

Другой тип метаморфизованных пород — это хлорито-сланцы с альбитовыми порфиробластами, — выявлен в Д. Катарам и Числа. Кроме альбита, в их состав входят: хлорит (пенин), серицит, кварц, апатит, титанит, реже турмалин. Они представляют лавы и, в особенности, базальтовые туфы или метаморфизованные диабазы.

Авторы полагают, что вулканические метаморфизованные породы аналогичны, по своему составу, с особенностями вулканизма остаточных и субсеквентных геосинклиналий. Они пришли к следующему заключению:, что эти вулканиты завершили более древний магматический цикл.

Сульфидные месторождения, ассоциированные с кристаллическими сланцами области, представляют собой форму, залегающих согласно, с ними линз; более редко встречаются и жильные формы. Как одни, так и другие были подвержены процессу областного метаморфизма.

Результат процесса минерализации состоит в виде вкрапленности и прожилков: пирита, пиротина, халькопирита, миспикеля, цинковой обманки, галенита, тэтраэдрита, минераллов, ассоциировавшихся в различных парагенезисах. В более редких случаях встречаются: ковеллин, азурит и лимонит.

Пустая порода состоит, в большинстве случаев, из кварца, рядом с которым выходят на земную поверхность плагиоклаз, сидероза и кальцит.

Что же касается генезиса этих месторождений, авторы допускают наличие смешанного происхождения. Они представляют привносы гидротермальных растворов или из дегазации вулканических продуктов, образовавшихся у основания геосинклиналии, во время седиментации дометаморфических отложений. Эти привносы, осадившиеся под видом мелкозернистых частиц, рассеивающихся в морской воде, осадились впоследствии на больших площадях, одновременно с глинистыми, туфогенными и песчанистыми отложениями, вместе с которыми впоследствии были метаморфизованы.

Во время метаморфизма сульфиды и простые породы кристаллизовались в зависимости от химического состава отложения, установив, таким образом, наличие различных встреченных парагенезисов.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES ROCHES PORPHYROÏDES ET DES GISEMENTS DE SULFURES ASSOCIÉS AUX SCHISTES CRISTALLINS DE LA RÉGION DE BAIA BORŞA (MARAMUREŞ)

PAR

H. SAVU, AL. VASILESCU

(Résumé)

Les auteurs s'occupent particulièrement des roches porphyroïdes et des gisements de sulfures intercalés dans les schistes cristallins du Maramureş de l'Est.

La première partie du travail présente succinctement la constitution géologique et pétrographique de la région. On montre que la région est composée de schistes cristallins métamorphisés dans les conditions d'un métamorphisme plus avancé, de la mésozone, de schistes cristallins diaphoritiques et de schistes cristallins de l'épizone.

Les schistes cristallins plus intensément métamorphisés sont assez rares, étant représentés par des paragneiss à biotite (Valea Cisla).

Les schistes diaphoritiques accusent un développement plus large que le complexe antérieur et comprennent des paragneiss dont la biotite est transformée progressivement en chlorite.

Les schistes de l'épizone occupent la majeure partie de la région et sont représentés par des roches qui revêtent le faciès des schistes verts (schistes sériciteux, schistes chloriteux, schistes carbonatiques, schistes talqueux, schistes graphiteux, calcaires cristallins blancs ou gris, quartzites graphiteux et quartzites blancs).

En continuation, les auteurs présentent la description pétrographique des types de roches, ainsi que l'évolution géologique de la région. Quant à l'âge des formations cristallines de la région, on admet qu'elles seraient situées entre l'Archéen et le Dévonien.

Un chapitre spécial est accordé aux roches porphyroïdes dont la séparation par types a été effectuée au moyen des analyses planimétriques, qui ont déterminé les rapports quantitatifs entre la pâte schisteuse de la roche et les phénocristaux reliques de quartz, feldspath potassique et plagioclase.

On a séparé les types de roches volcaniques métamorphisées suivants :

Les porphyroïdes à phénocristaux de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase, rencontrés dans Valea Catarama et Pîrîul Arinieşului, de couleur blanche et composés d'une pâte schisteuse dans laquelle ont été identifiés les phénocristaux reliques de la roche primaire; les phénocristaux reliques de quartz de ces porphyroïdes préservent encore les traces de la corrosion magmatique;

Les porphyroïdes à phénocristaux reliques de quartz et de plagioclase rencontrés dans Valea Catarama sont également des roches de couleur blanche à texture schisteuse et structure blastoporphyrique; ils diffèrent des premiers par l'absence des phénocristaux de feldspath potassique;

Les porphyroïdes à phénocristaux de plagioclase apparaissent dans la zone de Burloaia et Valea Cisla; ils présentent une couleur verdâtre, parfois grise, une structure porphyroblastique ou blastoporphyrique et une texture schisteuse; ces roches sont exemptes de phénocristaux de quartz et de feldspath potassique, et leur pâte schisteuse comporte les minéraux suivants: plagioclase, quartz, séricite, chlorite, zoïsite, épидote, apatite, zirconie, pyrite et limonite.

Au point de vue pétrographique, les roches porphyroïdes décrites plus haut correspondent aux rhyolites, aux dacites et aux andésites.

Un autre type de roches métamorphisées est celui des chloritoschistes à porphyroblastes d'albite, rencontrés dans Valea Catarama et Valea Cisla. À part l'albite, ils renferment les minéraux suivants: chlorite (pénine), séricite, quartz, apatite, titanite, plus rarement tourmaline. Ils représenteraient des laves et principalement des tufs basaltiques ou des diabases métamorphisés.

Les auteurs considèrent que les roches volcaniques métamorphisées ressemblent beaucoup — par leur composition — à celles du volcanisme des géosynclinaux résiduels ou subséquents. On tire la conclusion que ces roches volcaniques terminent un cycle magmatique plus ancien.

Les gisements de sulfures associés aux schistes cristallins de la région apparaissent sous forme de lentilles; plus rarement on rencontre également des formes filoniennes. Autant les uns que les autres ont subi un métamorphisme régional.

La minéralisation comporte les minéraux suivants: pyrite, pyrrhotine, chalco-pyrite, mispichel, blende, galène, tétraédrite, associés en diverses paragénèses. Plus rarement on rencontre la coveline, l'azurite et la limonite. La gangue est constituée essentiellement par le quartz et subordonné apparaissent également le plagioclase, la sidérose et la calcite.

En ce qui concerne la genèse de ces gisements, on considère qu'ils sont d'origine mixte. Ils représentent des apports provenus des solutions hydrothermales ou de la dégazéification des produits volcaniques, phénomènes qui avaient lieu au fond du géosynclinal pendant la sédimentation des dépôts pré-métamorphiques. Ces apports, précipitant sous forme de particules fines, disperses dans l'eau de mer, se sont sédimentés sur de vastes surfaces en même temps que les dépôts argileux, tufogènes ou gréseux, et l'ensemble a été métamorphisé.

Durant le métamorphisme, les sulfures et la gangue ont cristallisé en fonction de la composition chimique du dépôt, donnant lieu aux différentes paragénèses rencontrées.

**CONTRIBUȚIUNI LA STUDIUL ROCILOR EFUZIVE DIN
ZONA BAIA SPRIE — DĂNEȘTI — TRESTIA — BLOAJA
(REGIUNEA BAIA MARE)¹⁾**

DE

V. MANILICI

Prin cercetările de teren din anii 1954—1955 am identificat pe teritoriul localităților: Baia Sprie, Săsești, Cetățele, Plopiș, Trestia și Bloaja, următoarele roci efuzive: andezite cu amfiboli și piroxeni, dacite, andezite feldspatiche și andezite bazaltoide cu augit și hipersten.

Întrucât aceste roci prezintă particularități petrografice deosebite de ale rocilor similare din sectorul Baia Sprie—Capnic, situat ceva mai la nord, vom prezenta o descriere a acestora, insistînd asupra fenomenelor de metamorfism hidrotermal și asupra chimismului rocilor din întreaga zonă cercetată de subsemnatul (7).

1. Andezitele cu amfiboli și piroxeni, asociate cu tufurile și aglomeratele corespunzătoare, aparținând primei faze de erupție din regiunea Baia Mare, se întâlnesc în partea de nord-est a regiunii, între Baia Sprie și Bloaja (Valea Știrbă, Valea Hărmăneasa, Coasta Minei de Fier, etc.), ca și pe creasta dintre Trestia și Plopiș.

Între Baia Sprie și Negreia, acest complex suportă formațiuni sedimentare pliocene, lave andezitice cu augit și hipersten, iar între Trestia și Plopiș, acest complex acoperă sedimente de vîrstă tortoniană, fiind acoperit la rîndul său de andezite piroxenice, în parte alterate. Într-un profil bine deschis de pe marginea drumului ce leagă satele Trestia și Plopiș, se urmăresc alternanțe de tufuri și marne tortoniene acoperite de tufuri, aglomerate și lave andezitice. Limita superioară a acestui complex este greu de determinat în sectorul Plopiș — Bloaja — Trestia, deoarece lavele andezitice cu augit și hipersten care le acoperă fiind și ele puternic alterate, este greu de apreciat natura rocii inițiale.

¹⁾ Comunicare în ședință din 9 ianuarie 1959.

Rocile din sectorul cercetat prezintă caractere apropiate de ale celor dintre Baia Sprie și Capnic, (7) având feldspații de regulă sericitizați, iar componentele melanocrate cloritizate. Pe cursul superior al Văii Știrbe se dezvoltă o largă zonă de caolinizare, roca caolinoasă fiind pe alocuri impregnată cu puțină pirită.

Față de condițiile STAS, caolinele analizate au un conținut de Fe_2O_3 și TiO_2 mai ridicat, iar conținutul în Al_2O_3 este mai scăzut.

În aceeași zonă se observă și procese de silificiere, roca fiind transformată într-o masă de cuarț criptogranular. Acest din urmă proces încă n-a fost cercetat în toate detaliile, pentru a se putea stabili faza în care s-a produs procesul de alterare. După aspectul cuartului, și după prezența zonelor de caolinizare, pare să simțim în prezență aceleiași faze de alterație ca și la Baia Sprie.

2. Dacitele. În sectorul cercetat, dacitele acoperă suprafețe importante în raza localităților Dănești și Cetățele. În preajma satului Dănești, ele alcătuiesc înălțimi proeminente ca: teiul Dăneștilor, Mîndra Vedere, Creasta de la nord-est de această localitate și Măgura—Cetățele. Vatra acestei localități este așezată exclusiv pe lave dacitice. Roci asemănătoare apar de o parte și de alta a Văii Bulzului, în satul Negreia, ca și la W de Cetățele, respectiv la N de pădurea Cremenii. În toate acestea aparținând predomină lavele și aglomeratele dacitice cu biotit.

Aglomerate și tufuri dacitice cu biotit se întâlnesc pe drumul dintre Cetățele și Bontăeni, ca și la est de șoseaua dintre Baia Sprie și Săsești, unde apar intercalate la limita dintre depozitele sarmațiene și cele pliocene.

Este interesant de remarcat faptul că principalele corpuși ale complexului dacitic apar alungite pe direcția N—S, grosimea maximă a complexului de lave și aglomerate dacitice fiind de cca 120 m la Teiul Dăneștilor și cca 150 m la Măgura—Cetățele.

Raporturile dintre lavele, aglomeratele și tufurile dacitice sunt bine vizibile pe Valea Bulzului, unde tufurile apar acoperite de aglomerate care, la rîndul lor, sunt acoperite de lave dacitice. Raporturile complexului dacitic cu formațiunile sedimentare pot fi lesne descifrate în sectorul Dănești — Negreia, unde dacitele străpung și acoperă depozitele sedimentare atribuite Sarmațianului. (10). Tot aici, pe Valea Cheia, în aglomeratele dacitice, se observă enclave de marne sarmațiene coapte, ușor micacee, iar pe Valea Bulzului, în masa acelorași aglomerate, întâlnim elemente de andezite cu amfiboli și piroxeni, silicificate. Aspectul rocii este destul de variat. Tipurile reprezentative de culoare cenușie închisă ori deschisă se disting lesne, prin prezența lamelelor de biotit, al căror diametru atinge 2–3 mm și fenocristale de cuarț de același ordin de mărime. Pe lîngă tipurile de rocă în care biotitul este bine reprezentat, se întâlnesc altele în care biotitul este sporadic sau chiar absent, în același timp putind să scadă uneori și frecvența fenocristalelor de cuarț. Cum paralel cu această modificare a conținutului în biotit și cuarț se realizează

de regulă o îmbogățire în amfiboli și piroxeni, ultimul tip de rocă se apropie mult de un andezit.

Deosebit de interesante sînt ivirile de pe ambele maluri ale Văii Bulzului de la marginea de nord-est a satului Dănești, în care aceste două varietăți de dacit alcătuiesc alternanțe de grosimi centimetrice pînă la decimetrice.

Compoziția mineralologică a acestor roci variază în limite destul de largi, după cum se poate vedea din analizele planimetriche din tabloul I.

TABLOUL I

Minerale componente	Proba Nr.	Proba Nr.	Proba Nr.	Proba Nr.
	4612 %	4616 a %	4653 %	4645 %
<i>Minerale primare</i>				
Cuarț	15	6	11	13
Feldspat plagioclaz	32	24	30	19
Biotit	8	4	3	3
Augit	0,5	0,5	2,5	8
Hipersten	—	—	urme	
Hornblendă	0,5	0,5	1	1
Minerale opace	—	—	0,5	—
Pastă	42	54	53	55
<i>Minerale secundare</i>				
Calcedonie + opal	0,5	0,5	—	—
Natrolit	1,5	9	2	—

Pe lîngă aceste componente apare destul de frecvent și zirconul, ce pare a fi mai frecvent în tipurile biotitice.

Roca este în general proaspătă, fiind afectată uneori de procese de opacizare, silicifiere ori zeolitizare. Procesul de opacizare afectează în deosebi biotitul, care apare adesea transformat în întregime; augitul, hornblenda verde ca și hiperstenul, prezintîndu-se de regulă proaspete. În rare cazuri piroxenii sînt pseudomorfozați prin opal ori calcedonie, asociată adesea cu natrolit. Cea mai largă răspîndire o are fenomenul de zeolitizare, care afectează mai cu seamă pasta vitroasă a rocii. Natrolitul, rezultat sub formă de concreșteri radiare, alcătuiește de obicei plaje neregulate ori căptușește vacuoile, respectiv fisurile rocii, fiind asociate adesea cu calcedonie (pl. II, fig. 3). Totdeauna calcedonia ocupă partea centrală a acestor plaje, ceea ce arată că fenomenul de zeolitizare precede pe cel de silicifiere.

În cazuri cu totul izolate, dacitele din acest sector prezintă o slabă impregnare pirotoasă, ca pe Valea Bulzului.

Cu toate că aceste roci au uneori un conținut de natrolit destul de ridicat, feldspații plagioclazi, reprezentați printr-un andezin-labrador cu 35–54% An, apar proaspeți, prezentând rareori un început de zeolitizare. Este demn de remarcat faptul că zonalitatea acestora este asemănătoare cu a celor din regiunea Capnic–Baia Sprie (7) ceea ce ne conduce la ideea că dacitele din sectorul Dănești ar fi sincrone cu acestea. Apariția tipurilor biotitice ca și natura deosebită a proceselor de alterație, în cazul dacitelor de la Dănești, ar putea fi explicată printr-o evoluție deosebită a magmei dacitice într-un bazin periferic localizat mai la sud.

Analiza chimică a unui dacit biotitic de la Dănești (4807) și a unui dacit cu amfiboli și piroxeni (4038) de pe Valea Tulbure (Baia Sprie), asemănător din punct de vedere mineralologic cu unele tipuri dacitice din sectorul Dănești–Cetățele, tabl. III și IV arată că dacitul biotitic corespunde unei magme intermediare între o magmă granodioritică și una leucotonalitică, remarcându-se printr-o valoare ceva mai mică a lui k , iar dacitul amfibol-piroxenic corespunde unei magme intermediare dintre o magmă cuarț-dioritică și una leuco-tonalitică, remarcându-se printr-o valoare mai mică a parametrilor alk și k .

3. Andezitele feldspatice reprezintă unele dintre cele mai noi efuziuni. Se întâlnesc la NE de Dănești alcătuind înălțimea Muta Mare și un mamelon de pe malul drept al Văii Bulzului. Ele par să alcătuiască coșuri vulcanice, care străpung depozitele sarmațiene.

Roca de culoare albicioasă, cu pete roșcate pînă la cenușiu-deschisă, cu structură holocrystalin-porfirică, apare alcătuită din fenocristale de feldspat plagioclaz în proporție de 70–80%, amfiboli și piroxeni 0,5–2% și cuarț în proporție de 0,1–1%, împlinitate într-o pastă microlitică formată în cea mai mare parte din feldspat, la care se adaogă amfiboli și piroxeni, mai rar minerale opace.

Caracterul distinctiv al acestei roci îl constituie predominanța netă a feldspatului plagioclaz (pl. I, fig. 1), ca și conținutul lor redus în minerale melanocrate, din care cauză ele nu apar în prima generație decât într-o proporție cu totul redusă.

Starea lor de alterație este destul de avansată. Procesul de alterație afectează de preferință componentele melanocrate, care în stadiul actual apar complet pseudomorfozate de clorit, hidrohematit, carbonați, reprezentați prin siderit ori calcit, mai rare de cuarț microgranular. Aceleași minerale, însorite de natrolit, apar depuse adesea pe fisurile fine ale roci sau formează plaje neregulate. Feldspații plagioclazi se păstrează de obicei în stare proaspătă, observându-se numai rareori un început de sericitizare, carbonatare ori zeolitizare.

Analiza chimică a unui eșantion proaspăt (Nr. 4626) de pe Muta Mare arată că roca corespunde unei magme intermediare între o magmă leucotonalitică și

una leucopeleitică, remarcindu-se prin valori mai ridicate la *al* și *mg*, respectiv valori mai scăzute la *fm* și *c*.

4. Andezitele bazaltoide cu augit și hipersten. Lavele andezitice cu piroxeni, cît și aglomeratele respective, care reprezintă ultimele produse eruptive din sectorul cercetat, acoperă suprafețe întinse între Valea Capnicului și Valea Bloajei, unde alcătuiesc înălțimile cele mai importante, ca: Vf. Tisa, Vf. Focului și Vf. Măgura. La W de Valea Capnicului, ele apar sub forma unor petece, ca cele de la Piatra Roșie la N de Surdești, Dîmbul Mare din partea de S a acestei localități, ca și două petece mai mici la S de Dănești. La sud-est de Valea Bloajei, ele formează importantul masiv Satra.

Aceste andezite alcătuiesc curgeri de lave răspândite pe suprafațe de mai mulți km patrați, conuri vulcanice clasice de 100—300 m înălțime, ca Vf. Tisa și Dealul Crucii, conuri scunde ca Vf. Măguricei, ori cupole alungite de 350 m înălțime, ca Masivul Satra.

Aglomerate andezitice alcătuind forme abrupte de relief se întâlnesc pe malul drept al Văii Bloaja, sub Vf. Măgura și pe malul drept al Văii Capnicului (Piatra Roșie).

Grosimea complexului de lave și aglomerate andezitice cu piroxeni este greu de apreciat, datorită faptului că o parte din aceste produse fiind puternic hidrotermalizate, nu se poate stabili cu certitudine care din aceste produse s-au format pe seama andezitelor piroxenice. După toate probabilitățile, această grosime este cuprinsă între câteva zeci de metri și cca 550 m (Vf. Măgurei și Vf. Focului).

Acest complex acoperă sedimentele oligocen-superioare din sectorul Bloaja—Trestia și complexul de sedimente miocene din bazinul Văii Capnicului, inclusiv gresiile albe silicioase dintre Pădurea Plopișului și Dîmbul Mare, atribuite de R. DIMITRESCU, Tortonianului, iar de R. DIMITRESCU și M. BLEAHU (4), Sarmatianului superior. Este demn de subliniat faptul că în sectorul Surdești—Plopiș—Trestia—Bloaja andezitele cu augit și hipersten, în contrast cu cele din alte sectoare din regiunea Baia Mare, apar pe suprafețe întinse puternic hidrotermalizate. Alterația hidrotermală manifestată prin procese de cloritizare, opacitizare, zeolitizare, sericitizare, carbonatare, silicificare și piritizare, afectează în special andezitele dintre Valea Capnicului și Valea Bloajei. În afara acestor limite, andezitele cu augit și hipersten nu apar afectate decât de sericitizare, cum este cazul celor de pe Valea Gutuiului din zona zăcământului de la Capnic și a celor de la confluența Pîrîului Tulbure cu Pîrîul Săsarului (Baia Sprie). În aceste din urmă cazuri, roca apare străbătută și de filonașe de cuarț microgranular, asociat cu carbonați. Nu este exclus ca silicifierile și caolinizările de la N de Negreia (SW de Dealul Hust) să se fi produs în parte tot pe seama andezitelor cu augit și hipersten.

Prin urmărirea în detaliu a compoziției mineralogice a rocilor din zonele de alterație, ca și a raporturilor dintre rocile alterate și cele proaspete dintre Valea Capnicului și Valea Bloaja, se constată, pe de o parte, că în cuprinsul zonelor de alterație se întâlnesc pe alocuri andezite cu augit și hipersten într-un stadiu de alterare puțin avansat, sau chiar andezite proaspete, între aceste extreme urmărindu-se tipuri intermediare. Aceste observații ne îndreptățesc să afirmăm că cel puțin în parte procesele de alterație hidrotermală s-au grefat pe andezite cu augit și hipersten.

Compoziția mineralologică a andezitelor cu augit și hipersten dintre Plopiș–Trestia–Bloaja este în linii generale asemănătoare cu a andezitelor similare din restul lanțului Oaș–Gutii, după cum se poate vedea din cele cîteva analize planimetrice din tabloul II.

Din examinarea acestui tablou se vede că proporția de fenocristale variază între 15 și 60%, variațiile cele mai importante observindu-se la augit și feldspat plagioclaz; tipurile cele mai vitroase ca și cele mai porfirice se întâlnesc în Masivul Satra (pl. I, fig. 2 și 3). În general, la tipurile cu un caracter porfiric accentuat, fenocristalele au dimensiuni reduse, iar la tipurile cu un caracter porfiric mai puțin accentuat, fenocristalele de plagioclazi în special au dimensiuni mai mari.

TABLOU II

Minerale componente	Proba Nr. 4647	Proba Nr. 4692	Proba Nr. 4698	Proba Nr. 4699	Proba Nr. 4633	Proba Nr. 4690	Proba Nr. 4716	Proba Nr. 4685
<i>Minerale primare</i>								
Feldspat plagiociaz	28	26	56	12	28	33	40	—
Augit	2	4	12	2	—	—	—	—
Hipersten	2	2	2	1	—	1	—	—
Hornblendă verde	—	—	—	—	—	—	—	—
Minerale opace	2	2	3	1	urme	2	3	—
Cuarț	1	—	—	—	—	—	—	—
Pastă	64	66	47	84	68	57	43	48
<i>Minerale secundare</i>								
Calcedonie, }	—	—	—	—	—	—	3	52
Opal . . . }	—	—	—	—	—	—	—	—
Natrolit	—	—	—	—	1	—	1	—
Calcit }	—	—	—	—	1	—	1	—
Siderit}	—	—	—	—	—	—	—	—
Clorit	—	—	—	—	2	1	9	—
Sericit	—	—	—	—	—	2	—	—

În ambele cazuri, feldspații plagioclazi reprezentați printr-un andezit cu 35–40% An, ori labrador cu 50–68% An, se găsesc de regulă în stare proaspătă, chiar la tipurile cu un grad de alterație destul de avansat, în contrast cu piroxenii care se recunosc numai după pseudomorfoze. Prezența pseudomorfozelor după piroxeni și lipsa unor asemenea pseudomorfoze după amfiboli, ca și trecerile gradate dintre roca alterată și andezitul cu augit și hipersten nealterat, ne-a obligat să considerăm că rocile hidrotermalizate dintre Valea Capnicului și Valea Bloajei s-au format pe seama andezitelor cu augit și hipersten.

Cu totul excepțional în asociația andezitelor cu augit și hipersten care au o compoziție mineralologică destul de omogenă, pe Valea Măguricei se întâlnesc varietăți cu sporadic cristale de hornblendă verde, cît și varietăți biotitice, iar în aglomeratele de la obîrșia Izvorului Fîntînilor, ca și în cele de lîngă Bontăeni, se întâlnesc elemente de andezite cu augit și hipersten ușor cuarțifere, în care conținutul de cuarț primar nu depășește de 1% din masa rocii.

Date deosebit de interesante se obțin prin urmărirea în detaliu, cu ajutorul microscopului, a fenomenului de alterație. De regulă, procesul de alterație începe cu sericitizarea feldspaților, fenomen bine vizibil pe Izvorul Poeniței, affluent stîng al Pîrîului Capnic. Concomitent ori independent se efectuează și cloritizarea piroxenilor; acest din urmă fenomen avînd un caracter ceva mai general poate fi urmărit pe Valea Bulzului, Valea Măguricei, Dîmbul Mare, ca și pe Valea Bloajei. Într-un stadiu mai avansat de alterație, cloritul este înlocuit de limonit ori hidrohematit, transformare care se realizează foarte probabil în stadiile viitoare de alterație.

Fenomenele de carbonatare se realizează în paralel cu cel de zeolitizare, mai rar cu cel de silicifiere; carbonații, reprezentați de regulă prin calcit, aragonit, ori siderit, fiind asociații cu natrolit ori opal. Carbonații singuri ori asociații cu opal pseudomorfozează de preferință piroxenii, găsindu-se depuse uneori și în pastă, sub formă de concreșteri sferoidale. În andezitele carbonatate de pe Valea Măguricei, calcitul apare adesea asociat cu lamele fine de biotit, cu dispoziție stelară, fără urme

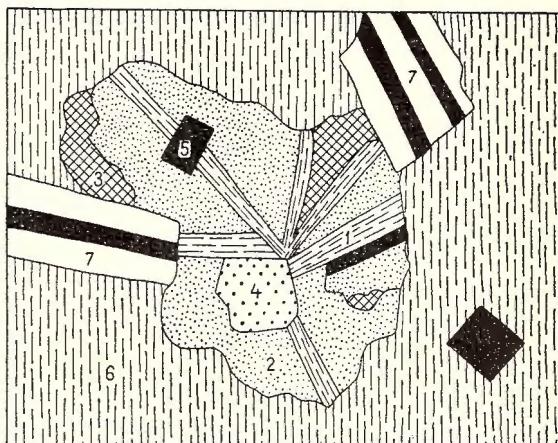


Fig. 1. – Biotit (1) cu dispoziție stelară în jurul unui cristal de piroxen pseudomorfozat de carbonați (4) mulat de calcit (2) și opal (3) dezvoltat în andezit (6). Feldspații plagioclazi (7) ca și pirita (5) apar proaspeți.

de cloritizare, cu toate că celelalte componente melanocrate apar complet pseudomorfozate de calcit, asociat uneori cu siderit. Același biotit apare asociat uneori cu opalul. Prezența acestui biotit în roci cu un grad înaintat de alterație, ca și asocierea lui cu minerale de neoformație, ca opal și calcit (fig. 1), ne obligă să-i atribuim și lui originea hidrotermală.

Deosebit de interesante sunt depunerile de aragonit impurificat cu oxizi de fier de culoare brun-deschisă pînă la brun-închisă cu habitus fibros, care formează frumoase agregate radiare (pl. I, fig. 4), depuse în alveolele rocii. Întrucît lavele andezitice cu augit și hipersten din acest sector apar de regulă compacte, fără goluri, săntem înclinații să credem că spațiile în care se depun aceste minerale rezultă dintr-un proces de dizolvare.

Calcitul și aragonitul apar de regulă asociați cu mici cantități de natrolit, opal ori calcedonie. Ordinea de depunere a acestor minerale este deosebită, depunerile începînd uneori cu silice, reprezentată prin calcedonie asociată uneori cu opal, urmată de natrolit, peste care urmează fie alternanțe de calcit și aragonit urmat de calcit, fie calcit singur. În ultimul caz, calcedonia apare depusă între două generații de natrolit.

Fenomenul de zeolitizare este și el destul de răspîndit. Natrolitul, singurul reprezentant al zeoliților care a fost determinat în materialul cercetat, tapisează pereții alveolelor, respectiv al fisurilor fine ce brăzdează roca după direcții neregulate. În numeroase cazuri el apare sub formă de plaje neregulate în pasta rocii ori în masa fenocristalelor de feldspați plagioclazi pe seama cărora se formează. Ca și la dacite, natrolitul, mulează uneori feldspați plagioclazi fără să-i înlocuiască, depunerile sale fiind urmate de regulă de depunerile de calcedonie, apoi de cuarț granular. Cu toate că el apare cristalizat, de regulă înaintea calcedoniei, se întâlnesc și cazuri cînd depunerile de natrolit apar intercalate între două generații de calcedonie.

Cea mai largă răspîndire o are fenomenul de silicifiere, manifestat prin depunerile de opal, calcedonie ori cuarț microgranular. Intensitatea acestui fenomen variază în limite foarte largi, iar modul de înlocuire a rocii îmbracă aspecte foarte deosebite. Primele depunerile de calcedonie și opal, în cantitate mică de altfel, au loc odată cu precipitarea carbonaților și a natrolitului. Calcedonia apare asociată cu calcitul și sideritul în pseudomorfoze după piroxeni, ca și în depunerile sferoidale de aragonit, iar opalul apare asociat cu calcitul, care mulează lamelele de biotit (fig. 1), dar mai ales cu hidrohematitul, care pseudomorfozează componentele melanocrate din Dîmbul Mare. În același timp, calcedonia asociată uneori cu calcit umple vinișoarele subțiri care brăzdează roca.

Pe măsură ce procesul de silicifiere avansează, silicea sub formă de opal înlocuiește carbonații care în fazele anterioare pseudomorfozează componentele melanocrate, începînd totodată și înlocuirea feldspațiilor plagioclazi, înlocuire care începe totdeauna din nucleul cristalelor care este mai bazic. Într-un stadiu mai avansat

de silicifiere toate fenocristalele sunt pseudomorfozate de opal plutind într-o pastă încă Nealterată, brăzdată de filonașe de calcedonie (pl. III, fig. 3), iar în ultima fază este înlocuită și pasta rocii prin opal ori calcedonie. În stadiul final, roca complet silicificată apare alcătuită dintr-o masă de calcedonie și opal (pl. III, fig. 3). În acest stadiu sunt înlocuite și mineralele opace. Prin asemenea procese a luat naștere calcedonia, care se întâlnește destul de frecvent pe cursul superior al Pîrului Măguricei, de pe afluenții din stînga ai Izvorului Fîntînelor de la E și SE de Plopiș, ca și în rocile de la NW de Zăvoiul Morii (satul Trestia).

Deosebit de interesante sunt pseudomorfozele de calcedonie după minerale cubice cu clivaj cubic, ce se întâlnesc în zona de silicifiere de la E și SE de Plopiș, ce par să se fi format pe seama galenei. Existența unor astfel de pseudomorfoze ca și lipsa mineralelor opace din rocile cu un grad avansat de silicifiere, ne sugerează ideea că în sectorul cercetat eventualele depuneri de sulfuri care ar fi existat în acest sector ar fi fost înlocuite de către depunerile ulterioare de silice.

Urmărirea în detaliu a procesului de silicifiere din sectorul Plopiș—Trestia—Bloaja mai ridică și alte probleme interesante. Comparând procesul de silicifiere din sectorul cercetat cu același proces din alte sectoare ale regiunii Baia Mare, descris de D. GIUȘCĂ (5), respectiv cu procesul de silicifiere din sectorul Baia Sprie, constatăm deosebiri esențiale. În timp ce procesul de silicifiere din regiunea Săsar—Baia Sprie este grefat pe andezite cu amfiboli și piroxeni, respectiv andezite cuarțifere (Baia Sprie—Valea Borcutului), cel din sectorul Dănești—Plopiș—Trestia, afectează în cea mai mare parte andezitele cu augit și hipersten, dacitele biotitice, cît și andezitele feldspatice.

Paragenezele urmărite la mineralele de neoformăție din sectorul Dănești—Plopiș—Trestia sunt de asemenea deosebite de cele din restul regiunii Baia Mare. Într-adevăr, în timp ce în acest sector silicifierea a constat din depunerea exclusivă de opal și calcedonie, asociate de regulă cu natrolit, calcit, aragonit, etc., în celealte sectoare, ca și la Baia Sprie procesul de silicifiere constă din precipitare de cuarț microgranular asociat de regulă cu adular, mineral care nu apare în bazinul Văii Capnicului, iar calcedonia și opalul sunt cu totul sporadice. Aceste fapte ne îndreptățesc să presupunem că procesul de silicifiere din sectorul Dănești—Plopiș—Trestia, ca și celelalte procese de alterație hidrotermală, s-a produs într-o fază mai nouă decât cea de la Baia Sprie, pe seama unor soluții cu un chimism deosebit, evoluind de la un pH bazic spre un pH acid. Aceasta înseamnă că în regiunea Baia Mare există cel puțin două faze de alterație hidrotermală, cu o evoluție deosebită, fapt care va trebui lămurit în viitoarele cercetări de detaliu.

Cu toate că rocile din sectorul Plopiș—Trestia—Bloaja se găsesc într-un stadiu avansat de alterație, ele sunt de regulă lipsite de impregnații piritoase sau de depuneri de alte minerale sulfuroase. Oarecare impregnații piritoase se identifică pe Valea Poeniței, Izvorul Fîntînelor, pe valea de la N de Valea Măguricei, Valea Pietrii,

ca și pe Izvorul Roșu. Este foarte probabil ca aceste piritizări să fie contemporane cu cele de pe cursul superior al Văii Știrbe, de la Lacul Zînelor, de pe versantul nordic al Dealului Negru, ca și cele de la obîrșia Văii Bulzului de pe flancul sudic al Dealului Negru. Limonitul ce rezultă din alterarea acestora imprimă rocii o colorație roșie, justificând denumirile de Izvorul Roșu și Tăul Roșu.

Cu titlul de curiozitate este demn de luat în considerare alterația andezitelor de pe creasta dintre Măguricea și Dîmbul Mare de la S de Plopis, ca și pe Valea Tîrșiței (Valea Focului). În acest caz, piroxenii apar în întregime pseudomorfozați de hidrohematit asociat cu puțin clorit verde-gălbui, în timp ce feldspații proaspeți prezintă rareori un început de înlocuire cu opal. Pasta vitroasă cu rare microlite feldspatiche apare înlocuită parțial cu opal, care se dezvoltă sub formă de plaje neregulate, mai ales în jurul pseudomorfozelor de hidrohematit. Pe Valea Tîrșiței, de la W de Bloaja, același hidrohematit străbate roca sub formă de filonașe subțiri, în timp ce componentele melanocrate sunt în parte opacitizate, în parte pseudomorfozate de opal.

După analiza chimică a unui andezit cu augit și hipersten (Nr. 4800) nealterat, colectat de pe Vîrful Măgura, roca corespunde unei magme intermediare dintre o magmă dioritică și una peleitică, remarcindu-se printr-o valoare mai ridicată a lui *c* și o valoare mai mică a lui *alk* și *mg*.

Considerații asupra chimismului rocilor

Pentru urmărirea procesului de diferențiere magmatică și pentru discutarea chimismului rocilor efuzive din regiunea Baia Sprie—Capnic—Bloaja—Plopis—Dănești a mai fost analizată o probă de riolit de la Piatra Albă, dintre Baia Sprie și Chiusbaia (Nr. 4100) (tabl. III); s-au mai luat în considerare trei analize de andezite cu augit și hipersten: Nr. 2, 5 și 6, colectate de noi de pe Pîrîul Feciorului, Valea Bervincioara, respectiv Dealul Negru—Lacul Zînelor, precum și un andezit biotitic de tip Gutii. (Nr. 11) a căror descriere a fost prezentată anterior (7), iar datele analitice publicate de D. RĂDULESCU (11).

În ansamblu, rocile analizate aparțin seriei calco-alcaline (pacifice), specifice zonelor de orogeneză, concluzie la care a ajuns anterior I. ATANASIU (1).

Diagrama de variație a parametrilor *al*, *fm*, *c* și *alk* în funcție de *si* (fig. 2) arată că rocile cercetate se găsesc în relații normale de diferențiere, specifice diferențierii magmelor calco-alcaline, constatăre la cara a ajuns și D. RĂDULESCU (11), luând în considerare analize de roci din partea de W a regiunii Baia Mare, inclusiv unele analize de roci din regiunea Baia Sprie—Capnic, cercetată de noi (7). Cele mai importante variații se înregistrează în intervalul *si* = 150—215, interval în care se proiectează marea majoritate a analizelor. O importantă perturbație apare însă în cazul de față, andezitul feldspatic de tipul Muta Mare, care se caracterizează printr-o valoare ridicată a lui *al* și o valoare scăzută a lui *fm*.

TABLOUL III
Date analitice

Componente %	P r o b a N r.								
	4807	4038	4626	4800	2	5	6	11	4100
SiO ₂	65,42	60,95	59,35	54,26	51,98	53,70	53,70	59,71	79,80
TiO ₂	urme	urme	1,04	0,92	0,39	0,77	0,65	0,76	urme
Al ₂ O ₃	16,86	18,05	21,68	19,28	19,56	19,95	17,47	16,75	10,68
Fe ₂ O ₃	3,42	4,96	1,27	6,94	5,25	7,18	5,54	3,83	1,01
FeO	0,96	0,98	0,64	2,17	3,63	1,47	5,23	3,30	0,36
MnO	0,12	0,13	0,08	0,17	0,13	0,23	0,04	0,11	0,04
MgO	1,35	2,44	2,08	2,75	3,55	3,52	3,57	2,87	0,26
CaO	3,94	5,20	5,09	8,26	8,74	7,58	7,47	5,44	0,49
Na ₂ O	4,29	3,82	3,41	2,84	2,30	3,05	3,22	3,96	1,83
K ₂ O	2,00	1,18	2,53	1,29	1,05	0,91	0,85	1,73	4,00
H ₂ O + 105°	1,87	2,32	3,08	0,52	1,65	0,08	0,33	0,59	1,99
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,19	0,19	0,14	0,23	0,20	0,14	0,02
S	urme	urme	lipsă	lipsă	0,09	0,07	0,10	0,07	lipsă
CO ₂	0,13	0,18	lipsă	0,35	—	—	—	—	—
Total	100,46	100,34	100,44	99,94	99,95	99,81	99,45	100,03	100,38
H ₂ O - 105°	0,21	0,56	0,26	0,73	1,49	1,07	1,08	0,75	0,13

4807, dacit biotitic Dănești; 4038, dacit cu amfiboli și piroxeni, Valea Tulbure (Baia Sprie); 4626, andezit feldspatic, Muntele Mare. Andezite cu augit și hipersten; 4800, Vf. Măgura; 2, P. Feciorului; 5 și 6, Valea Bervincioara; 11, andezit biotitic, Vf. Gutîi; 4100, riolit, Piatra Albă.

Chimiști: probele 4807, 4038, 4626, 4800, G. LAHOVARY; proba 2, F. POPEA; proba 5, C. BĂRCĂNESCU; probele 6 și 11, S. LUPAN; proba 4100, BL. BUDESCU.

TABLOUL IV
Parametri Niggli

	P r o b a N r.								
	4807	4038	4626	4800	2	5	6	11	4100
si	266	271	213	157	152	165	159	207	632
al	38	37	46	33	34	36	30	34	50
fm	22	29	17	32	30	28	36	39	12
c	18	19	19	26	28	25	23	20	4
c/fm	0,82	0,65	1,11	0,81	0,93	0,89	0,63	0,53	0,33
alk	22	15	18	10	8	11	11	17	34
k	0,23	0,15	0,33	0,22	0,23	0,15	0,14	0,22	0,59
mg	0,36	0,44	0,66	0,37	0,65	0,80	0,54	0,60	0,28
ti	0,00	0,00	2,50	2,50	1	2	2	2	0
p	0,02	0,20	0,20	2,00	2	3	2	2	0,01
qz	+78	+51	+45	+17	+20	+21	+15	+39	+696
sect.	V	IV	VI	V	V	V	IV	IV	III

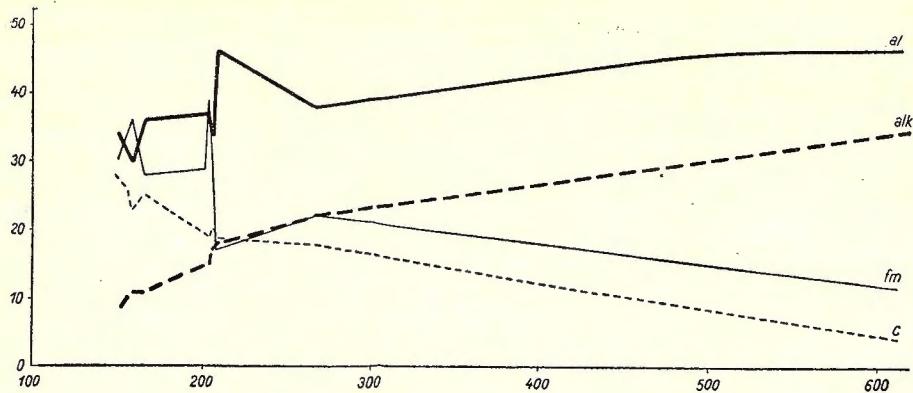


Fig. 2. — Diagramme de variație a parametrilor al , fm , alk și c , în funcție de si .

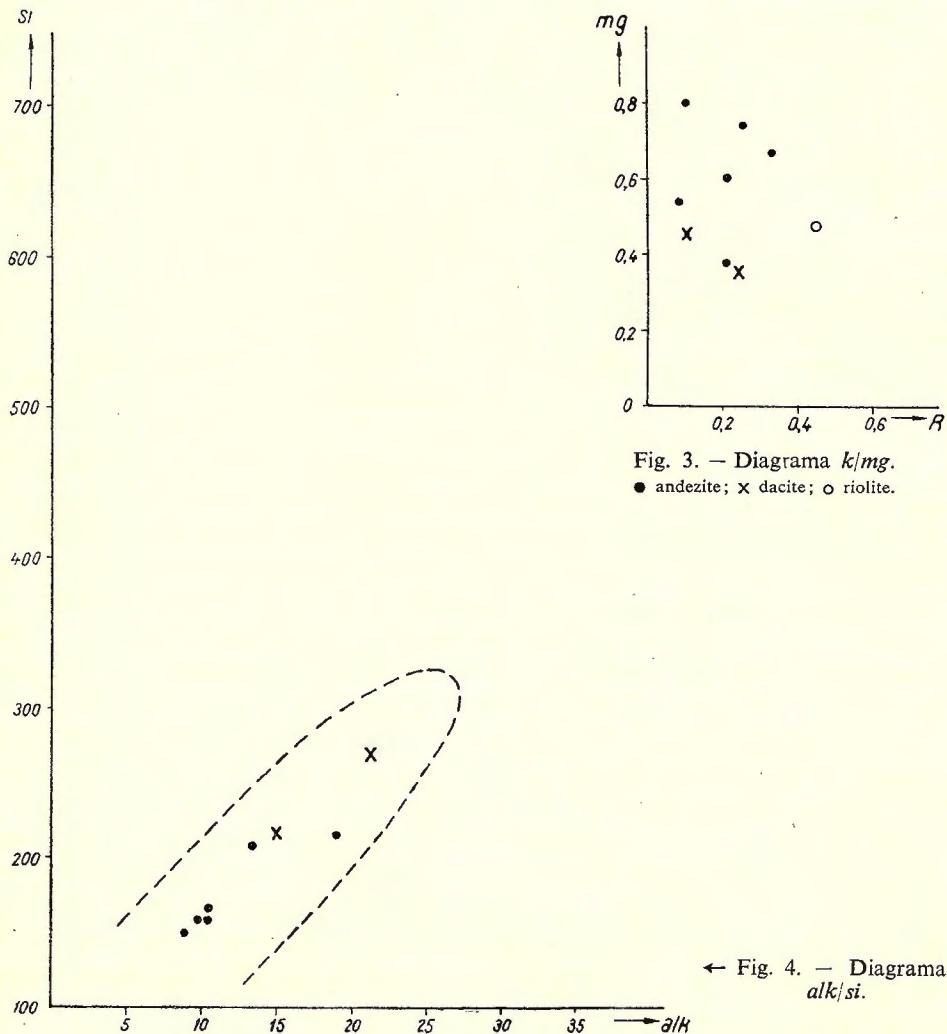


Fig. 3. — Diagramma k/mg .
● andezite; × dacite; ○ riolite.

↔ Fig. 4. — Diagramma
 alk/si .

Rocile analizate se repartizează în trei grupe: prima în intervalul $si = 152-165$, în care se proiectează andezitele cu augit și hipersten, a doua în intervalul $si = 211-266$, în care se proiectează andezitul biotitic de tip Gutii, andezitul feldspatic și dacitele, iar a treia în intervalul $si = 636$, în care se proiectează riolitul (tabl. IV).

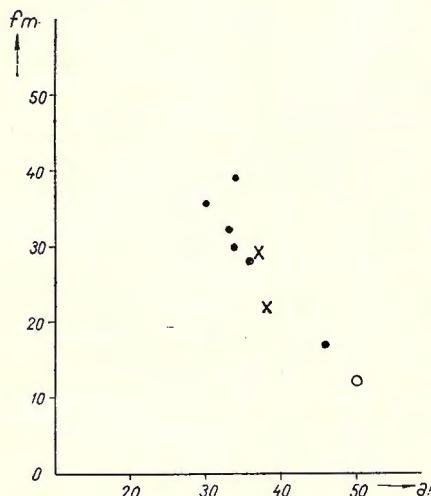


Fig. 5. — Diagrama al/fm .

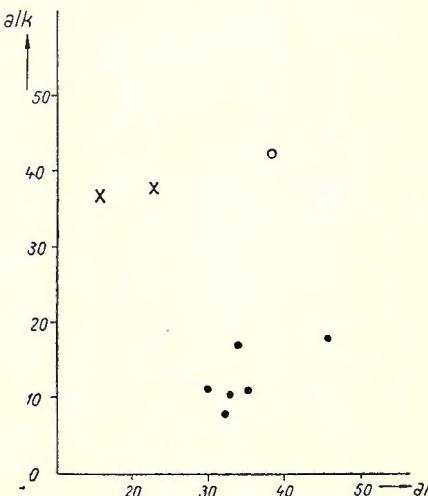


Fig. 6. — Diagrama al/alk .

● andezite; X dacite; ○ riolite.

Amplasarea andezitului feldspatic în acest interval este datorit foarte probabil unei parțiale silicifiere. Mai greu de explicat este poziția andezitului biotitic la care nu se observă fenomene de silicifiere. Deplasată apare și poziția riolitului. Ca și la andezitul biotitic poziția sa este datorită foarte probabil unei greșeli de analiză.

Punctul izofalic se proiectează în domeniul $si = 162$, apropiindu-se foarte mult de rocile calco-alcaline, iar creșterea conținutului de elemente melanocrate la andezitul biotitic determină apariția unui alt punct izofalic în domeniul $si = 207$. Diferența $al - alk$ este destul de mare oscilând între 16 și 28.

În diagrama k/mg (fig. 3) andezitele și dacitele se proiectează în cîmpul de proiecție al rocilor calco-alcaline, cu excepția riolitului care se proiectează în domeniul rocilor alcali-potasice de tip mediteranean.

Interesantă este diagrama alk/si (fig. 4) din care se reliefă foarte bine procesul de diferențiere magmatică, în sensul unei îmbogățiri în silice fără să se realizeze în paralel o îmbogățire exagerată în alcali. Neținind seama de valoarea exagerată a lui si din cazul riolitului, aceasta se încadrează foarte bine în diagramă. Același proces se evidențiază de altfel și în diagrama al/fm (fig. 5). După datele chimice

pe care le posedăm, în rocile efuzive în sectorul Baia Sprie—Capnic—Trestia nu se schițează o altă tendință de diferențiere.

O separare netă a andezitelor de dacite și riolite se constată în diagrama *al/alk* (fig. 6), observându-se o îmbogățire în alcali la acestea din urmă.

Concluzii

În sectorul cercetat se întâlnesc andezite cu amfiboli și piroxeni, dacite, andezite feldspatice și andezite cu augit și hipersten.

Aliniamentul pe direcția N—S al principalelor coruri dacitice dintre Dănești și Cetățele, ca și orientarea pe aceeași direcție a Masivului Satra ne îndreptășește să considerăm că lavele respective au fost aduse la zi pe fracturi cu această orientare. Având în vedere că dacitele dintre Baia Sprie—Dănești—Cetățele acoperă formațiunile sarmațiene, iar andezitele piroxenice acoperă în alte sectoare formațiuni pliocene, vîrsta fracturilor respective este cuprinsă între Sarmățian superior și Pliocenul inferior (?).

În zona cercetată punem în evidență pentru prima dată existența unor andezite feldspatice, care prin caracterele lor mineralogice și chimice se deosebesc net de celelalte roci. Având în vedere că și aceste lave străbat depozitele sarmațiene, fiind afectate de același proces de alterație ca și andezitele piroxenice, le încadrăm între efuziunile tinere. Punerea lor în loc s-a efectuat foarte probabil către sfîrșitul Sarmățianului ori la începutul Pliocenului, încadrîndu-se între dacite și andezite cu augit și hipersten.

Rocile efuzive studiate apar afectate de importante fenomene de metamorfism hidrotermal, care s-a efectuat în două etape. În prima etapă, care s-a manifestat după punerea în loc a andezitelor cu amfiboli și piroxeni, s-a produs intensa caolini-zare, silicifiere și adularizare a acestor roci, care nu afectează însă lavele dacitice de la Baia Sprie. Această fază de metamorfism este legată de punerea în loc a zăcămintului de la Baia Sprie.

În faza a doua, care s-a produs după punerea în loc a andezitelor cu augit și hipersten, a avut loc un întreg cortegiu de transformări, manifestat prin fenomene de sericitizare, cloritizare, carbonatare, zeolitizare și silicifiere care afectează dacitele, andezitele feldspatice și andezitele cu augit și hipersten, care s-a manifestat cu maximum de intensitate în sectorul dintre Valea Capnicului și Valea Bloajei. Procesul de silicifiere din această fază este deosebit de cel din faza precedentă, manifestîndu-se prin depunere de calcedonie și opal, parageneză în care nu mai intervine adularul. Piritele dintre Bloaja și Plopiș, poate și cele din Dealul Negru, par să fie legate de această fază, iar mineralizația de la Capnic, localizată în parte în coruri dacitice, ar putea să aibă aceeași vîrstă ori să se situeze între aceste două faze. Existența acestor două faze de alterație ridică noi probleme de metalogeneză în regiunea Baia Mare, care vor putea fi rezolvate pe baza unor cercetări de detaliu.

PLANŞA I

PLANŞA I

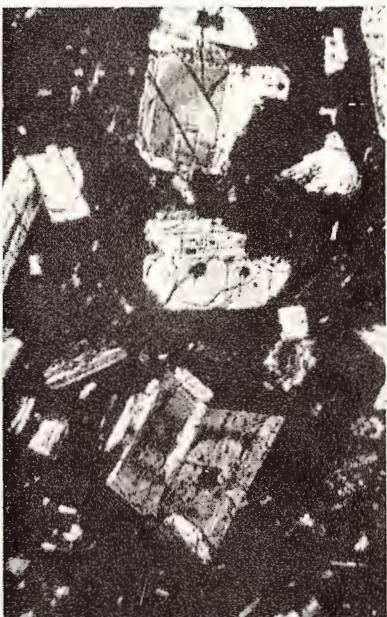
- Fig. 1. — Andezit feldspatic de la Muta Mare — Dăneşti. Nicoli încrucişaţi. 40 X.
- Fig. 2. — Andezit cu augit și hipersten de la Muntele Șatra. Nicoli încrucişaţi. 40 X.
- Fig. 3. — Andezit cu augit și hipersten de la Muntele Șatra. Nicoli încrucişaţi. 40 X.
- Fig. 4. — Depuneri radiar concentrice de aragonit (alb) și aragonit impurificat cu oxizi de fier (cenușiu și negru) asociate de regulă cu natrolit și calcedonie în andezitele piroxenice de pe Izvorul Poeniței de la Plopș. Nicoli încrucişaţi. 40 X.



1



2



3



4

PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — Andezit piroxenic parțial silicifiat, având fenocristalele de opal pseudomorfozate iar pasta de calcedonie, parțial înlocuită de pe V. Calundrelor — Plopis. Nicoli paraleli. 40 X.
- Fig. 2. — Depunerile de natrolit (pe pereții golurilor) și calcedonie (partea centrală) într-un dacit biotitic de la Dănești. Nicoli încrucișați. 40 X.
- Fig. 3. — Depunerile fibro-radiare de natrolit și calcedonie (partea centrală) din dacitele biotitice de la Dănești.
- Fig. 4. — Fenocristal de cuarț corodat din dacitele de la Dănești în golurile căruia se depune natrolitul și calcedonia. Nicoli încrucișați. 40. X.



1



2



3

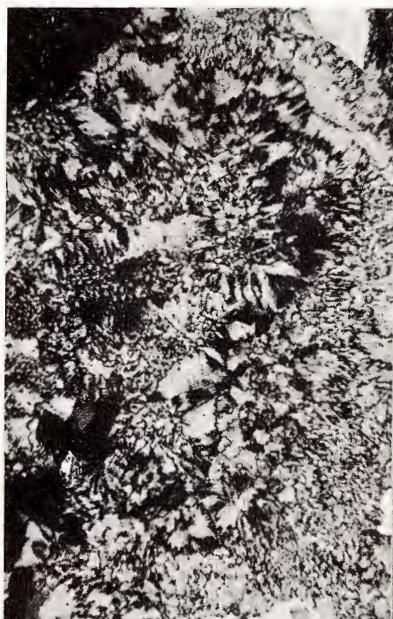


4

PLANŞA III

PLANŞA III

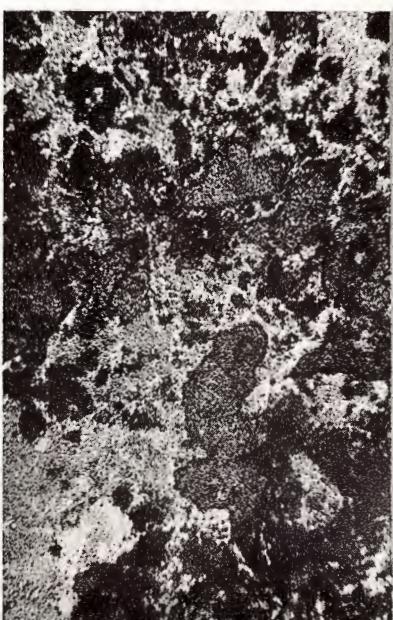
- Fig. 1. — Depuneri de natrolit, calcedonie și cuarț granular (în ordinea enumerării) în golurile andezitelor cu augit și hipersten de pe Vf. Focului de la E de Plopiș. Nicoli încrucișați. 40 X.
- Fig. 2. — Andezit piroxenic puternic silicificat cu depuneri de opal și calcedonie, V. Calundrelor — Plopiș.
- Fig. 3. — Andezit piroxenic aproape complet silicificat, în care se recunosc resturi de pastă și pseudomorfoze de opal după diferite fenocristale, invadate de calcedonie. Nicoli încrucișați. 40 X.
- Fig. 4. — Calcedonie asociată cu cuarț cripto-granular de pe Valea Fântănei de la Plopiș. Nicoli încrucișați. 40. X.



1



2



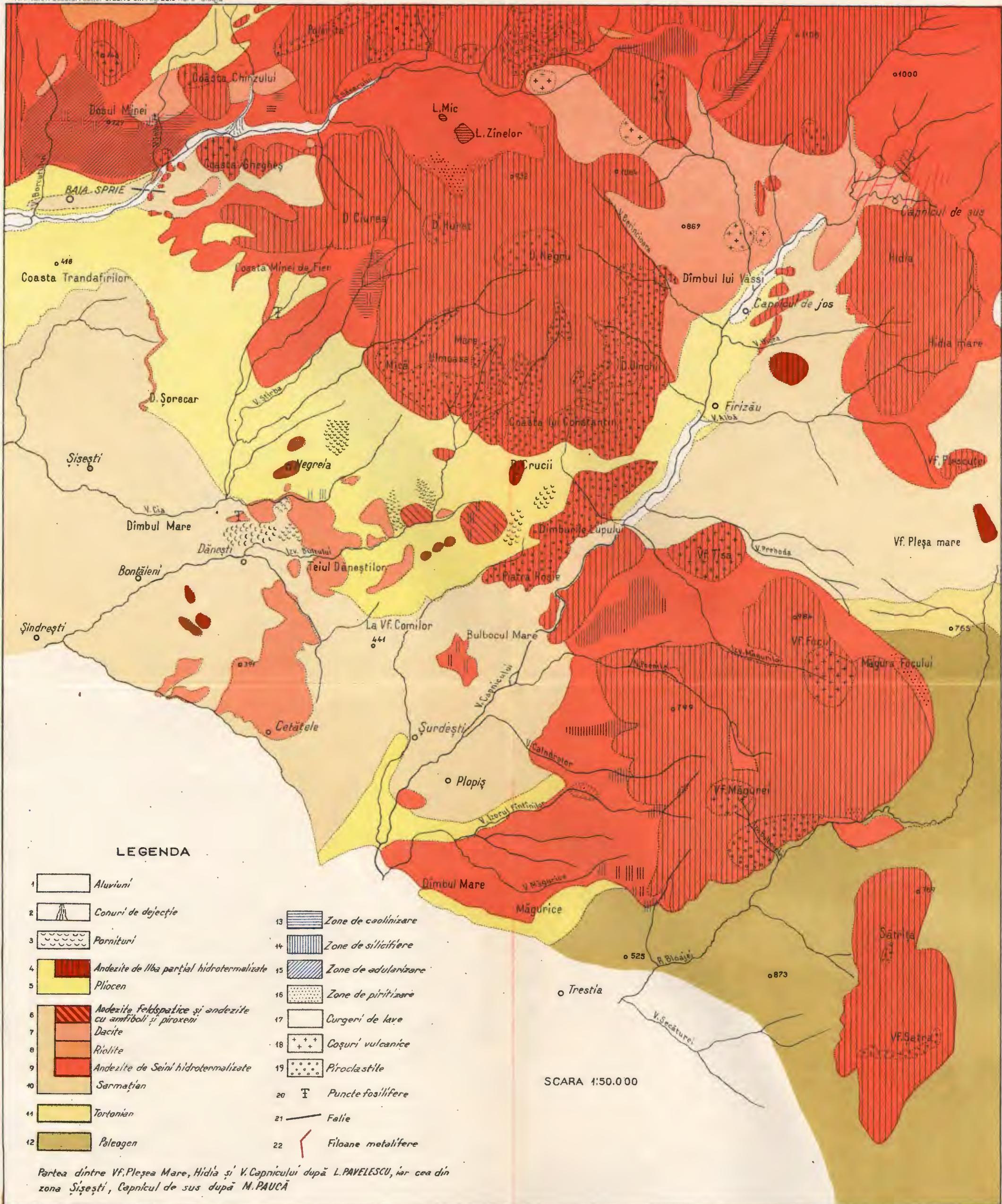
3



4

HARTA GEOLOGICĂ A SECTORULUI BAIA SPRIE - CETĂTELE - BLOAJA

V. MANILICI: Studiu rocilor efuzive din reg. Baia Mare - Bloaja



Din punct de veder chimic, rocile efuzive din regiunea Baia Sprie—Capnic—Bloaja—Trestia—Cetățele, ca și restul rocilor efuzive din regiunea Baia Mare, se încadrează în seria rocilor calco-alcaline specifice zonelor de orogeneză.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Fenomene magmatice 1945—1946.
2. BĂTEHTIN A. G. Curs de mineralogie. Ed. Tehnică, 1953.
3. DIMITRESCU R. Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapă. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII București, 1954.
4. DIMITRESCU R. și BLEAHU M. Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Comit. Geol.* XXXIX. București, 1955.
5. GIUȘCĂ D. Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* V, 3, București 1960.
6. IORGULESCU T. Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D.S. Comit. Geol.* XXXIX. București, 1955.
7. MANILICI V., LUPEI N. Studiul geologic al sectorului Baia Sprie — Capnic. *D. S. Comit. Geol.* XXXVIII. București, 1954.
8. MANILICI V., RoșCA L., APOSTOLESCU R. Contribuții la studiul feldspațiilor plagioclazi din rocile efuzive Baia Sprie — Capnic — Bloaja. Cercetări de Geologie. *Acad. R.P.R. Nr. 1.* București 1961.
9. PAUCĂ M. Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX. București, 1955.
10. RĂDULESCU D. Cercetări petrografice în partea de W a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX. București, 1955.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ЗОНЫ БАЯ СПРИЕ—ДЭНЕШТЬ—ТРЕСТИЯ—БЛОАЖА
(обл. Бая МАРЕ)

В. МАНИЛИЧ

(Краткое содержание)

В пределах периметра Бая Сприе, Шишешть, Четэциле, Плопиш, Блоажа выявлены лавы и андезитовые агломераты с амфиболами и пироксенами, установленные на место на границе тортона-сарматы, агломератовые

лавы и верхнесарматские дакитовые туфы, полевошпатовые андезиты и лавы в ассоциации с андезитовыми агломератами с плиоценовыми авгитом и гиперстеном.

Все эти эфузивные породы были подвергнуты значительному гидротермальному метаморфизму, проявившемуся в виде: серитизации, каолинизации, карбонитизации и окремнения. В результате микроскопического анализа исследованного материала выяснилось что процессы гидротермального метаморфизма, хотя бы частично, произошли неопровержимо после образования пироксеновых андезитов.

Гидротермальный метаморфизм, подвергнувший изменению в этом участке пироксеновые андезиты, свидетельствует о том что в области Бая Маре, существуют по крайней мере две фазы подобных преобразований; из которых первая фаза гидротермальной минерализации, например в Бая Спrie, характеризуется процессом адюляризации, а вторая — процессами окремнения в результате чего отлагаются опал и кальцедония, без адюляра. В обеих фазах наблюдаются и процессы серитизации, каолинизации, хлоритизации и т.д.

С химической точки зрения эфузивные породы исследуемого участка принадлежат к халько-щелочной группе, специфической для зон орогена.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES ROCHES EFFUSIVES DANS LA ZONE
DE BAIA SPRIE — DĂNEȘTI — TRESTIA — BLOAJA (RÉGION DE
BAIA MARE)

PAR

V. MANILICI

(Résumé)

Dans le périmètre de Baia Sprie, Săsești, Cetățele, Plopș, Bloaja on rencontre des laves et des agglomérats andésitiques à amphiboles et pyroxènes — mis en place à la limite Tortonien-Sarmatien — laves agglomérées et tufs dacitiques d'âge sarmatiens supérieur, andésites feldspathiques et laves associées aux agglomérats andésitiques à augite et hypersthène, pliocènes.

Tous ces produits effusifs sont affectés d'importants phénomènes de métamorphisme hydrothermal, manifesté par des processus de sérichtisation, caolinisation, carbonatation et silicification. De l'analyse microscopique du matériel étudié se

détache l'idée que ces processus de métamorphisme hydrothermal ont succédé — au moins en partie — à la mise en place des andésites pyroxéniques.

Le fait que dans ce secteur les andésites pyroxéniques sont également affectées par un métamorphisme hydrothermal démontre que dans la région de Baia Mare existent au moins deux phases de transformations, à savoir: l'une rattachée à la mise en place de la minéralisation hydrothermale, comme par exemple celle de Baia Sprie accusant des processus d'adularisation et l'autre caractérisée par des processus de silicification lorsque a lieu le dépôt de l'opal et de la calcédoine sans adulaire. Les deux phases comprennent également des processus de séricitisation, caolinisation, chloritisation etc.

Au point de vue chimique les roches effusives du secteur étudié appartiennent à la série calco-alcaline spécifique pour les zones d'orogénèse.

RECONSIDERAREA GRUPULUI ZAMITES SCHMIEDELII STERNBERG¹⁾

DE
A. SEMAKA

În urma cercetărilor efectuate în ultimii ani (1955—1958) asupra unui bogat material paleobotanic, am putut aduce o serie de precizări, cu privire la apartenența generică și valoarea specifică a mai multor forme descrise sub numele colectiv de *Zamites schmiedelii* STERNBERG (1838).

Observații generale. Specia *Zamites schmiedelii* a fost creată de STERNBERG în 1838 și delimitată printr-o diagnoză și descriere foarte sumară; o figurare satisfăcătoare a tipului sau a materialului cercetat nu a fost făcută. Tot cu această ocazie, STERNBERG crează și specia *Odontopteris schmiedelii*; descrierea dată nu permite distingerea acestor două forme. Mai târziu, UNGER (1850) revine asupra acestor tipuri, fără a aduce noutăți esențiale.

De-abia ANDRAE (1855), în monografia sa asupra florei liasice de la Steierdorf (Anina), face o interesantă reconsiderare. Recunoscând lipsa unor caractere generice distinctive între *Zamites schmiedelii* și *Odontopteris schmiedelii*, el reunește, pe bună dreptate, aceste două forme, dând prioritate noțiunei zamioide și primei denumiri propuse de STERNBERG. Cu toate că textul lui ANDRAE nu aduce prea multe amănunte noi, lucrarea sa devine deosebit de însemnată prin bogata figurare pe care o are.

Din cercetarea atentă a acestor figurări, rezultă două fapte importante. Primul constă în aceea că exemplarele figurate sub numele de *Zamites schmiedelii* STERNBERG reprezentă în realitate trei tipuri deosebite de frunze și foliole. Al doilea fapt îl constituie caracterele comune tuturor impresiunilor, caractere ce aparțin genului *Otozamites* F. W. BRAUN și nicidecum genului *Zamites* BRONGNIART.

Cum materialul original ce a stat la dispoziția lui STERNBERG nu mai există, iar acela al lui ANDRAE, nu mai este identificabil actualmente, am recurs la folosirea figurărilor lui ANDRAE (unice dealtminteri), pentru identificarea formelor.

¹⁾ Comunicare în ședința din 30 ianuarie 1959.

Observații generice și specifice. Caracterul general al tuturor frunzelor figurate de ANDRAE sub denumirea colectivă de *Zamites schmiedelii* STERNBERG, este indubitable zamoid. Particularitățile foliolelor însă ne îndreptățesc de a le considera ca făcând parte din genul *Otozamites* F. W. BRAUN. Dintre aceste din urmă particu-

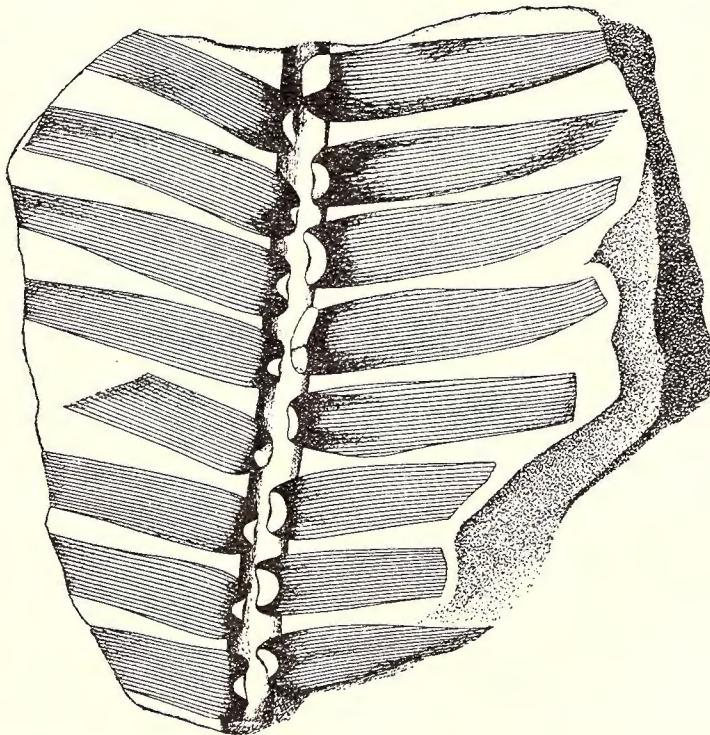


Fig. 1. — *Otozamites schmiedelii* (STERNB.). n. comb. Fig. tipica — ANDRAE (1855), t. IX, f. 3.

larități în special inflexiunea auriculat-sinusoidă a bazei foliolelor este cea mai caracteristică. Celelalte caractere comune, cum ar fi inserțiile inframarginale pînă la colaterale ale foliolelor, sînt comune tuturor zamoidelor.

În ceea ce privește separarea și delimitarea valorilor specifice am procedat precum urmează:

Numele de *schmiedelii* (STERNBERG) n. comb. îl păstrăm pe de o parte pentru formele ce apar cel mai numeros figurate ca atare de ANDRAE, pe de altă parte pentru acelea cărora le corespunde cel mai bine descrierea acestuia. În această situație se găsesc tipurile figurate în t.IX, f. 1 (partim), 2,3.

Exemplarele figurate de ANDRAE numai în t.IX, f.4 și t.XI, f.7, avînd caractere specifice deosebite, le-am separat sub denumirea de *andraeanus* n. sp.; exemplarul

figurat numai o singură dată, (t.IX, f.1—partim), l-am descris sub numele de *aninaensis* n.sp.

Diagnozele celor trei forme sănt:

Otozamites schmiedelii (STERNBERG) n. comb.

(Fig. 1)

(1838) *Zamites schmiedelii* STERNBERG. Versuch, p. 197.

(1838) *Odontopterus schmiedelii* STERNBERG. Versuch, p. 78.

(1850) *Zamites schmiedelii* UNGER. Genera et species, p. 283.

1855 *Zamites schmiedelii* ANDRAE. Lias-Flora, p. 39; t. IX, f. 1. (partim), 2,3.

Rachisul bine dezvoltat, cu grosimi pînă la 6—7 mm, foliolele, mai groase în partea bazală, se subțiază simetric către partea terminală; baza cu sinuozitatea auriculată; forma generală alungit-sagitală; dimensiunile (lungime 27—41 mm, lățime 7—12 mm) variază după raportul mediu 3,8/1. Inserția colaterală. Nervațiunea din elemente egale, paralele pînă la subparalele, neramificate, convergînd în zona apicală.

Figurație tipică: ANDRAE (1855), t.IX, f. 3.

Material cercetat: Colecția T.C.A. Nr. 1277, 2855, 2856, 2857, 2860, 2861, 2865, 2866, 2873, 2874, 2875.

Otozamites andreaeanus n. sp.

(Fig. 2, fig. 3 și pl. I)

1855 *Zamites schmiedelii* ANDRAE. Lias-Flora, p. 39 (partim); t. IX, f. 4; t. XI, f. 7.

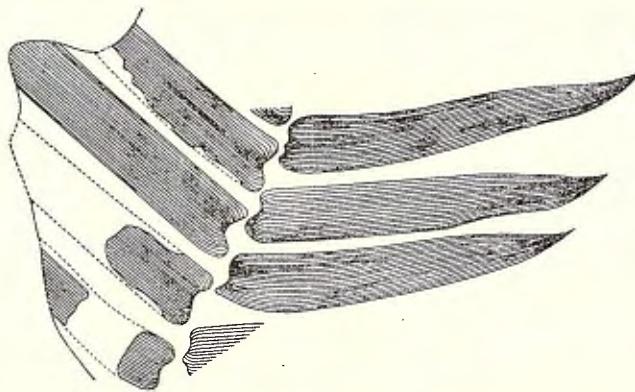


Fig. 2. — *Otozamites andreaeanus* n. sp. Schița holotipului.

Rachisul bine dezvoltat, cu grosimi de 2—4 mm. Foliolele de formă alungit-liniară; la bază cu o sinuozitate auriculată; se subțiază și se ascut mult către terminație; dimensiunile (lungime 36—57 mm, lățime 5—9 mm) variază după raportul mediu 6,3/1. Inserția inframarginală pînă la colaterală. Nervațiunea din elemente egale, paralele, neramificate, convergînd în zona apicală.

Holotyp: ^{A.S.} 496.
Anina

Material cercetat: Colecția T.C.A. Nr. 333, 1277, 1306, 2586, 2857, 2861, 2862, 2871; Colecția A.S. Nr. 438, 440, 441, 444, 447, 450, 451, 452, 454, 455, 456, 459, 460, 496.

Otozamites aninaensis n. sp.

(Fig. 4 și pl. II)

1855 *Zamites schmiedelii* ANDRAE. Lias-Flora, t. IX, f. 1 (partim).

Foliele alungit-elipsoidale, cu baza îngroșată, cu sinus auricular, cu terminația central (pînă la proximal) ascuțită; dimensiunile (lungime 25–34 mm, lățime 5–8

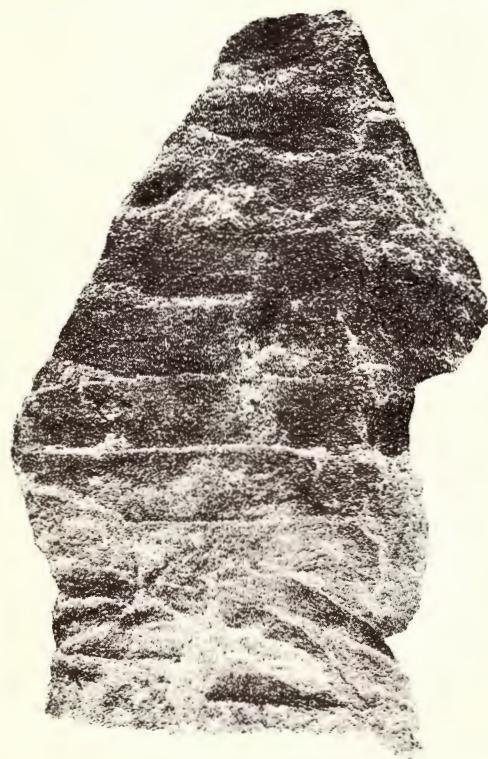


Fig. 3. — *Otozamites andraeanus* n. sp. AS. 441.
Anina, Putul principal, oriz. 6/7, culcușul
Strătișorului. × 1.

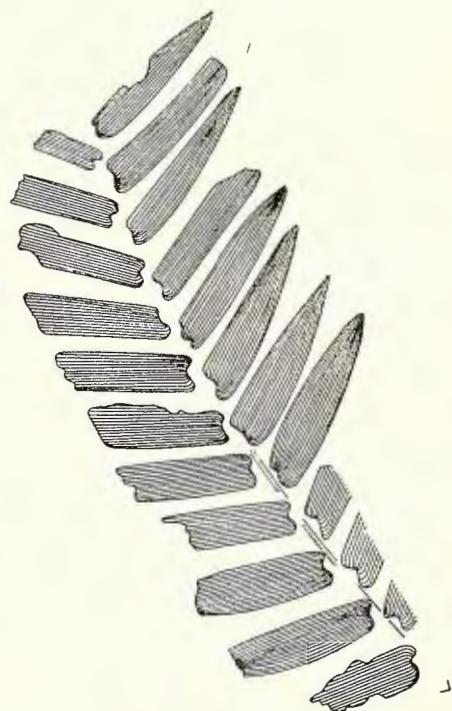


Fig. 4. *Otozamites aninaensis* n. sp. Schița
holotipului.

mm) variază după raportul mediu 5/1. Nervațiunea din elemente egale, subparalele, neramificate, energente din zona sinusului bazal, convergente în partea terminală.

Holotyp: T.C.A. 2862.

Material cercetat: Colecția T.C.A. Nr. 332, 334, 1307, 1309, 2857, 2859, 2862, 2865, 2905.

PLANŞA I

PLANŞA I

Otozamites andraeanus n. sp. Holotip AS 496. Anina, Mina Gustav, oriz. 6, Coperișul Star-tului Principal. $\times 1$.

AL. SEMAKA. Grupul Zamites schmiedelii Sternberg.

Pl. I.



PLANŞA II

PLANŞA II

Otozamites aninaensis n. sp. Holotip T.C.A. 2862. Anina, Puțul Ferdinand — Principal. $\times 1$.

96-3a



Observații finale. Materialul cercetat, ce a stat la baza prezentelor considerații, provine în parte din colecția Trustului Cărbunelui Anina (T.C.A. = 29 impresiuni de frunze), în parte din colecția noastră (A.S.), ce se află la Comitetul Geologic—București (= 14 impresiuni de frunze).

Mulțumim pe această cale geologului C. OARCEA de la T.C.A., pentru amabilitatea cu care ne-a pus la dispoziție bogata colecție de la Anina.

BIBLIOGRAFIE

- ANDRAE K. J. Die Lias-Flora von Steierdorf im Banate. *Abh. k.k. geol. R.A.* II/3. Wien, 1855.
 BRAUN F. W. Beiträge zur Urgeschichte der Pflanzen. Im MÜNSTER, *Beitrage zur Petrefactenkunde*, VI. Bayreuth, 1843.
 STERNBERG. K. Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt, II. Praha, 1838.
 UNGER F. Genera et species plantarum fossilium. Vindobonae, 1850.

ПЕРЕСМОТР ГРУППЫ ZAMITES SCHIMIEDELIИ STERNBERГ

A. СЕМАКА

(Краткое содержание)

После исследования имеющегося богатого материала, автор смог сделать некоторые изменения «коллективному» типу *Zamites schmiedelii*. Формы, описанные под этим названием, принадлежат, в общем *Otozamites* F. W. BRAUN; Специфическим порядком автором были выделены три разновидности из первоначальных типов, а именно:

Otozamites schmiedelii (STERNBERG) в рум. тексте), определенных следующим образом:

Rachis, очень хорошо развит, имеет мощность до 6—7 м, более толстые колонны (foliole) у основания, симметрично, становятся тоньше к окраинам; общая форма удлинена-стрелообразно; размеры (длина 27—41 мм), ширина 7—12 мм, видоизменяется по усредненному отношению 3,8/1. Включение побочное. Жилкование — из равных элементов, параллельных до подпараллельных, неразветвленных, собирающиеся в апикальной зоне. Типичная фигурация: ANDRAE (1855) t. IX. f. 3

Otozamites andraeanus n. p. (synonima в рум. тексте определены следующим образом):

Rachisul хорошо развит, толщиной в 2—4 мм. формы удлиненной — линейной; у основания аврикулярная извилина; тончают и наостряются

много к окончанию; размеры (длина 36—57 мм, ширина — 5—9 мм) варьируют по среднему отношению 6,3/1. Включение инфраокрайное до побочного. Жилкование — из равных элементов, параллельных, неразветвленных, которые собираются в апикальной зоне. Holotip: ^{A.S.}
Anina 496.

Otozamites aninaensis n. sp. synonymia в рум. тексте определены следующим образом):

Foliole эллипсоидально удлинены, с утолщенным основанием с аврикулярной извилиной и центрально заостренным окончанием (до приблизительного); размеры (длина 25—34 мм., ширина 5—8 мм), варьируют по среднему отношению 5/1. Жилкование из равных элементов, неразветвленные подпараллели подняты из зоны основного синуса и конвергентны в окаймленной части, Holotip: T. C. A. 2862.

NOUVELLE CONSIDÉRATION
DU GROUPE ZAMITES SCHMIEDELII STERNBERG

PAR
A. SEMAKA
(Résumé)

Grâce à l'étude d'un riche matériel, l'auteur a réussi à apporter quelques modifications au type «collectif» *Zamites schmiedelii*. Au point de vue génétique ces formes appartiennent à *Otozamites* F. W. BRAUN; au point de vue spécifique le type initial comporte trois espèces, à savoir:

Otozamites schmiedelii (STERNBERG) n. comb. (synonimie dans le texte roumain).

Rachis bien développé atteignant jusqu'à 6—7 mm d'épaisseur. Les folioles, plus épaisses à leurs base, s'amincissent symétriquement vers la partie terminale; la base accuse une sinuosité auriculaire; en général, de forme allongée-sagittale; les dimensions (longueur 27—41 mm, largeur 7—12 mm) varient selon le rapport moyen 3,8/1. Insertion collatérale. Nervation formée d'éléments égaux, parallèles jusqu'à subparallèles, non ramifiés, convergeant dans la zone apicale. Figuration typique: ANDRAE (1855), t. IX, f. 3

Otozamites andraeanus n. sp. (synonimie dans le texte roumain).

Rachis bien développé à 2—4 mm d'épaisseur. Les folioles de forme allongée-linéaire accusent une base à sinuosité auriculaire; elles s'amincent et s'aiguisent beaucoup vers la terminaison; les dimensions (36—57 mm de longueur, 5—9 mm de largeur) varient selon le rapport moyen 6,3/1. Insertion inframarginale jusqu'à collatérale. La nervation comporte des éléments égaux, parallèles, non-ramifiés

convergeant vers la zone apicale. Holotype: ^{A.S.}
Anina 496.

Otozamites aninaensis n. sp. (synonimie dans le texte roumain).

Folioles allongées, ellipsoïdales, à base épaisse, sinus auriculaire et terminaison aigue. Les dimensions (25—34 mm de longeur et 5—8 mm de largeur) varient selon le rapport moyen 5/1. La nervation comprend des éléments égaux, subparallèles, non-ramifiés, émergents dans la zone du sinus de base, convergents à la partie terminale. Holotype: T.C.A. 2862.

NOTĂ ASUPRA DEPOZITELOR TORTONIENE DIN REGIUNEA PĂTÎRLAGE — ORJANI¹⁾

DE
I. HUICĂ

Prezenta notă aduce cîteva date noi asupra stratigrafiei și faunei depozitelor tortoniene, situate pe dreapta văii Buzăului la N și NW de localitatea Pătîrlage.

Depozitele tortoniene dezvoltate în această regiune aparțin bazinului de sedimentare Bălănești—Șoimari—Calvini, formînd împreună cu depozitele helvețiene și sarmato-pliocene flancurile unui sinclinal asimetric, între localitățile Crivineni și Cătina.

Tortonianul este reprezentat prin următoarele orizonturi: Orizontul tufurilor și marnelor albe cu Globigerine, Orizontul marnelor argiloase cu Radiolari și Orizontul marnos-nisipos cu faună de Moluște;

a) *Orizontul tufurilor și marnelor albe cu Globigerine*. Peste marnele cenușii, nisipoase, nisipurile albe-gălbui cu intercalații de tufuri albe, în grosimi pînă la 12 m și de gipsuri cenușii-fumurii fibroase și zaharoide, care aparțin orizontului cenușiu al Helvețianului, urmează concordant depozitele orizontului tufurilor și marnelor albe cu Globigerine. Acestea sunt reprezentate prin marne albe, cenușii, tufacee, în grosimi de ordinul metrilor, cu numeroase forme de Globigerinide și prin tufuri albe, dacitice, totul însușind o grosime de peste 60 m.

Marnele tufacee cenușiu-albicioase de sub tuful dacitic care aflorează în V. Muscelului, conțin următoarea asociație microfaunistică, determinată de M. TOCORJESCU:

Candorbolina universa JEDLISKA
Globigerina bulloides D'ORB.
Globigerinoides triloba REUSS

¹⁾ Comunicare în ședința din 30 ianuarie 1959.

Globigerinoides rubrus D'ORB.

Globorotalia sp.

Orbulina universa D'ORB.

În interpretarea făcută de M. TOCORJESCU această explozie de Globigerinide caracterizează zona micropaleontologică H.T.

Orizontul tufurilor și marnelor cu Globigerine se urmărește aproape continuu pe partea dreaptă a Văii Buzăului de la Malul Alb, traversând V. Muscelului la S de localitatea V. Muscelului, urmărindu-se în lungul Văii Balosinului pînă spre izvoarele Văii Motruna.

Pe V. Ciuciurul de Crivineni, apare brecia sării constituită din elemente de cuarțite albe și negre, rulate, fragmente de gresii cenușii-gălbui, fragmente de marne și tufuri albe de dimensiuni pînă la cîțiva centimentri, prinse într-o matrice marno-argiloasă, de culoare cenușiu-gălbui.

Raporturile dintre brecia sării de la Ciuciurul de Crivineni și stratele din acoperiș și culcuș sănt neclare, datorită unei pornituri în care materialul marnos-brecios a fost antrenat spre V. Buzăului.

Brecia sării se mai observă pe V. Saramura, affluent al Văii Muscelului și pe izvorul Sărături, la Orjani, pe flancul sudic al sinclinalului Crivineni-Cătina.. Datorită faptului că brecia sării apare în puncte izolate neputîndu-se urmări continuu pe direcție, admitem posibilitatea că în regiunea Crivineni-Orjani, să aibă o dezvoltare lenticulară.

b) *Orizontul marnelor argiloase cu Radiolari*. Peste tufurile și marnele albe cu Globigerine și peste brecia sării acolo unde aceasta din urmă este dezvoltată, urmează orizontul marnelor argiloase cu Radiolari.

Depozitele acestui orizont sănt reprezentate prin marno-argile cenușii-vineții, însumînd o grosime de peste 40 m. Cînd aceste roci sănt imbibate cu apă dau naștere la pornituri active sub formă de curgeri de noroi, ca pe V. Muscelului, în amonte de confluența cu pîrul Saramura.

c) *Orizontul marnos-nisipos cu faună de Moluște*. Marnele argiloase cu Radiolari suportă o serie de marno-argile compacte sau fin stratificate, adesea cu filme de nisipuri gălbui, cu aspect dungat, cu o grosime de aproximativ 80 m în care au fost găsite numeroase forme de Lamellibranchiate, Gasteropode, Coralieri, etc. pe baza căror s-a atribuit vîrstă acestor depozite Tortonianului superior.

În terenurile constituite din marnele acestui orizont se întîlnesc frecvent curgeri active de noroi, tasări, gropi în formă de pîlnie cu diametru de 1—4 m și adîncime de 0,5—3 m. Partea superficială a solului se usucă la secetă și se despicate în bucăți mici neregulate, dînd un aspect caracteristic după care acest orizont este ușor de recunoscut.

La Stroești-Orjani¹⁾, orizontul fosilifer este reprezentat printr-o gresie calcaroasă cu o grosime de 30—40 cm, de culoare cenușiu-gălbui, în care se găsesc numeroase forme fosile, caracteristice Tortonianului superior.

Primele date asupra prezenței Tortonianului superior în regiune aparțin lui G.H. BOTEZ (1) care, în anul 1910, cu ocazia amplasării unor puțuri de explorare, între localitățile Stroești și Orjani, a găsit cîteva forme de Gasteropode ce trădau prezența Tortonianului.

În anul 1914, cercetând mai amănușit regiunea, G.H. BOTEZ regăsește roca din care provineau fosilele, o gresie calcaroasă cenușiu-gălbui. Din această rocă recoltează următoarele forme: *Pleurotoma (Clavatula) concatenata* GRAT., *Cerithium sectorum* OLIVI, *C. pygmaeum* PHILI., *C. pictum* BAST., *C. costatum* BORS., *Buccinum nodoso costatum* STILB., *Tripaleia (Neritina) gratalonpana* FER., *Bula lajonkaireana* BAST. var. *deertonensis* SACCO, *Trochus papilla* EICHW., *Turritella archimedis* BROCC.

În anul următor G. MACOVEI (2) a arătat marea dezvoltare a depozitelor tontiene, începînd din V. Buzăului de la Crivineni și pînă la izvoarele văii Balosinului. Împreună cu C. NICULESCU, a recoltat o bogată faună de la izvorul Ciuciurul de Crivineni și de la Fundătura Muscelului în care citează o serie de specii necunoscute în regiune și anume: *Ancillaria glandiformis* LAM., *Pleurotoma consobrina* BELL., *P. dimidiata* BROCC., *Turritella bicarinata* EICHW., *Corbula gibba* OLIVI, *Conus* sp., *Mitra* sp., *Venus* sp., *Leda* sp., *Pectunculus* sp., *Arca* sp., *Ostrea* sp., *Buccinum* sp., *Acanthociathus* sp., *Heliastraea conica* REUSS.

Cercetări mai noi efectuate în anul 1937 de O. NIȚULESCU²⁾ stabilesc prezența în punctul de la izvoarele Văii Balosinului Mare, pe lîngă speciile citate mai sus, și a următoarelor forme noi *Turritella turris* BAST., *T. cf. pythagoraica* HILB., *Pleurotoma obeliscus* DES MOUL., *Corbula carinata* DUJARDIN, *Surcula* sp., *Cerithium* sp., *Fusus* sp., Opercule de *Turbo*.

Din același punct, însă dintr-un nivel superior O. NIȚULESCU²⁾ pune în evidență: *Heliastraea conica* REUSS, *Arca* sp., *Pectunculus* sp., *Mohrensternia* sp., *Spirialis* sp.

În urma cercetărilor efectuate în vara anului 1956, am constatat că fauna Tortonianului este mult mai abundantă. Astfel, pe lîngă fosilele citate am determinat următoarele forme din punctul de pe V. Ciuciurul de Crivineni:

- Turritella (Zaria) subangulata polonica* FRIEDB.
- Conus (Rhisiconus) ponderosus ponderosus* BROCC.
- Conus (Conolithus) dujardini* DESH.
- Conus (Chelyconus) fuscocingulatus* BRONN.

¹⁾ I. HUICĂ, Raport de cartare geologică în regiunea Pătârlagele—Cătina. Arh. Comit. Geol. 1956.

²⁾ GHERMAN J. Raport asupra forajului structural de la Cătina. Arh. Comit. Geol. 1949.

Anadara (Anadara) diluvi LAM.

Isocardia (Isocardia) cor L.

Din punctul de la confluența Văii Muscelului cu V. Balosinului:

Terebralia bidentata bidentata (DEFR).

Cypraeccassis (Cypraeccassis) cypraeiformis BORS.

Cardita (Venericardia) partschi GOLD.

Conus (Chelyconus) fuscocingulatus BRONN.

Fusus (Fusinus) valenciennesi GRAT.

Turricula (Surcula) partschi HÖERN.

Clavus (Drillia) pustulatus BROCC.

Ocinebrina sublavata neglecta MICHT.

Din punctul de la izvoarele văii Barosinului Mare:

Natica (Lunatia) catena DA COSTA

Conus (Rhisoconus) ponderosus ponderosus BROCC.

Conus (Conolithus) dujardini DESH.

Turbo (Sarmaticus) manillaris EICHW. (opercule)

Fusus (Fusinus) valenciennesi GRAT.

Bittium (Bittium) reticulatum DA COSTA

Venus (Ventriculoides) multilamella LAM.

În punctul de la confluența Văii Saramura cu V. Muscelului care se găsește situat în fâșia de depozite de pe flancul sudic al sinclinalului Crivineni-Cătina am găsit următoarele fosile: (pl. I, II, III)

Cypraeccassis (Cypraeccassis) cypraeiformis BORS

Conus (Chelyconus) fuscocingulatus BRONN.

Natica (Lunatia) catena DA COSTA

Turricula (Surcula) partschi HÖERN.

Clavus (Drillia) pustulatus BROCC.

Ocinebrina sublavata sublavata BAST.

Mitra (Tiara) cupressina BROCC.

Mitra (Tiara) aff. fusiforma BROCC.

Aporrhäis (Aporrhäis) alata EICHW.

Eulimella (Eulimella) af. conulus EICHW.

Din depozitele orizontului marnos-nisipos fosilifer de pe V. Muscelului M. TOCORJESCU a determinat următoarea asociație caracteristică zonei micropaleontologice T₂: *Flintina bradyana* CUSHMAN, *Massilina crenata* KARRER (fragment), *Quinqueloculina laevigata* D'ORB., *Quinqueloculina oblonga* (MONTAGU), *Quinqueloculina seminula* (LINNÉ), *Sigmoilina sigmoidea* BRADY, *Spiroculina caniliculata*

T A B L O U

Răspândirea geografică a speciilor de Moluște tortoniene din regiunea Pătralagele – Orjani.

Răspândire Numele Speciilor	A	B	C	Franța	Italia	Bazinul Vienei	Bazinul Panonic	Serbia	R. P. Bulgaria	Lăpușiu	Buituri	Bahna	Melișești	Ogretin-Mierla	Orjani – V. Balosinului	Pătralagele – V. Viei	Pătralagele – V. Muscelui	Crivineni	W. Ucranei	
	Forme care ajung pînă în Tortonianul superior	Forme care persistă în orizontul de trecere	Torme care dispar în Fortonianul superior																	
* <i>Trochus papilla</i> EICHW.																				
* <i>Turbo (Sarmaticus) mamillaris</i> EICHW.																				
<i>Eulimella (Eulimella) cf. conul</i> EICHW.																				
* <i>Terebralia bidentata bidentata</i> (DEFR.)																				
<i>Pirenella picta picta</i> (DEFR.)																				
* <i>Bittium (Bittium) reticulatum</i> (DA COSTA)																				
* <i>Cerithium (Ptychocerithium) bronni</i> PARTSCH																				
<i>Cerithium (P) crenatum</i> BROCC.																				
<i>Cerithium (Thericium) europaeum europaeum</i> MAY																				
<i>Cerithium costatum</i> BORS.																				
<i>Cerithium Pygmaeum</i> PHIL.																				
<i>Cerithium setorum</i> OLIV.																				
<i>Turritella turris</i> BAST.																				
* <i>Turritella (Zaria) subangulata polonica</i> FRIEDB.																				
<i>Turritella (Archimediella) pythagorica</i> HILB.																				
<i>Turritella (A) erronea erronea</i> COSSM.																				
<i>Turritella (Torculoidella) bicarinata</i> (EICHW.)																				
* <i>Natica (Lunatia) catena</i> (DA COSTA)																				
<i>Natica (Nacex) cf. millepunctata</i> LAM.																				
* <i>Aporrhais (Aporrhais) alata</i> EICHW.																				
* <i>Cypraeccassis (Cypraeccassis) cypraeiformis</i> BORS																				
* <i>Ocinebrina sublavata sublavata</i> BAST.																				
<i>Dorsanum (Dorsanum) lomnickii</i> FRIEDB.																				
<i>Buccinum nodosostostatum</i> STIBL.																				
* <i>Fusus (Fusinus) valenciennesi</i> GRAT.																				
<i>Ancila (Baryspira) glandiformis</i> LAM.																				
<i>Athleta (Athleta) cf. rarispina</i> LAM.																				
* <i>Mitra (Tiara) fusiforma</i> BROCC.																				
* <i>Mitra (T) cupressina</i> BROCC.																				
* <i>Turridula (Surcula) partschi</i> HÖERN.																				
<i>Turridula (S) dimidiata</i> BROCC.																				
<i>Turridula (S) concatenata</i> GRAT.																				
* <i>Clavus (Drillia) pustulatus</i> BROCC.																				
* <i>Conus (Cheliconus) fuscocingulatus</i> BRONN.																				
* <i>Conus (Conolithus) dujardini</i> (DESH.)																				
* <i>Conus (Rhisoconus) ponderosus ponderosus</i> BROCC.																				
* <i>Terebra (Terebra) neglecta</i> MICHT.																				
<i>Bulla lajonkaireana</i> BAST.																				
* <i>Cardita (Venericardia) partschi</i> GOLD.																				
* <i>Isocardia (Isocardia) cor.</i> L.																				
* <i>Venus (Ventriculoidea) multilamella</i> LAM.																				
* <i>Anadara (Anadara) diluvii</i> LAM.																				
<i>Corbula (Varicorbula) gibba</i> OL.																				

FF = foarte frecvent

F = frecvent

R = rar

FR = foarte rar

* = forme menționate pentru prima dată în regiunea Crivineni-Orjani.

WALKER & JAKOB, *Spiroculina tenuis* BRADY, *Triloculina trigonula* LAMARCK, *Globulina gibba* D'ORB., *Discorbis saulcii* D'ORB., *Discorbis vilardeboana* D'ORB., *Eponides mexicanus* (NUTTALL), *Asterigerina planorbis* D'ORB., *Cibicides americanus* (CUSHMAN), *Cibicides bouéanus* (D'ORB.), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JAKOB), *Cibicides pseudoungerianus* CUSHMAN, *Nonion advenum* (CUSHMAN), *Nonion dolfussi* CUSHMAN, *Nonion granosus* D'ORB., *Nonion pompilioides* (FICHTEL & MOLL), *Nonion soldanii* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerinoides conglobatus* (BRADY), *Rotalia beccarii* LINNÉ, *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Elphidium fichtelianum* D'ORB., *Elphidium macellum* (FICHTEL & MOLL), *Elphidium ungeri* d'ORB., *Bulimina aculeata* d'ORB., *Uvigerina pygmaea* d'ORB., și *Virgulina schreibersiana* CZJEK.

In comparație cu depozite similare din țara noastră și din regiunile învecinate, se poate afirma că asociația de faună a Tortonianului din regiunea Pătârlagele — Orjani aparține subzonei litorale a faciesului neritic.

Cercetări de detaliu, efectuate corelativ de EMILIA SAULEA (5) au stabilit poziția orizontului fosilifer în scara stratigrafică a Miocenului mediu. Astfel orizontul fosilifer a fost paralelizat cu orizontul marnelor cu *Spirialis*, care reprezintă faciesul de larg, sincron, heteropic, astfel că, citez: « delimitarea Miocenului mediu, marin, față de Miocenul superior, salmastru, se face prin zona cu *Spirialis* care revine părții celei mai superioare a Miocenului mediu sau Tortonian ».

Din cele expuse pînă acum se desprind următoarele :

Din analiza tabelului sintetic cu răspîndirea formelor fosile ale Tortonianului superior, rezultă că în regiunea Pătârlage Orjani au existat specii care trec din orizonturile inferioare și au ajuns pînă în Tortonianul superior, cînd au atins apogeu lor după care nu s-au mai întîlnit (tab. col. A). Acestea sunt specii tipic marine care au dispărut în masă, odată cu primele schimbări în salinitatea apelor Tortonianului superior, dînd tanatocene caracteristice.

Există de asemenea specii care au supraviețuit un timp mai îndelungat în apele în care încep deja modificări pe linia îndulcirii, forme care nu s-au adaptat însă la apele salmastre (tab. col. B).

În sfîrșit există forme care apar odată cu modificările salinității apelor marine, forme care găsesc condiții optime de dezvoltare de abea în apele salmastre ale Sarmățianului (tab. col. C).

Cercetările efectuate în regiunea Pătârlage-Orjani, duc la îmbogățirea listei de fosile cunoscute cu un număr de 26 forme de Gasteropode și de Lamellibranchiate.

BIBLIOGRAFIE

1. BOTEZ Gh. Notă asupra Tortonianului din V. Viei (Pătârlage) jud. Buzău. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII. București, 1916.
2. MACOVEI G. Structura geologică a văii Buzăului între Păltineni și Cislău. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII, București, 1916.

3. OLTEANU F. Observațiuni asupra « breciei sării » cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre Teleajen și pîrul Bălăneasa (cu privire specială asupra regiunii Pietraru-Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXII. București, 1951.
4. POPESCU GR. Observațiuni asupra breciei sării și a unor masive de sare din zona paleogen-mio-cenă a jud. Prahova. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXII. București, 1951.
5. SAULEA E. Contribuțiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei. *An. Comit. Geol.* XXIX. București, 1956.
6. STOICA C. Asupra microfaunei tortoniene de la Crivineni (Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXI (1942–1943). București, 1951.
7. TUDOR MIRA. Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț. *Edit. Acad.* București, 1955.

ПОМЕТКА, КАСАЮЩАЯСЯ ТОРТОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОБЛАСТИ ПОТЫРЛАЖЕ – ОРОЖАНИ

И. ГУЙКЭ.

(Краткое содержание)

В области Потырлаже-Оржани, по левому склону долины Бузэу, исследованы тортоные отложения северного крыла синклиналии Кривинени—Кэтина, представленные следующими горизонтами: горизонт туфов и белых мергелей с. Globigerine, горизонт глинистых мергелей с Radiolari, горизонт мергелисто-песчаный с фауной моллюсков.

В серо-беловатых туфовых мергелях, подстилающих дакийские туфы долины Мусчел, была обнаружена микрофаунистическая ассоциация, представленная глобигеринами, которые характеризуют микропалеонтологическую зону Н—Т.

Брекчия соли выявлена спорадически в области; она имеет чечевицеобразную форму распространения, потеряв характер горизонта.

Ископаемоносный горизонт представлен в обоих крылах синклиналии Кривинене—Кэтина, будучи легко идентифицирован.

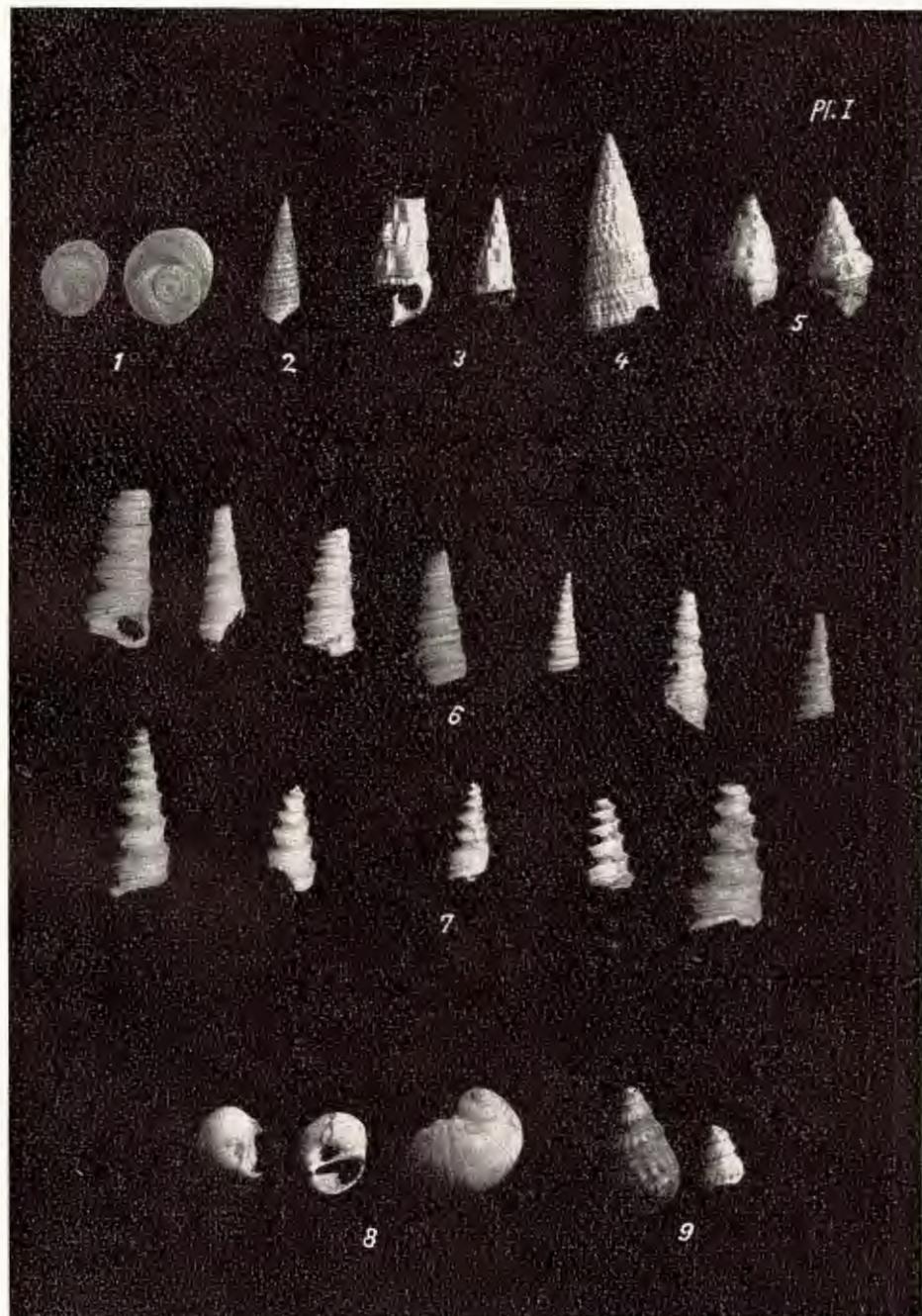
Отложение этого горизонта долины Мусчел представляют ассоциацию микропалеонтологической зоне Т₂. Формы ископаемых, выявленные в д. Чучурул—Кривинени долины Мусчел д. Балосинулуй и Строэшти, расположены в прибрежной субзоне перитовой фации.

Исследованием тортоных отложений синклиналии Кривинене—Кэтина обогатился список ископаемых количеством в 26 Gasteropode и Lamellibranchiate.

PLANŞA I

PLANŞA I

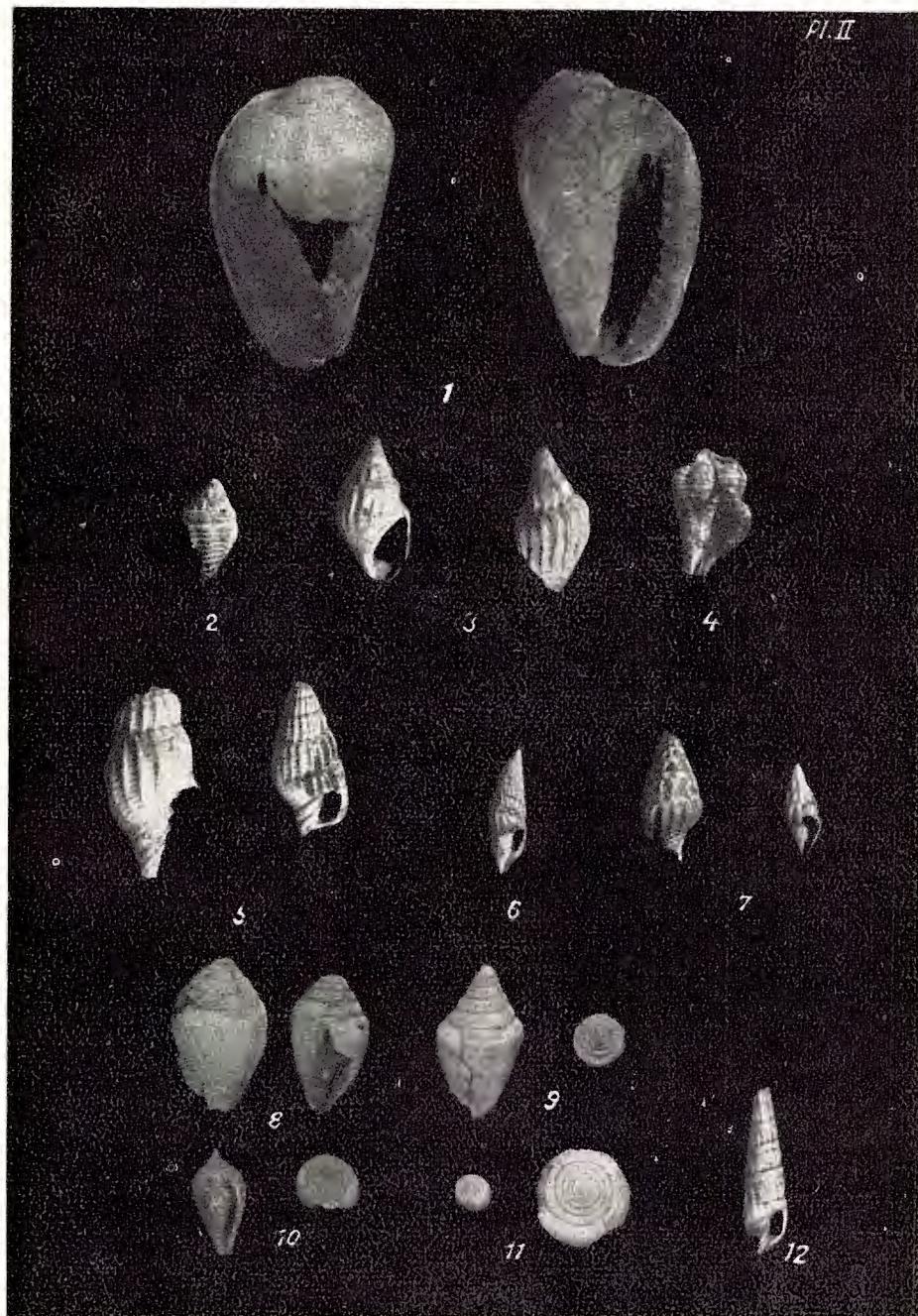
- Fig. 1. — *Turbo (Sarmaticus) mamillaris* EICHW. (opercule). V. Muscelului. x 1.
- Fig. 2. — *Bittium (Bittium) reticulatum* (DA COSTA). V. Muscelului. x 2.
- Fig. 3. — *Cerithium (Ptychocerithium) bronni* PARTSCH. V. Viei-Stroeşti. x 1.
- Fig. 4. — *Cerithium (Ptychocerithium) crenatum* BROCC. V. Viei-Stroeşti. x. 1.
- Fig. 5. — *Cerithium (Thericium) europaeum europaeum* MAY. V. Viei-Stroeşti. x. x 1.
- Fig. 6. — *Turritella (Arhimiadiella) pythagoraica* HILB. V. Ciuciurului. V. Muscelului
V. Balosinului. x 1.
- Fig. 7. — *Turritella (Zaria) subangulata polonica* FRIEDBERG. V. Ciuciurului, V. Muscelului,
V. Balosinului. x 1.
- Fig. 8. — *Natica (Lunatia) catena* (DA COSTA). V. Muscelului, V. Ciuciurului. x 1.
- Fig. 9. — *Aporrhais (Aporrhais) alata* EICHW. Crivineni, V. Muscelului. x 1.



PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Cypraecassis (Cypraecassis) cypraeiformis* BORS. V. Muscelului. x 1.
Fig. 2. — *Ocinebrina sublavata sublavata* BAST. V. Muscelului. x 1.
Fig. 3. — *Dorsanum (Dorsanum) lomnickii* FRIEDB. V. Muscelului. x 1.
Fig. 4. — *Fusus (Fusinus) valenciennesi* GRAT. V. Muscelului, V. Balosinului. x 1.
Fig. 5. — *Mitra (Tiara) cupressina* BROCC. V. Muscelului, V. Balosinului. x 2.
Fig. 6. — *Turricula (Surcula) partschi* HÖERN. V. Muscelului, V. Balosinului. x 1.
Fig. 7. — *Clavus (Drilia) pustulatus* BROCC. V. Muscelului, V. Balosinului. x 1.
Fig. 8. — *Conus (Rhisoconus) ponderosus ponderosus* BROCC. V. Muscelului, V. Ciuciurului, x 1.
Fig. 9. — *Conus (Conolithus) dujardini* (DESH). V. Ciuciurului, V. Muscelului, V. Balosinului. x 1.
Fig. 10. — *Conus (Cheliconus) fuscocingulatus* BRONN. V. Muscelului, V. Balosinului. x 1.
Fig. 11. — *Conus* sp. V. Balosinului x 1.
Fig. 12. — *Terebra (Terebra) neglecta* MICHT. V. Muscelului, V. Balosinului x 2



NOTE SUR LES DÉPÔTS TORTONIENS DE LA RÉGION DE PĂTÎRLAGE — ORJANI

PAR

I. HUICĂ

(Résumé)

Dans la région de Pătîrlage—Orjani occupant le côté gauche de la vallée du Buzău apparaissent les dépôts tortoniens du flanc septentrional du synclinal Crivineni—Cătina, représentés par: l'horizon des tufs et des marnes blanches à Globigérines, l'horizon des marnes argileuses à Radiolaires et l'horizon marno-sableux à faune de Mollusques.

Dans Valea Muscelului les marnes tufacées, gris-blanchâtre, situées au-dessous du tuf dacitique renferment une association microfaunique représentée par des Globigérinidés caractéristiques pour la zone micropaléontologique H.T.

La brèche du sel apparaît sporadiquement dans la région et accuse un développement lenticulaire tout en perdant son caractère d'horizon.

L'horizon fossilifère est représenté sur les deux flancs du synclinal Crivineni—Cătina et il est aisément déterminable.

Dans Valea Muscelului, les dépôts de cet horizon présentent une association de microfossiles caractéristiques pour la zone micropaléontologique T₂. Dans Valea Ciuciurul à Crivineni, Valea Muscelului, Valea Balosinului et à Stroești—Orjani les formes fossiles rencontrées sont cantonnées dans la sous-zone littorale du faciès néritique.

Grâce aux dépôts tortoniens du synclinal Crivineni—Cătina la liste des formes fossiles s'enrichit de 26 Gastéropodes et Lamellibranches.

STRUCTURA GEOLOGICĂ A FLIȘULUI DIN TRE VALEA BÎSCA MARE ȘI IZVOARELE PUTNEI¹⁾)

DE
ION MARINESCU

I. Introducere

Regiunea dintre V. Bîscă Mare și izvoarele Putnei a fost cercetată în campania anului 1958. În perimetru studiat se cuprinde partea de N a Munților Buzăului și extremitatea de W a Munților Vrancei.

S-a cercetat astfel culmea Ciulianoș—Halom—Manișca Mare—Lăcăuț și ramificațiile acesteia cuprinse între râurile Bîscă Mare și Bîscă Mică.

De asemenea au fost atinse și înălțimile situate la N de Muntele Lăcăuț (vîrfurile Bașa, Corobet, Buniu), unde se află obîrșia râurilor Putna și Bîscă Mare.

Către N regiunea este delimitată de culmea Buniu — Coroberț—Zîrna—Capul lui Pal—Dealul Pietrosu. Limita de E a regiunii o constituie pîrîul Zăbala, izvorul Gorul, izvorul Giurgiului, pîrîul Moghioroului (Argintăria), o porțiune din valea Bîscă Mică și pîrîul Ciulianoș. Spre S, regiunea este delimitată de o linie care urmărește Pîrîul Tămășoiului, traversează Dealul Lung și urmează apoi cursul pîrîului Patacu. Către W, limita regiunii este constituită de o porțiune a rîului Bîscă Mare (între gura Patacului și gura Dîrnăului Mic) și de Munții Zagonului și ai Covasnei.

Cîteva date geologice din colțul de NE al regiunii se dătoresc lui ȘT. MATEESCU care figurează o pînză a gresiei de Tarcău la E de creasta Lăcăuțu—Buniu. Pe harta prezentată la scara 1 : 50.000, acest autor figurează o fîșie de Senonian la marginea Pînzei de Tarcău, între Muntele Arîșoaia și Dosul Giurgiului (15).

Primele cercetări de ansamblu în regiune se dătoresc lui M. G. FILIPESCU și au fost efectuate între anii 1933—1936. Studiul autorului este însoțit de o hartă geologică generală la scara 1 : 233.000. Formațiunile cuprinse în regiunea cercetată de noi aparțin după M. G. FILIPESCU zonei externe a Flișului, fiind constituite din gresie de Tarcău (5).

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 februarie 1959.

Regiunea de la N și NE de creasta Lăcăuț—Buniu a fost cercetată înainte de 1949 de I. DUMITRESCU. Acest autor a stabilit existența unei pînze a gresiei de Tarcău, care încalcă peste Flișul marginal (autohton) din semifereastra Putnei. Stratigrafia completă, atât a formațiunilor cretacice și paleogene din pînză cît și a celor din autohton, a fost stabilită pentru prima dată de I. DUMITRESCU (4).

Regiunea din vecinătatea de E și SE a fost cercetată după 1940 de N. GRIGORĂS. Acest autor menționează strate cu Inocerami pe versantul de E al muntelui Lăcăuț și consideră că unitatea superioară cu gresie de Tarcău încalcă peste o unitate inferioară (autohton) (11).

După anul 1950, M. G. FILIPESCU reia cercetările din Fliș și studiază mai ales valea Covasnei (6, 7, 8, 9, 10).

În același timp, I. BĂNCILĂ, cercetând valea Covasnei, stabilește o nouă coloană stratigrafică a formațiunilor din zona mediană a Flișului și arată apartenența lor tectonică (2) la unitatea mediană.

În anul 1957, S. PAULIUCA efectuat o recunoaștere detaliată a regiunii dintre cele două Bisce. Rezultatele acestor cercetări au fost consemnate în harta geologică la scara 1: 100.000 a Comitetului Geologic.

II. Stratigrafia

Formațiunile cretacice și paleogene, cu toate variațiile lor de facies, au fost repartizate Flișului șișturilor negre (Audia), Flișului median și Flișului extern. Numai formațiunile Flișului de Audia și ale Flișului median au fost cercetate în mod amănunțit.

1. Flișul șișturilor negre (zona Audia). *Barremian — Albian.* S-a atribuit acestor etaje seriei șișturilor negre care a fost atinsă de cercetările noastre la limita de vest a regiunii, pe marginea de SE a depresiunii Tg. Secuiesc.

În alcătuirea seriei șișturilor negre au fost întâlnite gresii calcaro-silicioase vinete-negricioase, dispuse în bancuri decimetrice, marno-calcare sideritice tari și silicolite negre. Între acestea se intercalează șișturi argiloase negre, cu lentile și concrețiuni sferoidale de calcar sideritic. Către partea superioară, gresiile calcaro-silicioase negricioase sunt înlocuite de gresii calcaroase cenușii, foarte fin micacee cu hieroglife noduloase pe partea inferioară. Pe gresia calcaroasă a fost găsită impresiunea unui exemplar de *Anahoplites mantelli* SPATH (V. Dămăcușa), caracteristic pentru Albianul mediu (fig. 1). Între aceste gresii apar intercalate șișturi argiloase negre și marne șiștoase cenușii în plăci. Seria se încheie cu orizontul gresiilor cuarțitice cenușii-verzui, dispuse în bancuri decimetrice, alternativ cu intercalații subțiri de șișturi argiloase negre. La diverse nivele apar brecii cu elemente de calcare și granodiorite roz (12).

Rocile din seria șisturilor negre descrise mai sus au fost observate în P. Covasnei, în D. Copoți și pe văile Chiuruș, Păpăuți, Zagonul Mic și Dămăcușa, precum și în fundul pîraielor Mohoș și Rojdaș. Pe izvorul Vagașponc, sub muntele Matoberț, am găsit o brecie cu granodiorit roz, care conține resturi de Inocerami și Neohiboliți. Este cea mai externă apariție cunoscută în regiunea de curbură a Carpaților orientali. Deschideri bune în șisturile negre au fost întîlnite în vîrful Chiuz, pe șoseaua Comandău—Păpăuți, și pe vechiul traseu C.F.F. Comandău—Brateș.

Contribuții la stratigrafia șisturilor negre din pîrîul Covasna (Voinesti) se dătoresc lui M. G. FILIPESCU și colectivului său (6, 7, 8, 9, 10).

Vraconian — Cenomanian. Peste șisturile negre, urmează seria stratelor de Bota, caracterizată prin prezența argilelor roșii și verzui-cenușii, gresii calcaroase fin micacee, silicilate și brecii cu granodiorite roz. Complet absente în valea Covasnei, stratele de Bota apar sub formă de fîșii deasupra dealului Copoți, situîndu-se între gresia de Siriu de pe vîrfuri și șisturile negre.

Aflorimente de argile roșii și marno-calcare apar în poiana Cocoriei, în fîșia externă de șisturi negre de la E de culmea Chiuzurilor. Vraconian—Cenomanianul roșu a fost întîlnit și în solzii din fundul pîrîului Saroș. În afară de forme macrofossile ca Parahiboliți, Neohiboliți și Inocerami (13), stratele de Bota conțin Rotalipore, dintre care I. COSTEA a determinat forma *Rotalipora (Globotruncana) appenninica* RENZ (14).



Fig. 1. — Lespede de gresie calcaroasă din șisturile negre, cu *Anahoplites mantelli* SPATH (Albian mediu). Orizontul șistos, Valea Dămăcușa—Zagon.

Turonian—Senonian. Ciclul de sedimentare al depozitelor din unitatea șisturilor negre (Audia) se încheie cu seria gresiei de Siriu. În afară de gresiile micacee masive, care se întâlnesc pe culmi și vîrfuri, apar și intercalații de marno-argile cenușii și marno-calcare cenușii cu vine de calcit (W de Cocoria).

Gresia de Siriu masivă formează culmea Chiuzul Mare—Chiuzul Covasnei—Cocoria și vîrfurile din fundul pîraielor Rojdaș și Saroș (Matoberț, Raitec). Ea apare de asemenea pe P. Chiuruș și în valea Dămăcușa.

Unii cercetători au atribuit această formațiune Eocenului de Tarcău (5) pe baza asemănării litologice dintre gresia de Siriu și gresia de Tarcău. La această concluzie s-a ajuns și prin atribuirea vîrstei senoniene argilelor roșii și verzi din

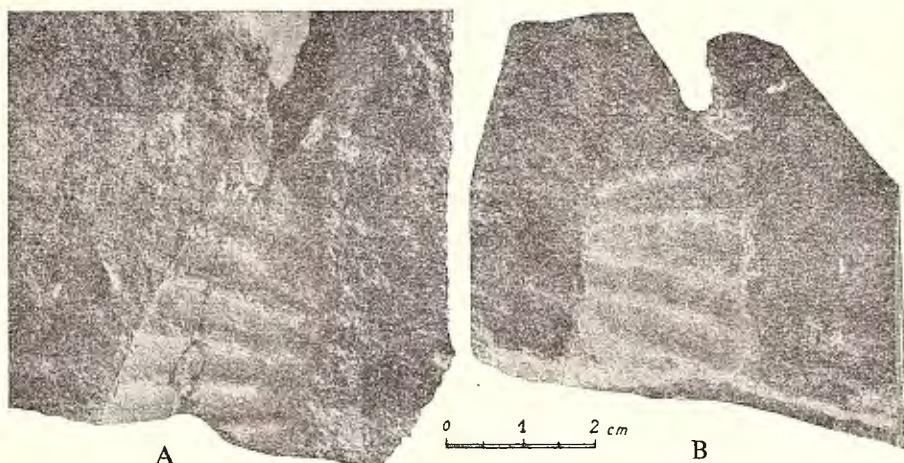


Fig. 2. — Fragment de Amonit din gresia de Siriu, atribuit genului *Pachydiscus* (Turonian-Senonian). A, negativ; B, pozitiv. Dealul Tistașele (Zagon).

stratele de Bota (6, 7, 8, 9, 10). Această concepție nu poate fi susținută datorită frecvenței resturilor de Inocerami (12, 13) și a unui rest de Amonit, atribuit genului *Pachydiscus* (fig. 2). Mai mult chiar, I. COSTEA a determinat forme clare de *Globotruncana linneana* LAM., care confirmă vîrsta turonian sup.—senoniană a seriei. De asemenea, prezența marnelor și marnocalcarelor cenușii exclude după părerea noastră, posibilitatea confundării cu gresia de Tarcău (12).

Bazați pe argumentele paleontologice menționate, ca și pe cele stratimetric și structurale, ne menținem la părerea vîrstei cretacic-superioare a gresiei de Siriu.

2. Flișul median. Flișul median se dezvoltă la E de unitatea șisturilor negre (Audia) și ocupă cea mai mare porțiune a regiunea cercetată. Se caracterizează prin dezvoltarea mare a gresiei de Tarcău eocene. În această unitate s-au întîlnit

formațiuni barremian (?)—albiene (șisturi negre), vraconian-cenomaniene (strate de Șiclău), turonian-senoniene (strate de Horgazu), eocene (gresie de Tarcău cu strate de Podu-Secu) și oligocene (în facies de Krosno-Pucioasa cu gresie de Fusaru).

Barremian (?)—Albian mediu. Șisturile negre din Flișul median aparțin de marile adâncimi ale depresiunii mediane și reprezintă cele mai vechi formațiuni cunoscute în această unitate.

Cercetările noastre confirmă datele din lucrări anterioare (2, 6, 7, 8) care au arătat că nu există nici o deosebire din punct de vedere litologic între șisturile negre din unitatea «medio-internă (Audia) și cele din Flișul median».

Cea mai însemnată apariție de șisturi negre se situează în fundul pîrîului Covasna, în amonte de planul înclinat (Șiclău). În această zonă, șisturile negre formează sîmburele unui mare anticlinal, accidentat de mai multe fali.

Șisturile negre din fundul pîrîului Covasnei sunt bine deschise în P. Chetag și în P. Lorinț, precum și în aval de confluența acestora. Au fost observate de asemenea și în bazinele pîraielor Horgazu și Hanco.

Gresii calcaro-silicioase cu intercalații de șisturi argiloase negre sunt vizibile pe P. Horgazu, în amonte de vechiul izvor de borviz, și pe izvoarele Mogoș și Poloc. Pe P. Hanco, șisturile negre, însotite de iviri de sulfuri, apar în vecinătatea izvoarelor de borviz și chiar în amonte în ambele maluri.

Deschideri bune au fost observate pe izvoarele de pe stînga pîrîului Hanco.

Cartografic, șisturile negre apar sub forma unei fîșii dirijată NW—SE. În extremitatea de NW ele se termină brusc în versantul drept al pîrîului Hanco, iar către SE fîșia de șisturi negre se îngustează și dispără înainte de a atinge pîraiele Lörinț și Elmeg.

Șisturile negre din fundul pîrîului Covasna au fost recunoscute de M. G. FILIPESCU (6), dar semnificația lor structurală a fost arătată de I. BĂNCILĂ în anul 1951 (2), părere cu care suntem de acord.

O altă apariție interesantă de șisturi negre a fost întîlnită imediat la E de vîrful Zebhat (1253 m) și în fundul pîrîului Saroș, la W de Vîrful Coronguș. Prezența șisturilor negre din zona Zebhat-Saroș este legată de supradicarea axială a unui anticlinal de gresie de Tarcău. Lîngă Vîrful Zebhat se pot observa gresii cuarțitice, silicolite și șisturi argiloase negre. În izvorul de la W de Vîrful Coronguș, șisturile sunt bine deschise, observîndu-se intercalații de silicolite într-un pachet de șisturi argiloase negre.

Cartografic aceste șisturi negre apar sub forma unei fîșii înguste (50—75 m), lungă de circa 3 km, dezvoltată între vîrfurile Zebhat și Coronguș.

Alte patru apariții reduse de șisturi negre au fost întîlnite în regiunea izvoarelor Bîscii Mari și Zăbalei.

Pe izvorul Goru Bîscii Mici, șisturile negre sunt reprezentate prin gresii cuarțitice cu multe șanțuri și oglinzi de fricțiune, calcare negricioase cu diaclaze cu calcit

și șisturi argiloase negre. Deși prost deschise și intens tectonizate, prezența acestui petec de șisturi negre în izvorul Goru Bîscii nu poate fi contestată. Pe aceeași direcție spre N au fost observate alte două pete de șisturi negre. Unul de dimensiuni mai mici apare pe un izvor al pârâului Murdanu, iar celălalt a fost observat pe fața muntelui Arișioaia în vechiul traseu C.F.F. Comandău—Năruja. Cel de al patrulea afloriment de șisturi negre se observă tot pe fața muntelui Arișioaia, mai la E de celălalt, și în izvorul Zăbăluței. În fața Arișioaiei, șisturile negre sunt reprezentate prin gresii cuarțitice, șisturi argiloase negre și greso-calcare negricioase cu oglinzi de fricțiune și vine de calcit, frecvente în stratele de Șiclău.

Aceste șisturi negre formează sâmburele unui anticlinal supraradicat axial și nu au fost menționate de nici un cercetător.

Vraconian—Cenomanian. În aceste etaje se cuprinde seria stratelor de Șiclău, sincronă în parte cu stratele de Lupchianu.

Stratele de Șiclău apar pe flancurile sâmburelui de șisturi negre din anticlinalul Șiclău. Au fost identificate și orizontate de I. BĂNCILĂ care le-a atribuit vîrstă vracono-cenomaniană (2).

În fundul pârâului Covasnei, în amonte de Șiclău, stratele de Șiclău sunt reprezentate în bază printr-un orizont de argile șistoase, cenușii-negricioase sau cenușii-olive cu diaclaze de calcit. În aceste argile apar nivele mai calcaroase sau mai silicioase și numeroase oglinzi de fricțiune.

Deasupra acestui orizont basal urmează un pachet cu calcare negricioase tari, cu numeroase diaclaze cu calcit dispuse în bancuri centimetrice. Spre bază, bancurile de calcare sunt mai grosiere și prezintă numeroase hieroglife mici. Către partea superioară a orizontului apar pachete de marno-calcare șistoase în plăci cenușii, intercalate cu marno-calcare roșii-vișinii și argile calcaroase vișinii cu dungă verzui, în care I. COSTEA a găsit exemplare de *Rotalipora apenninica* RENZ. Acest orizont este deschis în pârâul Covasnei, imediat în amonte de podul Șiclăului și în pîraiele Chetag și Lörinț, amonte de confluență. Pachete de marno-calcare vișinii și cenușii în plăci apar și în fundul pârâului Hanco, pe flancul de E al anticlinalului Șiclău. Aproape de confluența pîraielor Lörinț și Elmeg, stratele de Șiclău dispar sub depozitele turonian-senoniene.

Stratele de Lupchianu reprezintă în parte un facies sincron al stratelor de Șiclău, caracterizat printr-o abundență a marnelor roșii-vișinii cu pete verzui. Pe cînd stratele de Șiclău se dezvoltă pe structurile interne ale Flișului median, stratele de Lupchianu apar la marginea acestuia în spatele liniei mediane. După părerea noastră, atît stratele de Șiclău cît și stratele de Lupchianu sunt sincrone cu stratele de Bota din unitatea șisturilor negre.

În regiunea cercetată stratele de Lupchianu apar pe marginea de E a celor două pete de șisturi negre din pîraiele Murdanu și Goru Bîscii. În aceste două

iviri, stratele de Lupchianu sunt reprezentate prin marno-argile vișinii cu pete verzui și marno-calcare roșii-vișinii în plăci destul de prost deschise.

Stratele de Lupchianu au fost descoperite în valea Oituzului de I. DUMITRESCU, care le-a arătat poziția stratigrafică între șisturile negre și stratele cu Inocerami (4).

Turonian-Senonian. Formațiunile cretacice din unitatea mediană se încheie cu depozitele turonian-senoniene care apar în două faciesuri: un facies intern mai grezos, reprezentat prin stratele de Horgazu, și un facies extern, mai calcaros, reprezentat prin stratele cu Inocerami.

Stratele de Horgazu au fost identificate de I. BĂNCILĂ, care le-a atribuit și vîrsta pe baza unor resturi de Inocerami mari găsiți în pîrul Horgazu (2). Aceste strate sunt reprezentate prin gresii calcaroase fine, vinete, cenușii sau cenușii-verzui, cu numeroase diaclaze pline cu calcit. În general, gresiile sunt curbicorticale și apar dispuse în bancuri sub 1 dm grosime. Pe fețele inferioare, gresiile prezintă hieroglife mici, crăpături fomate prin dizolvarea calcitei și resturi de Inocerami mari și mici (Pîrul Mare al Pavei). Între aceste gresii se intercalează argile vinete-albăstrii, rar roșii sau verzui și bancuri subțiri de marno-calcare cu Fucoide mari (Gura Ghiurcii). Apar și gresii micacee, mai grosiere, care la partea superioară trec la marno-calcare cenușii (V. Bîsca Mare).

În regiunea cercetată, stratele de Horgazu se dezvoltă cartografic sub forma unei fișii orientate aproximativ N–S, mascată pe alocuri de depozite superficiale.

Aparițiile cele mai sudice au fost întâlnite pe Valea Bîsca Mare (km 23), pe Izvorul Sectorului și mai la N în pîrul Mica, în aval de confluența celor două ramuri unde a fost semnalată și de S. PAULIUC. Către N, fișia de depozite cretacice nu mai poate fi clar observată pînă în amonte de pîrul Ciuciurul. Din acest loc și pînă la S de Comandău (izvorul de la km 1 + 800 pe C.F.F.), depozitele cretacice apar deschise continuu. Se pot observa la gura pîraielor Iancău și Saroș, în malurile Bîscii, pe pîraiele Ghiurca, Ghiula, II, Vinătorul, Kitereș (km 3 + 200 și km 1 + 800 pe C.F.F.).

De la Comandău și pînă la izvoarele pîrului Lörinț, formațiunile turonian-senoniene nu se mai observă, fiind mascate de depozite deluviale și aluviunile și terasele rîurilor Bîsca Mare și Toplița. Totuși, chiar în această porțiune apar două iviri cu blocuri de roci cretacice, adică lîngă confluența pîrului «Curat» (Tiszta) cu Toplița și la gura pîrului Vizeșcut.

În zona izvoarelor pîrului Lörinț, stratele de la Horgazu se dezvoltă continuu, pînă la confluența pîraielor Elmeg și Lorinț unde se divide în două fișii datorită apariției sîmburelui de șisturi negre și de strate de Șiclău. Pe cînd fișia de W se lamează din cauza faliei « Șiclău », fișia de E se dezvoltă continuu pînă în Pîrul Mare al Pavei.

Schimbările bruște de lățime a fișiei de strate de Horgazu se datoresc celor două falii transversale (Covasna și Trăznita).

Stratele cu Inocerami se dezvoltă la marginea de E a unității mediane și se caracterizează prin frecvența mare a rocilor calcaroase.

În alcătuirea stratelor cu Inocerami s-au observat bancuri de marno-calcare cenușii tari, cu numeroase vine cu calcit, groase de 1–2 dm, intercalate cu argile vinete-albăstrui. Apar de asemenea și grezo-calcare vinete-cenușii, cu multe vine cu calcit și gresii curbicorticale fin micacee, calcaroase, tari, străbătute de asemenea de diaclaze cu calcit. Rareori apar argile roșii ca intercalații subțiri.

Către partea superioară, gresiile micacee curbicorticale și chiar gresiile calcaroase micacee de tip Tarcău devin mai frecvente (pîrîul Manișca Mare–Dobroslav).

Stratele cu Inocerami se prezintă cartografic sub forma unei fișii late de 1–3 km, care se dezvoltă la marginea unității mediane. Această fișie trimite cîteva prelungiri către S, care marchează zona axială a unor anticlinale de gresie de Tarcău. Cea mai importantă prelungire a fost observată pe V. Bîsca Mică. În amonte de gura pîrîului Giurgiu (km 3 C.F.F.), Cretacicul dispără prin afundare în masa gresiei de Tarcău. O apariție foarte redusă, identificată într-o alunecare, apare pe valea Bîsca Mică (km 13 C.F.F.). Mai importantă este ivirea de strate cu Inocerami din cotul pîrîului Stîna Giurgiului (versant stîng), care se lățește treptat spre E, unin- du-se cu fișia marginală (frontală).

Către N, la izvoarele Zăbăluței și Murdanului, stratele cu Inocerami sunt bine deschise. Interesant este faptul că muntele Murdanul și Dealul Negru sunt formați în mare parte din strate cu Inocerami. Acestea se continuă peste muntele Arișoaia, în valea Putna, unde au fost urmărite pînă la « Izvorul de Păcură ».

După părerea noastră, atît stratele de Horgazu cît și stratele cu Inocerami sunt sincrone cu gresia de Siriu din unitatea șisturilor negre și cu formațiunea cu Inocerami din Flișul est-intern (14).

E o c e n. Cea mai dezvoltată formațiune geologică din regiunea cercetată este gresia de Tarcău. Într-adevăr, la paralela Covasna, lățimea zonei ocupată de gresia de Tarcău este de circa 15 km.

În grosimea seriei gresiei de Tarcău, care depășește 1500 m, se poate deosebi în portiunea bazală, un orizont inferior, gros de 80–100 m.

Acest orizont inferior al gresiei de Tarcău este reprezentat prin gresii masive calcaroase tari, cu bobul mijlociu, micacee, cenușii-albăstrui, dispuse în bancuri de 0,5–2 m. Între aceste gresii tari se intercalează argile cenușii și negricioase, în strate subțiri de cîțiva cm. Acest orizont este deschis pe P. Chetag (Șoimu), pe izvoarele Lorinț și Elmeg și în drumurile de care din amonte de Poiana Chetag.

Aceleași gresii tari se observă pe V. Bîsca Mică, la gura izvorului Giurgiu, și pe P. Manișca, în amonte de confluență.

Deasupra acestui orizont se dezvoltă gresia de Tarcău propriu-zisă, reprezentată prin bancuri decimetrice și metrice de gresii micacee, cu intercalații de argile verzi. În prima jumătate a seriei, apar și argile roșii-vișinii, iar gresiile masive sunt înlocuite cu bancuri centimetrice de gresii curbicorticale cenușii, fin micacee. Uneori, intercalațiile de argile roșii ating circa 20 m grosime, aşa cum se observă pe pîrîul Conderia (fundul pîrîului Covasna). De fapt, argilele roșii au fost observate pe V. Bîsca Mare (Paltinul, Hâgihimaș), la N de muntele Lăcăuț, și Clăbuci, în toate izvoarele din fundul pîrîului Covasna (Elmeg, Lorinț, Șoimu, Iacobhavaș) și pe V. Bîsca Mică (P. Ciulianoș, Benedek).

Nivelul cu conglomerate de Bako a fost observat pe V. Bîsca Mare, în aval de Gura Paltinului și la N de Poiana Coriile. În aval de Gura Dîrnăului, în V. Bîsca Mare, se observă blocuri mari de gnais din conglomeratele de Bako, dar nu s-a identificat locul de unde s-au desprins.

În regiunea cercetată, gresia de Tarcău formează cele mai mari înălțimi dintre care cităm: Lăcăuț, Chiișoara, Manișca, Clăbuci, Ciulianoș, Coroberț, Buniu, Slobodul, Meneșberț, etc.

Eocen superior. Seria gresiei de Tarcău suportă un pachet caracteristic, gros de 50—150m, cunoscut sub numele de strate de (Podu-Secu) (2). În alcătuirea acestui orizont intră gresii calcaroase curbicorticale și greso-calcare tari cu diaclaze pline cu calcit, intercalate cu marno-argile cenușii-verzui și chiar cu marno-calcare galben-verzui cu Fucoide. Interesante sunt aparițiile de strate de Secu cu marno-calcare și argile verzi de la piciorul Șiclăului, unde rocile prezintă un grad mai accentuat de diagenizare.

Stratele de Podu-Secu formează orizontul-reper între seria gresiei de Tarcău și Oligocen. A fost observat pe P. Paltinul în V. Bîsca Mare, la capătul luncii de la Frasin (Gura Patacului) în versantul de E al pîrîului Coriile, la Ciuciurul Băbei, și la N de Comandău. La E de D. Laur și la Șiclău. În aparițiile de la E la SE de D. Laur se găsesc și argile roșii.

Oligocen. Seria oligocenă apare în facies de Krosno-Pucioasa și este reprezentată prin gresie micacee de tip Fusaru, dispusă în bancuri decimetrice și metrice, cu intercalații de marno-argile cenușii-negricioase sau vinete și gresii curbicorticale centimetrice fin micacee. Apar de asemenea marno-calcare sideritice, cenușii în interior, gălbui-brune la suprafață și argile șistoase negre disodiliforme. Pe suprafețele de separație ale acestor argile șistoase am găsit numeroase resturi de pești la Comandău și în fundul pîrîului Kitereș (km 3 + 200).

Gresile micacee de tip Fusaru sunt bine deschise pe V. Covasnei, în versantul drept între gurile pîraielor Horgazu și Hanco, unde se exploatează în cariere. Dealul rile Mogoș și Cetatea, care domină V. Covasnei, sunt formate din gresie de Fusaru.

Această gresie este de asemenea bine deschisă în P. Ursului (valea Covasnei) și V. Cupanului și în P. Patacu.

Marnele cenușii-negricioase sunt bine deschise în P. Covasnei, în aval și amonte de gura Horgazului. Vîrsta oligocenă a formațiunilor a fost atribuită de I. BĂNCILĂ (2).

Cartografic, formațiunile oligocene apar în regiunea cercetată sub forma a patru fîșii, dintre care două sunt mai dezvoltate. Toate aceste fîșii oligocene corespund unor direcții sinclinale. Fîșia cea mai vestică se urmărește continuu, din V. Covasnei pînă la izvoarele Topliței (Poiana Pîrjolașu), unde dispare sub încălecarea șisturilor negre și a gresiei de Siriu. Ea apare sporadic mai la sud, în locurile unde se retrage pînza șisturilor negre. A doua fîșie apare între P. Saroș și V. Bîsca Mare (S de Comandău), unde dispare sub aluviuni. A treia fîșie, mult mai îngustă, se dezvoltă de la picioarele Paltinului pînă în amonte de Ciuciuru Babei, unde dispare tectonic. Cea de a patra fîșie, situată mai extern, apare bine dezvoltată între gura Patacului și V. Cupanului — Bîsca Mare.

Depozitele oligocene încheie coloana stratigrafică a Paleogenului unității mediane din regiunea cercetată.

3. Flișul extern. Depozitele Flișului extern au fost cercetate destul de sumar, deoarece nu apar decît în colțul de NE al regiunii cercetate. Stratigrafia acestor formațiuni a fost cercetată de I. DUMITRESCU (4) și N. GRIGORAȘ (11). Din toată succesiunea de depozite cretacice și paleogene, noi nu am întîlnit decît formațiuni oligocene în regiunea izvoarelor Zăbalei și Putnei. Aceste formațiuni sunt reprezentate prin gresie de Kliwa, în general masivă, care formează un anticlinal faliat în muntele Goru. La partea inferioară a bancurilor de gresie de Kliwa apar niveli de conglomerate cu elemente verzi. Șisturile argiloase disodilice apar atât în baza gresiei de Kliwa, cât și în partea superioară a acesteia. Uneori conțin resturi de pești (Izvorul Murdanu). Interesante sunt pachetele flișoide, de gresii curbicorticale micacee, cu intercalații subțiri de argile verzi și cenușii, care apar între bancurile de menilite, disodile și gresie de Kliwa, pe pîrîul Murdanu și în V. Zăbalei. Conglomeratele acvitaniene din văile Putnei și Zăbalei nu au fost atinse de cercetările noastre.

III. Tectonica

S-a stabilit în regiune prezența a trei mari linii de încălecare, care separă trei unități structurale: unitatea șisturilor negre (Audia), unitatea mediană și unitatea externă.

A) Unitatea șisturilor negre (Audia). Această unitate se situează în extremitatea de W a regiunii cercetate, la E de Flișul est-intern și la W de linia

șisturilor negre (Audia). De-a lungul acestei linii tectonice, șisturile negre și stratele de Botă iau contact succesiv cu diverse formațiuni paleogene. În V. Covasnei orizontul bazal, șistos-grezos, al șisturilor negre ia contact cu marno-argilele vinete-negricioase din flancul de W al sinclinalului Voinești. În Poiana Cetății șisturile negre iau contact cu gresia de Fusaru din flancul de E al sinclinalului Voinești, pe cind în fundul pîrîului Ursului, argilele roșii vraconiene iau contact cu Oligocenul inferior din flancul de E al acestei structuri. Mai mult chiar, în Poiana Pîrjolașului avansarea șisturilor negre atinge 3,5 km și provoacă îngustarea Oligocenului care nu depășește 200 m lățime. La izvoarele pîrîului Mohoș, Oligocenul dispare, astfel că șisturile negre iau contact cu Eocenul structurii următoare (anticinalul Zebhat).

Linia șisturilor negre (Audia), după care pînza șisturilor negre ia contact cu depozitele paleogene, prezintă avansări și retrageri repetate. Avansarea cea mai mare a fost observată la W de Vf. Zebhat, la izvoarele Dîrnăului Mic.

Amploarea șariajului șisturilor negre, între văile Covasnei și Dîrnăului Mic, este de circa 4 km.

Pînza șisturilor negre a fost descoperită în Moldova de Nord de I. BĂNCILĂ, în 1948 (1), care a echivalat-o cu pînza de Cernahora (2, 3). Noi am identificat-o în regiunea de curbură în 1955 (12).

În interiorul unității Audia a fost identificată o structură în solzi (7), care antrenează fie numai șisturile negre (V. Covasnei), fie toate depozitele cretacice. Datorită structurii în solzi, gresia de Siriu atinge lățimi cartografice mari (4 km în P. Chiuruș).

B) Unitatea mediană. Unitatea Flișului median este pusă în evidență de două mari linii tectonice, adică de linia șisturilor negre (Audia) la W și de linia mediană la E. Contactul acestei linii a fost urmărit în detaliu din V. Putnei pînă la izvoarele pîrîului Goru. Am constatat, ca și alți autori (2, 4, 5, 11, 15), că de-a lungul liniei mediane apar stratele cu Inocerami de sub seria gresiei de Tarcău, care stau geometric peste depozitele oligocene din Flișul extern. Astfel, formațiunile cretacice iau contact succesiv cu diverse orizonturi ale Oligocenului, adică cu disodile superioare în izvorul Murdanului și cu gresia de Kliwa în spatele Gorului și în fața Arișoaiei.

I. DUMITRESCU și N. GRIGORAȘ, care au urmărit spre N, respectiv spre S, această linie, arată contacte între stratele cu Inocerami din unitatea mediană și diverse formațiuni paleogene și miocene (4, 11).

Reiese deci calitatea de pînză a unității mediane, aşa cum au arătat ȘT. MATEESCU (15), I. DUMITRESCU (4), I. BĂNCILĂ (2) și N. GRIGORAȘ (11). Urmărind conturul liniei mediane, se constată că după ce taie V. Putnei în punctul « Izvorul de Păcură », linia urcă pe Piciorul Mic pînă în fața Arișoaiei, după care coboară în pîrîul Zăbăluței, în amonte de gura izvorului Arișoaiei.

Din acest loc, linia urcă în muntele Murdanu, trece pe la E de vîrf și continuă să se retragă spre Piciorul Șicălului «Goru», în izvorul Murdanu. De aici linia mediană este dirijată W-E, pînă în șeaua din muntele Goru Lupului, unde execută o întoarcere spre S. Linia urmează aproape cursul pîrfului Stîna Gorului, pînă în fața muntelui Goru, de unde coboară spre SW către izvoarele pîrfului Goru. Începînd din izvorul pîrfului Goru Zăbalei, linia mediană ia direcția W-E, ieșind din cadrul regiunii cercetate. Către E a fost urmărită minuțios de DAN CRISTODOLO.

Pînza mediană constituie deci unitatea șariată, iar Flișul extern autohtonul acesteia. În interiorul pînzei mediane au fost identificate o serie de structuri anticlinale și sinclinale, dirijate aproape N-S, pe care le vom studia de la W spre E.

Sinclinalul Voinești reprezintă cea mai internă structură a pînzei mediane și care a fost urmărit direcțional din V. Buzăului (Gura Arțagului) (12, 13). În V. Covasnei sinclinalul, format din depozite oligocene, are flancul de W prins aproape complet sub încălcarea șisturilor negre. Tot în această zonă, sinclinalul este retezat la capătul de N de falia Covasnei, iar pe flancul de E este accidentat de falia Șicălului. De-a lungul acestor accidente tectonice Oligocenul ia contact cu șisturile negre.

Către S, pe la izvoarele pîraielor Toplița și Mohoș, sinclinalul se îngustează pînă la dispariție și nu mai reapare decît sporadic, odată cu retragerile liniei Audia.

Anticlininalul Zebhat (Arțagu) a fost cartat între văile Dîrnăul Mic și Covasna. De fapt, el se dezvoltă începînd din P. Milea (V. Siriu), de unde a fost urmărit direcțional spre N (12, 13). În zona vîrfurilor Zebhat-Coronguș, anticlininalul, ușor deversat spre E, suferă o puternică supraridicare axială, marcată de apariția diapiră la zi a șisturilor negre. Deși prost deschis, la N de P. Rojdaș, am constatat că reducerea flancului de E al anticlininalului se datorează faliei majore a Șicălului. De-a lungul acestei falii, flancul de E al marelui anticlininal al Șicălului se ridică puternic și încalcă «à rebours» anticlininalul Zebhat. Datorită faliei Șicăl se produce chiar dispariția Eocenului superior din flancul de W al anticlininalului Zebhat, care se mai vede totuși în V. Covasnei la Piciorul Șicălului (2,3).

Sinclinalul Comandău (Sasu) este bine deschis în V. Dîrnăul Mic și în malul drept al Bîscii Mari de lîngă Comandău. Se dezvoltă la S de V. Siriu și spre N pînă la Comandău, unde dispare sub aluviunile și terasele Bîscii Mari (12, 13). Oligocenul acestei structuri nu mai apare la N de Comandău, deoarece este tăiat diagonal de falia Șicălului și într-o măsură încălcat de Eocenul și Cretacicul din flancul de E al anticlininalului Surducul-Șicăl.

Anticlininalul Șicăl, reprezintă cea mai importantă structură din unitatea mediană și a fost urmărit din V. Siriu (Piatra Bisericii, 12, 13), pînă în Pîrăul Mare al Pavei. Flancurile anticlininalului, care se prezintă ușor deversat spre E, sînt formate din gresie de Tarcău. La N de Gura Surducului, anticlininalul suferă o supraridicare axială, scoțind la zi depozitele cretacic-superioare. Așa cum se observă în pîraiele

Mreaja (Siriu) și Grămăticu (V. Buzăului), anticlinalul este accidentat de o fali axială care se menține din V. Bîsca Mare de-a lungul structurii ca o fali de flanc pînă la N de V. Covasnei. De-a lungul acestei fali de flanc apar depozitele cretacice de la N de Gura Surducului, care se lătesc treptat pînă în D. Trăznita. Se pare că anticlinalul se redresează pe această porțiune, devenind normal, și suferă o ridicare a flancului de E, ceea ce duce la lătirea cartografică a Cretacicului superior.

În D. Trăznita anticlinalul este tăiat de o fali transversală (Trăznita-Hîrboca), care provoacă, pe lîngă o bruscă schimbare de direcție spre NW a structurii, o afundare a acesteia. Din acest motiv Cretacicul din flancul de E al anticlinalului se îngustează brusc, iar flancul de W căzut este încălecat «à rebours» pe o anumită zonă de către depozitele din celălalt flanc ridicat.

Între izvoarele pîrîului Lorinț și Pîrîului Mare al Pavei, anticlinalul suferă o supraridicare axială, care scoate la suprafață sîmburele de șisturi negre al acestei structuri.

La un moment dat apar și depozitele cretacice din flancul de W, care dispar succesiv la N de V. Covasna. În acest loc, falia transversală a Covasnei, care tăie anticlinalul, provoacă o rotire a sîmburelui, ceea ce duce la o sensibilă lătire cartografică a depozitelor cretacice din pîraiele Horgazu și Hanco.

Un alt accident tectonic longitudinal (falia Hanco) capătă la N de V. Covasnei aceeași semnificație tectonică ca și falia Șicălăului. Interesante sunt izvoarele de CO₂, care apar de-a lungul faliilor majore. (V. Covasna, P. Hanco, V. Pavei).

Solzul Paltinul—Ciuciurul Babei, situat la E de anticlinalul Grămăticu—Surducu—Șicălău, cuprinde depozite oligocene. S-a format prin accidentarea flancului de E al sinclinalului Gura Siriului, de către o fali longitudinală care în V. Bîsca Mare duce la dispariția treptată a Oligocenului în versantul de W al pîrîului Coriile.

La E de Solzul Paltinul—Ciuciurul Babei se dezvoltă solzul Slobodul—Meneșberț, care a fost cercetat între V. Bîsca Mare și Vf. Meneșberț. Deschiderile bune din V. Bîsca Mare au arătat că această structură formată din gresie de Tarcău este delimitată la W de falia Paltinul—Ciuciurul Babei, iar la E de sinclinalul Patacu, cu depozite oligocene.

În apropierea fali de la W, unde apar cele mai vechi depozite ale solzului, au fost observate cîteva cute secundare. Către E structura primește depozite eocene, din ce în ce mai noi, care se încheie cu stratele de Secu din capătul din amonte al Luncii Frasinului (Gura Patacului).

La N de Vf. Meneșberț, solzul este retezat de falia transversală Trăznita—Hîrboca și ia contact cu depozite oligocene.

Cea mai externă structură cu depozite oligocene este sinclinalul Patacu—Cupanu, pe care l-am remarcat între V. Bîsca Mare (Gura Patacului) și P. Cupanului. Ca direcție structura urmărește aproximativ P. Patacului, de unde prin Poiana Vacii trece în P. Ghiurca Mică și pe la izvoarele pîrîului Feierbiuc (Fagul Alb).

La E de muntele Meneșberț, sinclinalul este tăiat de falia Trăznita—Hîrboca, astfel că la N de această falie se produce o lățire cartografică considerabilă a Oligocenului. Aceasta se datorează afundării compartimentului de N al faliei Trăznita. Către N, sinclinalul Patacu—Cupanul, având flancul de W mai redresat, se ridică treptat, astfel că Oligocenul dispare în V. Bîsca Mare (Gura pîrîului Țiganu). Structura se continuă totuși în gresia de Tarcău, prin culmea Barta-Piliș, pînă la S de muntele Iacobhavaș, unde dispare.

O altă structură de la marginea unității mediane o constituie anticlinalul Bîsca Mică—Murdanu. Acesta poate fi observat în amonte de Cantonul Benedec, la N de falia Trăznita—Hîrboca. Mai sus de Gura Giurgiului (km 3 C.F.F.) anticlinalul suferă o supraridicare axială, scoțind la zi stratele cu Inocerami. Mai la nord, în izvorul Goru, supraridicare se accentuează, ivindu-se la suprafață sîmburele cu șisturi negre și strate de Lupchianu. Acestea reapar de asemenea în izvorul Murdanu și pe Fața Arișoaei, unde apar complicații secundare. Către S anticlinalul Bîsca Mică se afundă și este tăiat de falia Trăznita—Hîrboca.

La S de această falie structurile nu mai apar clare, datorită dirijării E—W a formațiunilor și ridicării compartimentului de S.

Se pare că anticlinalul Bîsca Mică se continuă spre S cu anticlinalul Ciulianoș, format din gresie de Tarcău, care se dezvoltă între pîraiele Ciulianoș și Feierbiuc—Ciulianoș. Anticlinalul observat în P. Tămășoiu se leagă cu anticlinalul Ciulianoș, prezintănd astfel o inflexiune axială.

La E de anticlinalul Bîsca Mică—Murdanu apare un sinclinal în D. Negru, constituit din gresie de Tarcău, care se ridică periclinal la S de Vf. Dealul Negru. La E de această structură se pare că mai există un mic anticlinal care n-a fost urmărit spre S în izvorul Giurgiului.

Dirijarea E—W a formațiunilor la S de falia Trăznita—Hîrboca, precum și ridicarea compartimentului de S al faliei, au favorizat apariția la zi a Cretacicului de-a lungul faliei.

În partea de NE a regiunii, la interiorul limitei gresiei de Tarcău, stratele prezintă aceeași direcție W—E, datorită probabil efectului produs de falia Covasna. La N de dealul Matei Pal și de culmea Zîrna-Coroberț (Butucilor) săntem în prezență unui periclin de sinclinal din gresie de Tarcău, care spre N este umplut cu depozite oligocene (izvoarele Ghelinței). De fapt, zona gresiei de Tarcău dintre fundul pîrîului Covasna și culmea Clăbuci—Manișca—Lăcăuț, are aspectul unui larg sinclinoriu, cu depozite cretacice pe flancuri și în care se remarcă două direcții sinclinale principale: Piliș și Matei Pal—fundul Ghelinței. Se poate spune deci că unitatea mediană suferă o ridicare de la S spre N, marcată de apariția sîmburilor cretacici ai structurilor anticlinale și o ridicare de la W spre E datorită încălcării peste Flișul extern.

C) Unitatea Flișului extern. Unitatea externă care apare în colțul de NE al regiunii constituie autohtonul pînzei mediane și a fost destul de puțin cercetată. Din punct de vedere structural, se pare că suntem într-o zonă de solzi și sinclinaile, cu umplutură de gresie de Kliwa și șisturi disodilice superioare. Aceste structuri se plasează la marginea de W a anticlinoriului Coza, descoperit de I. DUMITRESCU, adică în fundul semiferestrei Vrancea (4).

Portiunea din autohton fiind destul de redusă ca suprafață, nu mai putem face alte considerații structurale. Menționăm numai că afundarea la SE de P. Goru Zăbalei provoacă avansarea pînzei mediane.

IV. Concluzii

Asupra regiunii Flișului dintre Bîsca Mare și izvoarele Putnei putem formula următoarele concluzii de ordin stratigrafic:

1. Faciesurile Flișului din regiune se repartizează unității șisturilor negre (Audia), unității mediane și unității externe.

2. Flișul șisturilor negre este reprezentat prin seria șisturilor negre barremian-albiene, stratele de Bota vraconiene și gresia de Siriu (gresia cu Inocerami) turonian-senoniană.

3. Cele mai vechi formațiuni din Flișul median aparțin seriei șisturilor negre care suportă stratele de Șiclău în interiorul unității și stratele de Lupchianu la exteriorul acesteia. Aceste strate sunt sincrone cu stratele de Bota din unitatea șisturilor negre. Cretacicul se încheie cu stratele de Horgazu la interior și cu stratele cu Inocerami la exteriorul unității, care sunt sincrone cu gresia de Siriu din unitatea șisturilor negre. Seria eocenă a gresiei de Tarcău se dispune peste formațiunile cretacice și suportă depozitele oligocene, în facies de Krosno—Pucioasa cu gresie de Fusaru.

4. În unitatea Flișului extern au fost identificate depozite oligocene cu gresie de Kliwa, menilite și șisturi disodilice, care nu au fost orizontate.

Din punct de vedere tectonic se pot afirma următoarele:

1. Regiunea cercetată este formată din trei unități tectonice puse în evidență de două mari linii de încălecare și se pot urmări în întreg lanțul Carpaților orientali: linia șisturilor negre (Audia) și linia mediană.

2. Unitatea șisturilor negre (Audia) se dezvoltă în marginea de W a regiunii, în spatele liniei de încălecare a șisturilor negre (linia Audia). În concepția noastră această unitate constituie o pînză de șariaj pusă în evidență de I. BĂNCILĂ (1, 2, 3) și care încalcă vizibil cu circa 4 km peste Flișul median din regiune. Dovada încălcării o constituie dispariția în întregime a sinclinalului Voinești de-a lungul liniei Audia și conturul festonat, cu avansări și retrageri, al liniei șisturilor negre.

3. Unitatea mediană constituie de asemenea o mare pînză de șariaj, care încalcă peste Flișul extern din colțul de NE al regiunii, ce constituie autohtonul. O nouă

dovadă a încălecării o poate constitui apariția izvoarelor de sare și petrol, în stratele cu Inocerami, de la izvoarele Murdanului.

4. Tectonica din interiorul unității mediane arată o serie de structuri anticlinale, sinclinale și chiar cute-solzi accidentate de falii longitudinale (falia Hanco, falia Șiclău, falia Paltinu) și de două mari falii transversale (falia Covasnei și falia Trăznita — Hîrboca), care imprimă formațiunilor o direcție E—W în anumite zone.

5. Se remarcă tendința de ridicare a structurilor de la S spre N și de asemenea o ridicare în colțul de NE al regiunii datorită emergenței autohtonului din semife-reastră Vrancea — Putna. Ridicare autohtonului a provocat și îngrămadirea și strivirea structurilor de la marginea pînzei (3).

6. Supraridicările axiale ale structurilor au provocat apariția la zi a sămburilor anticlinalelor constituți din șisturi negre. Trebuie să accentuăm că nu există vreo legătură structurală între șisturile negre din fundimentul unității mediane și cele din unitatea șisturilor negre (Audia) (2,3).

7. Unitatea mediană, în ansamblul ei, apare căzută față de unitatea șisturilor negre, care o încalcă de la W spre E. La rîndul ei, pînza mediană ridicată în partea de NE, încalcă peste Flișul extern din semifereastra Vrancei supraridicat axial. Se realizează astfel un stil tectonic propriu Carpaților orientali, caracterizat prin înrădăcinarea succesivă a unităților de la W la E, așa cum au arătat I. POPESCU—VOIȚEȘTI (16) și I. BĂNCILĂ (2, 3).

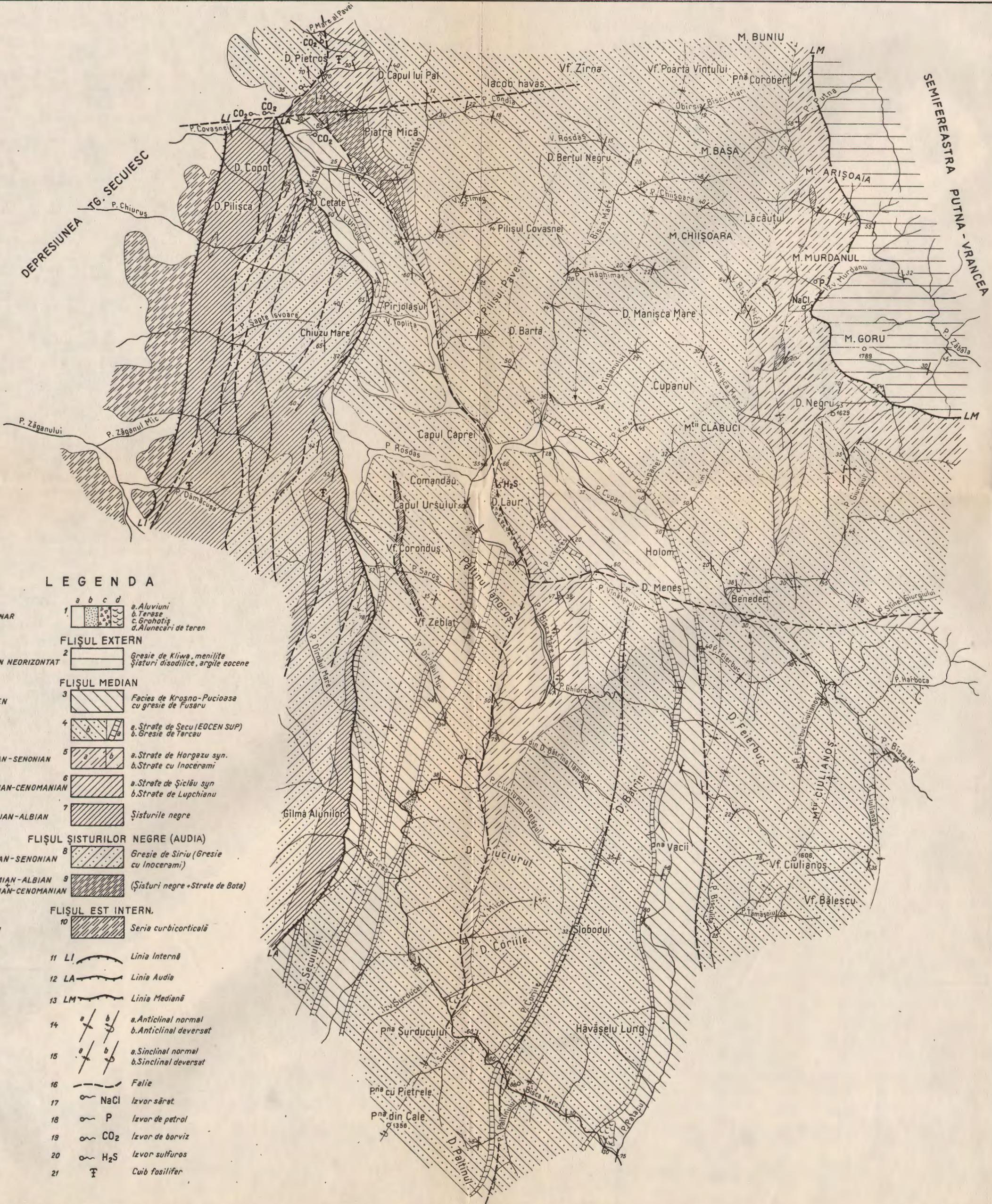
BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I. Geologia regiunii dintre Gura Humorului—Voroneț—Suha. *D. S. Com. Geol.*, XXXVI (1948—1949). București, 1952.
2. BĂNCILĂ I. Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Acad. R.P.R.*, Secția II, T. VII, București, 1955.
3. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali. Editura Științifică. București, 1958.
4. DUMITRESCU I. Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV. București, 1952.
5. FILIPESCU M. G. Étude géologique de la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Miner. Gen. Univ.*, vol. 2. București, 1937.
6. FILIPESCU. M. G. Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a Flișului Carpaților Orientali. *Com. Acad. R.P.R.*, T. 2, nr. 90. București, 1952.
7. FILIPESCU M. G., DRĂGHINDĂ și MUTIAC V. Cercetări geologice în zona internă și mediană a Flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București, 1955.
8. FILIPESCU M. G. Vederi noi asupra tectonicii Flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon, Seria Șt. Nat.*, 6—7. București, 1955.

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINTRE BÎSCA MARE ȘI IZVOARELE PUTNEI

SCARA 1:100.000

I. MARINEȘCU: Flisul cretacic și paleogen între Bîrsa Mare și izvoarele Putnei



9. FILIPESCU M. G. Contribuții la orizontarea Cretacicului în Flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon, Seria St. Nat.*, 8. București, 1955.
10. FILIPESCU M. G. Contribution à la séparation en horizons stratigraphiques du Crétacé dans le Flysch externe compris entre les vallées du Teleajen et de l'Uzum. *Revue Géol. Géogr. Acad. R.P.R.* București, 1958.
11. GRIGORAȘ N. Studiu comparativ al faciesurilor paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București, 1955.
12. MARINESCU I. Asupra unei brecii sedimentare din Flișul munților Buzăului. *D. S. Com. Geol.*, XLIII (1955–1956) (sub tipar).
13. MARINESCU I. Cercetări geologice în munții Buzăului. *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956–1957) (sub tipar).
14. MARINESCU I. Noi observații geologice asupra tunelului Teliu. *Rev. Minelor*, nr. 3, București, 1960.
15. MATEESCU ȘT. Présentation de la carte géologique de la région de Vrancea, Distr. Putna, 1:50.000. *C. R. Acad. Sci. Roum.* București, 1937.
16. POPESCU-VOIȘTEȚI I. Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, vol. 5, București, 1942.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФЛИША МЕЖДУ ДОЛИНОЙ БЫСКА
МАРЕ И ИСТОКАМИ ПУТНЫ.

ИОН МАРИНЕСКУ

(Краткое содержание)

В 1958 году была исследована область, находящаяся между долиной Быска Маре, истоками Путны, восточной окраины впадины Тыргу Сэкуэск и истоками долин Зэбала и Быска Микы.

Образования флиша этой области распределены между единицей черных сланцев (Аудия), средней и внешней единицами.

Флиш зоны Аудия представлен целым рядом черных сланцев баррем-альба, в которых были выявлены *Anahoplites mantelii* SPATN. Над ними залегают слои Бота с *Neohiboliti* и *Parahiboliti*, обособленные присутствием красно-зеленых глин и брекчий с розовыми гранодиоритами.

Враконо-сеноманские слои Бота служат несогласным подстилом турон-сенонскому песчанику Сириу с остаткам *Inocerami* и *Pachydiscus*.

В среднем флише, древние образования — черные сланцы. Последние служат подстилом для слоев Сиклэу — внутренней окраины и для слоев Лупкиану — внешней окраины единицы, синхронной слоям Бота — зоны Аудия.

Мел — заканчивается слоями Хоргазу во внутренней окраине и слоями с Inocerami — во внешней окраине единицы, синхронной песчаникам Сириу —единицы Аудия.

Эоцен среднего флиша следует, в продолжении седиментации, поверх мела и представлен целым рядом песчаников Таркэу и слоями Поду-Секу. Эти слои подстилают олигоцен в фации Кросно-Пуччиоаса с песчаником Фусару. Во внешнем флише были идентифицированы олигоценовые отложения с песчаником клива, менилитовая свита и дизодилловые, слабо исследованные, сланцы.

В исследованной области были взяты на учет три тектонические единицы, отделенные двумя большими линиями шарьяжа, выявленными по всей длине хребта Восточных Карпат.

Единица черных сланцев (Аудия) развивается в западной части области и окаймлена на Востоке — линией Аудия. Эта единица составляет шарьяжный покров, который, видимо, надвинут над средним флишем, примерно, на 4 км.

Доказательством шарьяжа служат: фестонный контур восточной окраины и полное исчезновение синклиналии Войнэшти.

Во внутренней части единицы Аудия отмечен тектонический стиль складки-чешуи.

Средняя единица, в которой преобладает фация песчаника Таркэу, составляет большой покров шарьяжа, надвинутый над внешним флишем — С—В окраины области, который является автохтоном.

Тектоника внутренней части, средней единицы указывает на целый ряд антиклинальных структур, синклиналей и даже складок-чешуй, нарушенных тектонически продольными сбросами (сбросы Ханко, Сиклэу и Палтину) и двумя большими поперечными сбросами (сбросы Ковасна и Трэснита — Хырбока).

Отмечено стремление к поднятию структур с Севера на Юг, а также поднятие среднего покрова в северо-восточной окраине области, из-за поднятия автохтона полуокна Вранча-Путна.

Чрезмерные осевые поднятия структур среднего покрова вызвали выход на поверхность антиклинальных ядер, составленных из черных сланцев. Эти черные сланцы структурально не связаны со сланцами единицы Аудия.

Средняя единица, во всем своем ансамбле, погруженная палеогенными отложениями, мощностью более 3000 м., выявлена, как погруженная, по сравнению с единицей Аудия, образующей шарьяж с З на В. В свою очередь, средний покров с песчаниками Таркэу надвинут над внешним флишем полуокна Вранча. Явствует ясно, что тектонический стиль, собственный Восточным Карпатам, — охарактеризован и последовательным внедрением единиц с З на В.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU FLYSCH ENTRE LA VALLÉE DE LA BÎSCA MARE ET LES SOURCES DE LA PUTNA

PAR

ION MARINESCU

(Résumé)

En 1958 a été étudiée la région comprise entre la vallée de la Bîscă Mare, les sources de la Putna , la bordure E de la dépression de Tîrgu Secuesc et les sources des vallées de la Zăbala et de la Bîscă Mică.

Dans la région, les formations du Flysch comprennent trois unités, à savoir: l'unité des schistes noirs (Audia), l'unité médiane et l'unité externe.

Dans la zone d'Audia, le Flysch est représenté par la série des Schistes noirs, barrémiens-albiens, dans lesquels on a prélevé la forme *Anahoplites mantelli* SPATH Au-dessus reposent les Couches de Bota formées d'argiles vert rouge et de brèches à granodiorites roses; elles renferment des Néohibolites et des Parahibolites.

Les Couches de Bota vracono-cénomaniennes supportent en discordance le grès de Siriu, turonien-sénonien, à restes d'Inocérames et de *Pachydiscus*.

Dans le Flysch médian, les formations les plus anciennes sont représentées par des schistes noirs. Ceux-ci supportent les Couches de Siclău à la bordure interne et les Couches de Lupchianu à la bordure externe de l'unité, synchrones aux couches de Bota de la zone d'Audia.

Le Crétacé se termine par les Couches de Horgazu à la bordure interne et les Couches à Inocérames à la bordure externe de l'unité, synchrones au grès de Siriu de l'unité d'Audia.

L'Éocène du Flysch médian repose en continuité de sédimentation sur le Crétacé et il est représenté par la série du grès de Tarcău et les Couches de Podu-Secu. Celles-ci supportent l'Oligocène en faciès de Krosno-Pucioasa à grès de Fusaru.

Dans le Flysch externe ont été identifiés des dépôts oligocènes à grès de Kliwa, ménilites et schistes dysodiliques, étudiés sommairement.

La région étudiée comprend trois unités tectoniques, séparées par deux grandes lignes de chevauchement, que l'on peut poursuivre dans toute la chaîne des Carpates orientales.

L'unité des schistes noirs (Audia) se développe dans l'W de la région et elle est délimitée à l'E par la ligne d'Audia. Cette unité constitue une nappe de charriage qui chevauche visiblement le Flysch médian sur environ 4 km de distance.

Une preuve du chevauchement est représentée par le contour festonné de la limite E et la disparition complète du synclinal de Voinești.

À l'intérieur de l'unité d'Audia on remarque un style tectonique de plis-écailles.

L'unité médiane, dans laquelle prédomine le faciès du grès de Tarcău, représente une grande nappe de charriage qui chevauche le Flysch externe du NE de la région; ce Flysch en constitue l'autochtone.

La tectonique de l'intérieur de l'unité médiane comporte une série d'anticlinaux, de synclinaux, voire même des plis-écaillles accidentés par des failles longitudinales (failles Hanco, Siclău et Paltinu) et par deux grandes failles transversales (failles Covasna et Trăznița-Hîrboca).

Notons la tendance d'élévation des structures du sud vers le nord et en même temps une élévation de la nappe médiane dans le NE de la région étudiée, due à l'émergence de l'autochtone de la semifenêtre Vrancea-Putna.

Les surélévations axiales des structures de la nappe médiane ont provoqué l'affleurement des noyaux anticlinaux, constitués par les schistes noirs. À la surface, ces schistes noirs ne se rattachent pas à ceux de l'unité d'Audia.

L'unité médiane, surmontée de dépôts paléogènes de plus de 3.000 m d'épaisseur, est affaissée par rapport à l'unité d'Audia qui la chevauche de l'ouest vers l'est. À son tour, la nappe médiane à grès de Tarcău chevauche le Flysch externe de la semifenêtre de Vrancea. Il en résulte un style tectonique caractéristique pour les Carpates orientales, en ce qu'il accuse l'enracinement successif des unités de l'ouest vers l'est.

PALEOZOICUL DIN PARTEA DE SUD A MUNȚILOR MĂCIN (REGIUNEA CERNA — HAMCEARCA)¹⁾

DE

O. MIRĂUȚĂ și E. MIRĂUȚĂ

Introducere Colțul nord-vestic al Dobrogei, cunoscut sub denumirea de Munții Măcinului, se caracterizează geologic prin larga dezvoltare a formațiunilor paleozoice, parțial metamorfozate, strâns cutate și străpunse de numeroase intruziuni magmatische. Regiunea studiată în lucrarea de față este situată în partea sudică a Munților Măcin, între localitățile Turcoaia, Hamcearca, Horia și Cerna.

Studiile geologice din secolul trecut asupra acestei regiuni, efectuate de K. PETERS (1863), L. MRAZEC și R. PASCU (1896) și G. MURGOȚI (1898), au avut un caracter de recunoaștere. Mai târziu, la începutul secolului XX, masivele eruptive și formațiunile paleozoice fac obiectul unor cercetări petrografice amănunțite efectuate de G. MURGOȚI (1914), ȘT. CANTUNIARI (1914) și D. ROTMAN (1917). Contribuții paleontologice importante pentru studiul Paleozoicului aduc D. CĂDERE și I. SIMIONESCU (1907).

Stratigrafie

Paleozoicul. În urma studiilor geologice anterioare din Munții Măcinului s-a stabilit existența Devonianului și a Permo-Carboniferului (Formațiunea de Carapelit). Devonianul a fost identificat pe baza unei bogate faune de Brachiopode și Crinoide găsită de către D. CĂDERE și I. SIMIONESCU în 1907, în Dealul Bujoare. În concepția veche Devonianul din Dobrogea cuprindea, pe lîngă rocile fosilifere din Bujoare, și alte formațiuni mai metamorfozate, cum sunt șisturile argiloase, cuartitele și filitele din Priopcea și Booclugea și șisturile cristaline mesozonale din Megina care, după noi, aparțin Paleozoicului inferior (Gothlandian, Ordovician și Cambrian).

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 februarie 1959.

Existența Paleozoicului inferior (Gothlandian-Ordovician și probabil Cambrian) în Munții Măcinului, presupusă de G. MURGOȚI (1914, 1926), se deduce din studierea raporturilor stratigrafice și tectonice care există între diferențele formațiuni paleozoice, în special în regiunea clasică a Paleozoicului dintre Bujoare-Priopcea. Depozitele devonian-inferioare fosilifere de la Bujoare apar pe flancul estic al unui sinclinal, imediat sub Formațiunea de Carapelit din Blasova-Iacobdeal care alcătuiește umplutura sinclinalului, și peste o serie de șisturi argiloase și calcaroase, bine deschise pe versantul vestic al Dealului Priopcea și care reprezintă probabil Gothlandianul. Nucleul anticlinalului este alcătuit dintr-o serie filito-cuarțitică (creasta Priopcea) și din șisturi cristaline de facies mesozonal.

Depozitele menționate mai sus alcătuiesc întreaga succesiune stratigrafică a Paleozoicului Munților Măcin, care în rezumat, este următoarea: seria șisturilor cristaline mesozonale; seria cuarțito-filitică (Ordovician-Cambrian); seria șisturilor argiloase și a calcarelor (Gothlandian); seria devonian-inferioară și Formațiunea de Carapelit.

a) *Seria șisturilor cristaline mesozonale.* În nucleul anticlinalului Megina—Mircea Vodă (A. Punar) apar șisturi cloritoase, amfibolice, intercalări groase de amfibolite, precum și corneene epidotice și micașisturi, în alternanță cu cuarțite albe, șistoase și șisturi cuarțitice cu muscovit. Metamorfismul rocilor crește în apropierea granitelor gnaisice din nucleul anticlinalului, indicând un metamorfism de injecție (G. MURGOȚI 1914, D. ROTMAN 1917). Aceste roci prezintă asemănări cu șisturile cristaline de la Başpunar-Camena, care apar de sub șisturile verzi algonkian-superioare. (O. MIRĂUȚĂ—E. MIRĂUȚĂ 1957). Șisturile cristaline de la Megina au fost considerate devoniene. G. MURGOȚI (1914) pune problema unei vîrste mai vechi, poate chiar precambriană.

Probabil că șisturile cristaline mesozonale, care stratigrafic stau sub cuarțitele și filitele din Priopcea, au rezultat în urma unei metamorfozări mai intense în adâncime, la contactul cu granitele gnaisice de Megina, a părții inferioare a seriei filitocuarțitice, având o vîrstă paleozoic-inferioară, eventual și rifeană.

b) *Seria filito-cuarțitică.* Această serie epizonală apare bine dezvoltată în Dealul Booclugea (Seria de Booclugea), fiind constituită, pe o grosime de cca 1500 m, dintr-o alternanță de filite și cuarțite.

Cuarțitele sunt albe și alb-cenușii, gălbui-roșietice în alterație, masive, uneori șistoase, în strate de 1–6 m, cu sericit și uneori clorit pe fețe. La partea superioară a seriei (Ordovician ?) cuarțitele se prezintă în stare foarte groase (Priopcea, Piatra Cernei), predominând față de filite.

Este de remarcat aspectul metamorfic variat al filitelor din această serie. Se întâlnesc atât filite cenușii-verzui, satinate, slab metamorfozate, asemănătoare cu

cele din Gothlandian, cît și filite cenușii-argintii, sericitice; și filite verzi, cloritice, grezoase sau cuarțoase. Filitele cuarțito-sericitice au o structură granolepidoblastică și o textură șistoasă, fiind constituite din granule de cuarț (50–60%), dispuse în benzi care alternează cu benzi de sericit (20–30%) și clorit (10%).

Din cauza metamorfismului epizonal al rocilor nu s-au păstrat resturi organice, vîrstă ordoviciană și cambriană fiind dedusă numai datorită poziției stratigrafice și faciesului asemănător depozitelor de aceeași vîrstă din catene similare (Sudeți).

c) *Seria filitelor cenușii și a calcarelor.* Pe versantul vestic al Dealului Priopcea și al Dealului Piatra Cernei apare o serie groasă de 1000 m de șisturi argiloase și filite, încadrate de două orizonturi de calcare, unul inferior care apare sub creasta Priopcei și Dealul Piatra Cernei, iar altul superior, dezvoltat la vest de șoseaua Cernei.

Orizontul inferior de calcare, cu o grosime pînă la 150 m, este constituit dintr-o alternanță de calcare cenușii-negricioase, cărbunoase, în plăci, șisturi calcaroase și filite cenușii, grafitoase.

Şisturile argiloase și filitele, care alcătuiesc partea principală a acestei serii, sunt cenușii, cenușii-verzui sau negricioase, fine, satinate, în foi de 0,5–1 mm, adesea cu cristale cubice de pirită. Filitele sunt alcătuite dintr-o masă de bază slab cristalizată în care se disting paie de sericit (8–20%) și de clorit și granule mici de cuarț (cca 30%).

În aceste roci se întîlnesc lentile mici de cuarț și intercalății lenticulare de 1–5 mm de diabaze. I. SIMIONESCU (1924) citează în aceste filite și șisturi argiloase de la Carcaliu, Crinoide și Corali (*Cyathophyllum*). Aceste roci apar și la Atmagea, în Valea Atmagea și în Valea Dulgherului.

În partea superioară, seria filitelor cenușii prezintă intercalății de calcare gălbui și de cuarțite alb-gălbui, ușor sericitice (Dealul Ciatal), peste care urmează orizontul superior de calcare. Acest orizont, cu o grosime de cca 300 m apare pe aliniamentul Ighița, Dealul Pleșuv, Muchia Lungă, Chior–Tepe, Dealul Ormangic.

Calcarele sunt cenușii, stratificate, adesea recristalizate, cu calcit spatic și cu entroce de Crinoide. Analiza lor chimică (ȘT. CANTUNIARI, 1914) arată CO_3Ca 89%, CO_3Mg 8%, Fe_2O_3 0,55%, cuarț 1,70% și materie cărbunoasă, fiind deci calcare ușor dolomitice.

Între calcare, în special în partea de sud a regiunii (Cerna), se găsesc intercalate bancuri de cuarțite alb-gălbui sau verzu. Ele sunt alcătuite din cuarț echigranular, în proporție de 75–90%, cu dimensiuni de 0,05–0,10 mm. Matricea argiloasă, transformată în clorit și sericit, constituie cca 5–10% din masa rociei.

Seria filitelor cenușii și a calcarelor prezintă un metamorfism slab, de tip incipient. Devonianul inferior (Coblențianul) fosilifer stă peste această serie, fapt ce justifică atribuirea ei la Gothlandian. Faciesul monoton de șisturi cu pirită de aici,

indicind un mediu de depunere euxinic, este larg răspândit în seriile gothlandiene. Silurianul fosilifer descoperit prin foraje la Sărata (Depresiunea predobrogeană) și Rava Ruscaia (Ucraina subcarpatică) prezintă de asemenei șisturi argiloase și calcare asemănătoare.

d) *Seria devonian-inferioară (Coblențian)*. În dealurile Bujorul Românesc, Bujorul Bulgăresc și în continuare spre NW (Ighița) și SE (Cerna) se întâlnesc un orizont gros de cca 300—400 m, constituie dintr-o succesiune de ritmuri discontinui (Ruhin), formate din cuarțite, șisturi ardeziene și calcare grezoase. Un asemenea ritm are o grosime de 0,40—1,50 m. Partea lui inferioară este formată dintr-o gresie cuarțitică dură, cenușie, cu nuanțe mai închise sau mai deschise, pătată, în grosime de 0,4—1 m. Partea cu totul inferioară a gresiei este mai grosieră, uneori cu ornamentații asemănătoare hieroglfelor. Spre partea superioară a stratului, gresia devine micacee, în plăci, ușor curbicorticală.

În succesiunea ritmului peste gresia cuarțitică urmează, cu treceți gradate, șisturi argiloase ardeziene, cenușii, în plăci, uneori micacee pe fețe, în grosimi de 3—5 cm. Unele ritmuri au la partea superioară calcare cenușii, grezoase, recristalizate, frecvent în strate de 5—6 cm, ajungînd însă pînă la 20 cm. Spre partea inferioară a Devonianului se individualizează o intercalație lenticulară, groasă de cîțiva zeci de metri, constituită numai din șisturi argiloase negricioase ardeziene. Rareori aceste șisturi au intercalații foarte subțiri (5 cm) de cuarțite cenușii și calcare grezoase, cenușii.

Alături de rocile descrise mai sus, în Dealul Bujoare mai apar corneene legate de masivul eruptiv, Iacobdeal și de filoanele de porfire care străbat oblic stratele devoniene.

În Dealul Bujoare și la Ighița, D. CĂDERE și I. SIMIONSCU (1907) au găsit o faună constituită din Crinoizi (*Ctenocrinus typus* BROUN.), multe Brachiopode (*Chonetes sarcinulata* SCHLOTH., *C. plebeis* SCHNUR., multe forme de *Strophomena*, *Orthis circularis* Sow., *Spirifer hystericus* SCHLOTH., *Orthothetes hyponix* SCHN.), Lamellibranchiate, Trilobiți, etc. I. SIMIONESCU ajunge la concluzia că această faună aparține Devonianului inferior (probabil Coblențian), dezvoltat în facies renan, asemănător celui din Bosfor. Fauna a fost revizuită de PAEKELMANN (1935), care deduce o vîrstă coblențian-superioară, corespunzătoare Stratelor de Pendik din Bosfor.

Depozitele devonian-inferioare din Dealul Bujoare înclină cu 60°—70° spre SW, fiind în succesiune normală. Ele sănătătoare discordant de conglomeratele din baza Formațiunii de Carapelit, care se întâlnesc la N de Iacobdeal și stau concordant peste calcarele, filitele și cuarțitele din regiunea dealurilor Pleșuv—Priopcea.

e) *Formațiunea de Carapelit*. Denumirea de « Formațiunea sau gresia de Carapelit » a fost dată de L. MRAZEC și R. PASCU (1896). În regiunea studiată această

formațiune apare într-un sinclinal mare din partea centrală a Munților Măcin (Dealul Cocnaciu, Dealul Carapcea, Dealul Carapelit, pînă la E de Atmagea) și în partea vestică a acestor munți, într-un sinclinal de care aparțin ivirile de la Blasova și, în afara regiunii noastre, de la Valea Sacarului și Valea Camena.

La partea inferioară a Formațiunii de Carapelit se găsesc conglomerate în alternanță cu grauwacke grosiere. Menționăm că G. MURGOCĂ și D. ROTMAN (1917) au atribuit orizontul de conglomerate părții superioare a acestei formațiuni. Uneori însă, ele apar la un anumit nivel în baza formațiunii; în acest caz partea ei cu totul inferioară este formată din gresii și sisturi roșii.

Conglomeratele au o grosime de 50–300 m și o culoare cenușie, cenușie-verzuie. Ele se prezintă în strate de grosime variabilă (20 cm – 3 m), intercalate între gresii grosiere față de care prezintă treceri gradate. Cimentul conglomeratelor este grezo-argilos și predomină față de elementele psefítice. Galeții conglomeratelor au mărimi diferite, sunt semirulați sau rulați și nu prezintă nici o sortare. Ei constau din roci paleozoice inferioare, metamorfozate, aparținând fundimentului apropiat, fapt subliniat deja de D. ROTMAN (1912–1913). Astfel, se întâlnesc elemente de cuarț, cuarțite roșietice, cuarțite albe șistoase, sisturi cloritoase, calcare cenușii, corneene, granite și pegmatite gnaisice.

Gresiile sunt cenușii-verzui și se dispun în strate de 70–80 cm, avînd intercalații de nivele conglomeratice, fără limită netă între cele două roci. Subordonat apar intercalații subțiri de sisturi argiloase cenușii-verzui și gresii fine.

La microscop, gresiile grosiere și conglomeratele mărunte prezintă o structură clastică grosieră și o textură ușor orientată. În masa rocii greso-argiloase (40–45%) apar plaje mici de clorit și paie de sericit. Elementele grosiere sunt colțuroase și nesortate. Ele sunt alcătuite din cuarț (20–30%), feldspați (15–20%), fragmente de cuarțite și filite sericitice (2–3%). Caracterul nesortat al granulelor, prezența în cantitate mare a feldspațiilor și matricea abundantă, indică un grauwacke conglomeratic.

Peste orizontul conglomeratic urmează tufuri porfirice (Dealul Carapcea, Dealul Babair) și arkoze șistoase. La W de Horia, în Dealul Babair (Dealul Islazul Veteranilor), conglomeratele au o cantitate mare de material porfiric și elemente subordonate (20%) de cuarț, granite, sisturi cloritice și sericitice și cuarțite. Aceste conglomerate tufogene alternează cu bancuri, pînă la 10 m, de tufuri porfirice verzuie, gresii și sisturi roșii.

În zona Iacobdeal – Valea Sacarului conglomeratele au grosimi de numai cîțiva zeci de metri și sunt, pe alocuri, cuarțoase (nord Iacobdeal), suportind gresii roșii sau albe.

Partea superioară și principală a Formațiunii de Carapelit constă dintr-o alternanță de gresii-grauwacke, și mai ales grauwacke comune, cu granulație fină și medie și filite, rocile avînd o culoare cenușie, ușor violacee sau verzuie. Gresiile

se prezintă în strate de 20–60 cm și trec gradat în jos și în sus, la filite. Ele sunt alcătuite din granule colțuroase de 0,5–0,05 mm, între care predomină cuarțul (30–70%) și feldspații (plagioclazi acizi) (7–30%). Sericitul (5–15%) și cloritul se dispune în șiruri paralele, dând rocii un aspect slab șitos.

Filitele, adesea grezoase, sunt constituite din aceleași elemente, cu deosebirea că sericitul și cloritul apar în cantități mai mari (30%), iar granulele de cuarț și feldspat au dimensiuni mai mici.

La Camena, Uspenia, Valea Sacarului și Iacobdeal, peste conglomerate și gresii roșii, urmează, cu treceri gradate, filite cenușii, cenușii-verzui sau violacee, fine, satinate, puțin deosebite față de cele din sinclinalul central de Carapelit din regiunea D. Cocnaciu – D. Carapelit. Poziția stratigrafică a acestor filite între calcarele triasic-medii și conglomeratele din baza formațiunii, este vizibilă la Camena.

În concluzie, Formațiunea de Carapelit este reprezentată prin depozite terigene, grosier granulate spre partea inferioară (orizontul conglomeratic) și mai fine la partea superioară (orizontul grezo-filitos). Ea stă discordant peste depozitele paleozoic-inferioare, cutate și străbătute de granite și porfire pe care le remaniază, adică peste Devonianul inferior (Dealul Bujoare), Gothlandian (V. Tăita, între Cerna și Balabancea) și peste seria filito-cuarțitică (D. Carapcea, Hamcearca). Grosimea mare a formațiunii (1500–2000 m) și aspectul litologic (grauwacke) indică o formațiune orogenă din stadiul final al evoluției geosinclinale. Ea prezintă asemănări cu faciesul de Culm al Carboniferului inferior din catenele hercinice ale Europei centrale.

Triasicul. Depozitele mesozoice mai vechi decât Cretacicul superior aparținând de zona triasică, se dezvoltă la E de V. Lozova, Meidanchioi și D. Pîrlita. Menționăm însă că depozite triasice, la care se adaogă și calcare jurasic-superioare se cunosc și mai la vest, în zona sinclinală Cîrjelari-Camena, interpusă între Zona Șisturilor verzi și Zona paleozoică a Măcinului.

În partea de nord a Dealului Bochlugea, pe linia de falie Luncavița–Consul, apar conglomerate asemănătoare cu cele werfeniene.

Triasicul mediu (cca 300–400 m) este reprezentat în bază prin calcare roșietice (100 m) aparținând Anisianului superior, și prin calcare cenușii (Ladinian), dispuse în strate pînă la 50 cm grosime. La microscop se observă în calcarele cenușii o masă de bază (cca 65–80%), alcătuită din material calcaros, impregnat în unele locuri cu o pulbere neagră de natură organică. Materialul clastic (8–15%) constă din granule colțuroase de cuarț.

Triasicul superior (Stratele de Nalbant) este format dintr-o succesiune de ritmuri, groase de 0,4–1 m, constituite din gresii, argilite și uneori calcare grezoase.

Gresile formează strate de 30—60 cm grosime; au o culoare cenușie, brună, și sunt grosiere în bază și fine spre partea superioară. Sub microscop se văd granule nesortate și colțuroase de cuarț (60%) și feldspați (7%). Cimentul este grezos, fin, alteori calcaros și apare în cantitate foarte mică. Spre partea superioară a ritmului apar strătulete de 3—6 cm de argilite cenușii-verzui.

Caracterul clastic al depozitelor, sedimentare gradată, precum și poziția lor în timp corespund Flișului, fapt remarcat din 1940 de către I. ATANASIU.

Cretacicul superior. Depozitele cretacic-superioare (Cenomanian, Turonian și Senonian inferior) care aparțin Bazinului Babadag, acoperă discordant depozitele paleozoice și triasice din partea sudică a Munților Măcin.

Cenomanianul apare numai pe rama nordică a bazinului, între Sara-Bair—Mircea Vodă și Horia și este constituit din calcare grezoase și conglomeratice, alb-cenușii, cu elemente de cuarț. Stratele au grosimi de 5—50 cm și prezintă numeroase diaclaze care se observă bine în cariere. Uneori glauconitul este aşa de abundant încât roca are o culoare verzuie, cum se vede în carierele de pe drumul Horia—Atmagea. La Iaila se întâlnesc marne calcaroase cenușii, care probabil stau peste calcarele grezoase. În carierele de la Iaila și de la Mircea Vodă am întâlnit în aceste roci: *Neohibolites* sp., *Epiaster* sp., *Holaster* sp., *Terebratula* sp. și *Inoceramus crippsi* MANTELL. Grosimea Cenomanianului este de 70—80 m.

Turonianul urmează în continuitate de sedimentare și este reprezentat prin calcare grezoase gălbui, (zona cu *Inoceramus labiatus* SCHLOTH.) și calcare albe (zona cu *I. lamarcki* PARK. și zona cu *I. schloenbachii* BÖHM). În aceste roci în partea estică a Bazinului Babadag am găsit o faună caracteristică pentru toate zonele Turonianului¹⁾. Calcarele gălbui inferioare sunt friabile, au intercalații de calare fine, rubanate, conțin chaille-uri spre partea superioară iar calcarele albe, uneori cu glauconit, se prezintă în strate de 2—15 cm. Grosimea Turonianului este de 120 m.

Senonianul inferior, cu o grosime vizibilă de 80 m, este constituit din calcare grezoase gălbui, grosiere, cu nodule de silex în alternanță cu calcare albe. Vîrsta a fost stabilită prin comparație cu regiunile fosilifere de la est.

Faciesurile conglomeratice se mai întâlnesc în Turonian și Senonian, acolo unde aceste etaje transgredează direct peste fundament.

¹⁾ O. MIRĂUȚĂ și E. MIRĂUȚĂ. Cretacicul superior din Bazinul Babadag. Comunicare ținută în ședința din 23.I.1959. Se va publica în An. Com. Geol., vol. XXXIII.

Cuaternarul. Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin loess, depozite loessoide, aluvioni și grohotișuri. Depozitele loessoide sunt constituite din loess resedimentat pe versanții văilor și amestecate cu fragmente de roci din fundament. Aluvioniile sunt pelito-psamitice.

Rocile eruptive. În regiune apar roci eruptive reprezentate prin granite, porfire și diabaze, puse în loc în Paleozoicul inferior, Paleozoicul superior și în Triasic.

a) *Roci eruptive anterioare Formațiunii de Carapelit (caledoniene?).* Granitele de Megina—Ac-Punar sunt granite făgnăsice cu muscovit și biotit care formează o zonă lată de peste 1 km ce se urmărește în regiunea dealurilor Megina, Daiman-Bair, Saia Culac, Ischia-Culac, prin Ac-Punar (Mircea Vodă) pînă la est de Iaila. Ele sunt mai vechi decît Formațiunea de Carapelit pentru că în insula Blasova se găsesc remaniate în conglomeratele acestei formațiuni.

Granitul de Coșlugea se dezvoltă la est de Valea Taiței între Hamcearca și Balabancea. După M. SAVUL (1932—1933), în partea de N a masivului predomină granitul roșu micropegmatitic, cu mult feldspat potasic, iar în S granitite lipsite de feldspat roșu, unele bogate în biotit. Granitul cornifică la contact cuarțitele și filitele, în care este intrus concordant, pe o zonă de 200—300 m. Atât granitul cît și filitele încunjurătoare sunt străbătute de filoane de porfire cenușii-brune, cu sau fără fenocristale de feldspat roz și cuarț.

Granitul de Hamcearca se dezvoltă pe malul drept al Taiței, între Balabancea și Hamcearca (Dealul Hamcearca, Dealul David, Valea Șarap-Dere). Acest granit are mult feldspat roz, cuarț, muscovit și clorit. El este acoperit de conglomeratele de Carapelit în care se găsește remaniat. În Dealul Carapcea (Balabancea) se vede foarte clar cum conglomeratele conțin elemente remaniate din granitul de pe malul drept al Văii Taița. Granitul de Hamcearca străbate concordant cuarțitele și filitele paleozoic-inferioare, care înclină abrupt spre SW (60°—80°), uneori cornificîndu-le la contact. Alături de granite apar diabaze și amfibolite.

b) *Roci eruptive posterioare Formațiunii de Carapelit.* Masivul eruptiv Iacobdeal—Piatra Roșie, constituit din granite alcaline, este posterior Formațiunii de Carapelit deoarece o metamorfozează la contact. Pe marginea lui vestică se găsesc porfirele din Dealul lui Manole. Acest masiv se leagă cu granitele și porfirele de la Sacar-Bair, Cîrjelar și Camena, formînd împreună un mare lacolit (ST. CANTUNIARI 1913). În acest loc (Camena) porfirele străbat și calcarele triasic-medii.

Rocile filoniene constituie din porfire, diabaze, cuarț, străbat direcțional sau oblic (D. Bujoare) formațiunile paleozoice. Filoanele au grosimi de cîțiva metri, rareori depășind 10 m. De ele sunt legate mineralizările de fier oligist și malachit din capătul sudic al Dealului Boclugea. Filoanele de porfire din Bujorul Romînesc

sînt în legătură cu Eruptivul de la Iacobdeal. Aceste filoane au orientare NNE, cu căderi abrupte spre SE. Menționăm că diaclazele principale din granitul de Iacobdeal și Piatra Roșie au aceeași orientare.

c) *Porfirele și diabazele triasice.* Calcarele triasic-medii sînt străbătute de porfire cenușii-violacee și verzui, unele șistoase, cu fenocristale de cuarț și feldspat (V. Holucla, D. Lozova, D. Kediu, D. Delictaș). După M. SAVUL (1931–1932), porfirele au fost puse în loc în Triasicul mediu, fiind de același tip cu cele din D. Coșlugea (M. SAVUL 1932–1933). Calcarele triasice au de asemenei intercalări de diabaze (D. Pîrlita, V. Boelugea).

În afară de rocile eruptive descrise mai sus, trebuie să menționăm diabazele din șisturile gothlandiene, rocile verzi (șisturi cloritoase verzi) și amfibolitele din Paleozoicul inferior provenite din metamorfismul unor roci bazice vechi (magmatism inițial bazic).

Tectonica

Zona paleozoică a Munților Măcin din regiunea studiată prezintă cute strînse, cu orientare nord-vest, străbătute de intruziuni granitice. Partea sudică a zonei paleozoice este acoperită discordant de depozitele cretacic-superioare ale Bazinului Babadag.

Nucleele structurilor anticlinale sînt constituite din seria filito-cuarțitică paleozoic-inferioară în care sînt intruse granite vechi. Granitele din Megina–Mircea Vodă împreună cu șisturile cristaline mesozonale și cu seria filito-cuarțitică apar în nucleul unui anticlinal care are flancul estic căzut în lungul faliei Greci–Mircea Vodă, stabilită de R. PASCU și G. MURGOI. Flancul vestic al anticlinalului, în parte inversat, este alcătuit din depozitele gothlandiene și devonian-inferioare. Anticlinalul Megina se continuă spre NW prin Dealul Carcaliu și Dealul Cetății Măcinului, iar spre SE, la Atmagea și Camena pe sub depozitele cretacic-superioare.

Formațiunea de Carapelit din Blasova și de la Iacobdeal alcătuiește umplutura unui sinclinal care se continuă spre SE prin Homurlar, Sacar-Dere, pînă la Camena.

În acest sinclinal se localizează depozitele triasice și jurasice din zona Cîrjelari–Camena.

În partea estică a zonei paleozoice se află zona anticinală a Taiței, cu nucleul din seria filito-cuarțitică, străbătută de granitele de Hamcearcă și Coșlugea. Zona anticinală este deversată spre est, încălecînd peste depozitele triasice, în lungul faliei Luncavîța–Consul, stabilită de M. SAVUL (1931–1932).

Între anticinalul Megina și zona anticinală a Taiței se interpune un sinclinal cu Formațiunea de Carapelit, care ocupă o poziție centrală în Munții Măcinului (sinclinalul central de Carapelit). La Balabancea, pe flancul vestic al sinclinalului,

Formațiunea de Carapelit se aşează oblic și discordant peste diferite formațiuni paleozoic-inferioare.

Zona triasică de la contactul cu zona paleozoică prezintă cute strînse și cutesolzi cu vîrgență estică. Dislocația Luncavița—Consul are caracterul unei falii inverse abrupte.

Structura actuală a regiunii este rezultatul cutărilor din timpul Paleozoicului, reluate în Mesozoicul inferior (faza chimerică veche).

Mișcările de cutare din timpul Devonianului sunt demonstate de discordanța de la baza Formațiunii de Carapelit, remanierea depozitelor paleozoic-inferioare și a granitelor vechi în conglomeratele acestei formațiuni. Aceste cutări au avut loc după Devonianul inferior, fiind legate de orogeneza caledoniană nouă sau de începuturile orogenezei hercinice (faza bretonă). De această orogeneză sunt legate granitele sinorogene de Megina, și granitele de Hamcearca. Tot atunci a avut loc și metamorfizarea depozitelor paleozoic-inferioare. Fundamentul zonei triasice a fost cutat în această orogeneză.

Mișcările de cutare hercinice, posterioare depunerii Formațiunii de Carapelit, au avut loc la sfîrșitul Carboniferului inferior (faza sudetă).

Granitele de Greci și granitele alcaline au fost puse în loc după Carboniferul inferior.

Mișcările chimerice vechi au cutat Zona triasică, definitivând structurile paleozoice și raporturile cu zona triasică. După orogeneza chimerică veche se trece de la regimul de geosinclinal la cel de platformă, astfel că depozitele cretacice aparținând Bazinului Babadag, cu structuri de tipul celor de pe platforme, stau cu o discordanță netă peste fundamentalul paleozoic și mesozoic inferior, intens cutat.

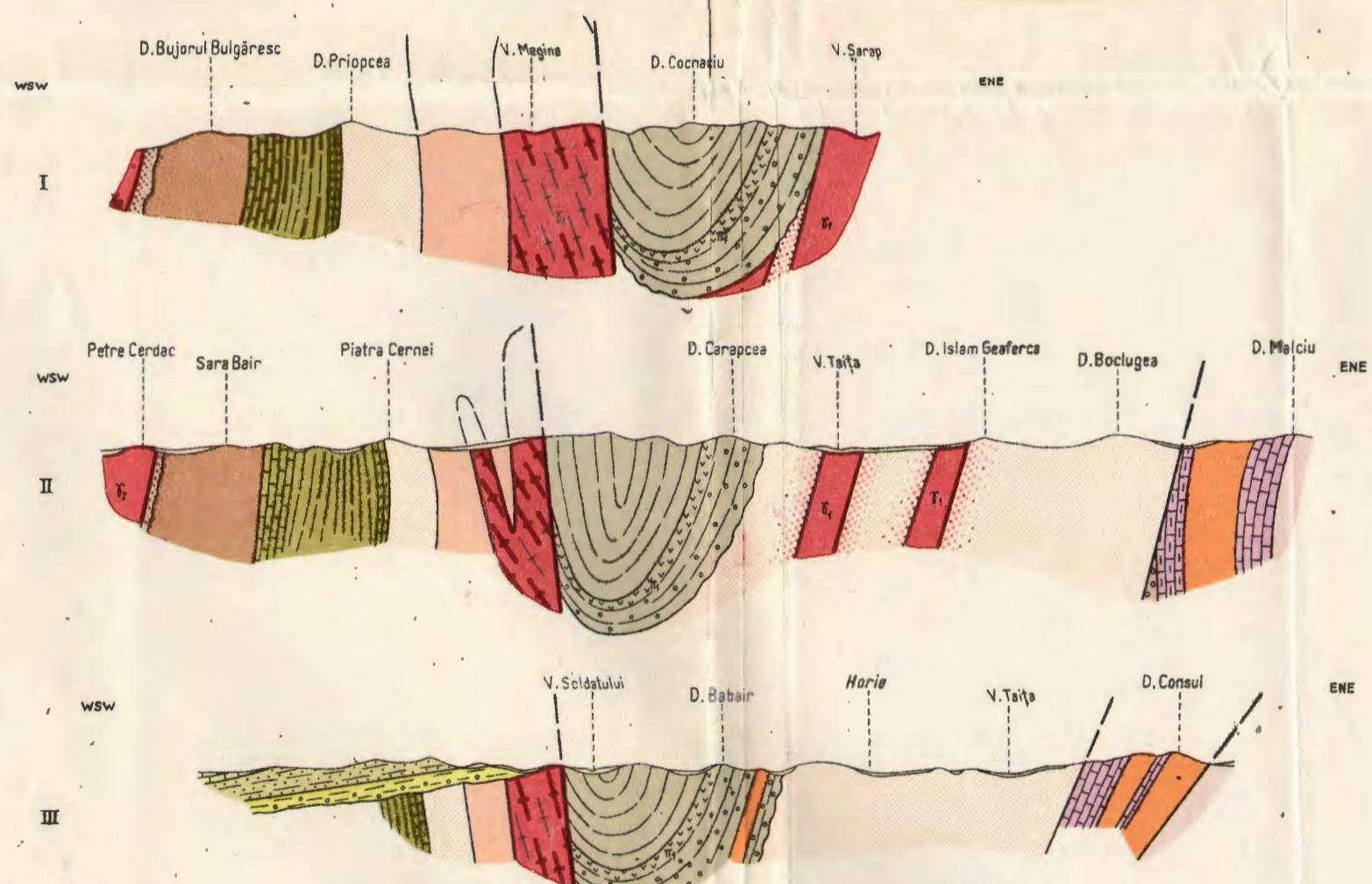
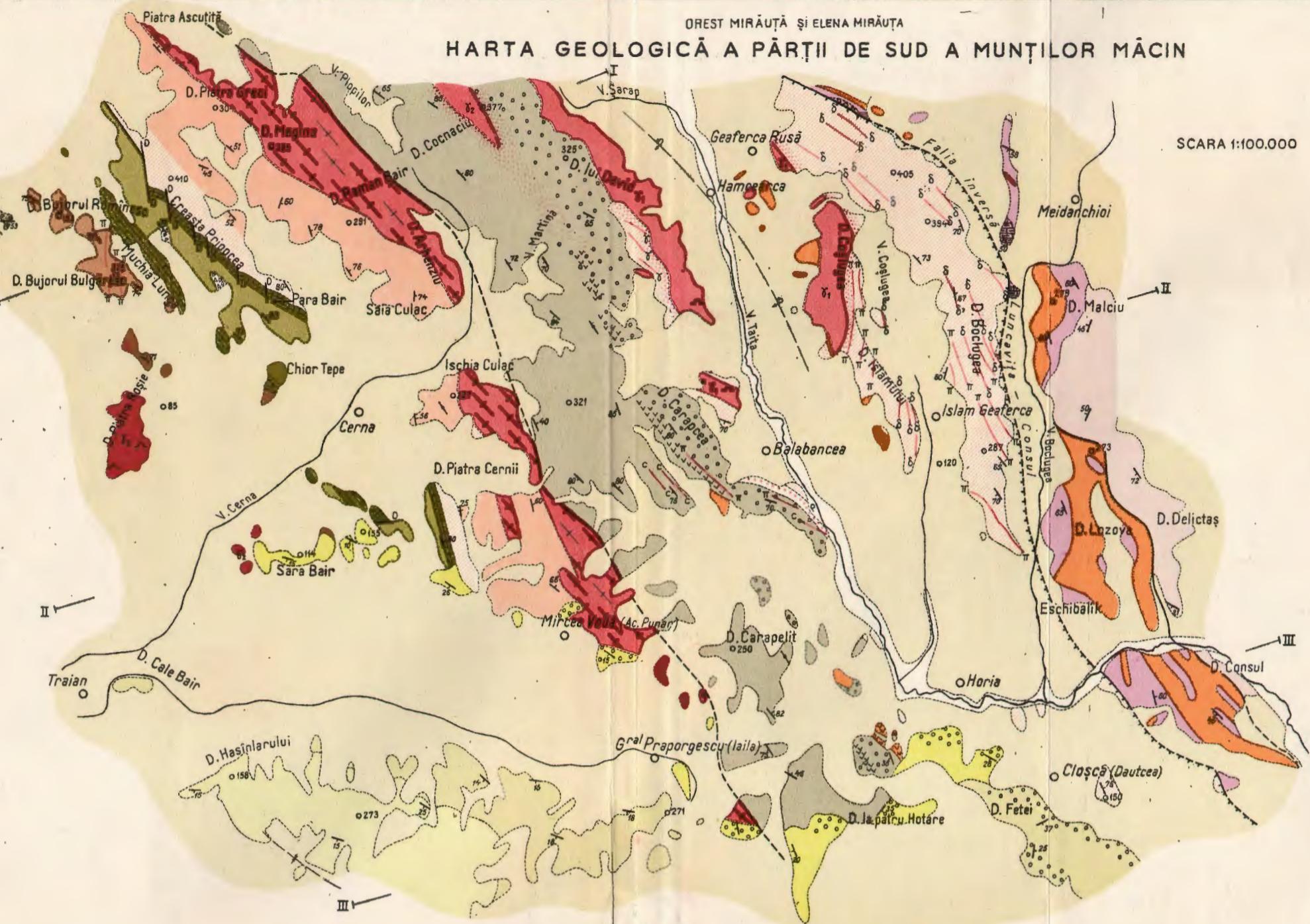
Cretacicul superior desemnează un sinclinal larg (sinclinalul Iaila—Traianu) suprapus oblic pînă la transversal, peste structurile mai vechi. Inclinările flancurilor sunt de 10° — 25° , iar axul structurii este foarte apropiat de marginea sudică a bazinului.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei. — Iași, 1940.
2. CĂDERE D. și SIMIONESCU I. Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devonice din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1907.
3. CANTUNIARI ȘT. Masivul eruptiv Muntele Carol—Piatra Roșie. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, 1912 București 1914.
4. GIUȘCĂ D. Massif du Pricopan. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, 1934.
5. MRAZEC L. și PASCU R. Note sur la structure géologique des environs du village d'Ortachioi. *Bull. Soc. Sci. Phys.*, XVI, București, 1896.
6. MIRĂUȚĂ O. și MIRĂUȚĂ E. Observațiuni asupra structurii geologice a regiunii Başpunar—Camena—Ceamurlia de Sus. *D.d.S. Com. Geol.*, XLIV (sub tipar).
7. MURGOCI G. Ridicări geologice în Dobrogea de NE. *Bul. Soc. Ing. Min.* București, 1898.

OREST MIRĂUTĂ și ELENA MIRĂUTĂ
HARTA GEOLOGICĂ A PÂRTII DE SUD A MUNTILOR MÂCIN

SCARA 1:100.000



LEGENDA

1	a. Grohotisuri b. Aluviumi c. Loess și depozite loessoide	14	Porfire
2	Senonian inferior	15	Y. Granite paleozoice superioare
3	Turonian	16	b. Granite antecarapelitice
4	Cenomanian	17	Granite gneisice de Megina
5	Strate de Neibant	18	Pegmetite
6	Ladinian	19	Filoane de granite
7	Anisian superior?	20	Filoane de porfire
8	Werfenian?	21	Filoane de diabaze
9	Formațiuni de Carapelit?	22	c. Filoane de cuier
10	Devonian inferior (COBLENTIAN)	23	Corneene
11	Serie sisturilor argiloase și a călcarelor (SILURIAN)	24	Tufuri porfirice
12	Serie filito-cuvertitică Ordovician-Cambrian?	25	Conglomerate
13	Serie mesozoică	26	Ax de anticinal deversat
		27	Ax de sinclinal normal
		28	D. Decroșări
		29	Falii
		30	a. Strate inclinate b. Strate verticale
		31	Cariere
		32	I. Direcția profilului

8. MURGOCI G. *Cercetări geologice în Dobrogea nordică. An. Inst. Geol. Rom.*, V. Bucureşti, 1914.
9. — (1926): *Asupra Ariei Chimerice. D.d.S. Inst. Geol. Rom.* vol. VIII (1919—1920) Bucureşti, 1926.
10. PASCU R. *Studii geologice și miniere în jud. Tulcea*. Bucureşti, 1904.
11. PAEKELMANN W. *Probleme des Varistikums der Dobrudscha. Z. Geol. Ges.* 87/1, 1935.
12. PETERS K. *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. Z.d.k Akad. Wiss. Wien*, 1897.
13. ROTMAN D. *Notă asupra întinderii, clasificării, repartiției și originii rocelor care constituie Stratele de Carapelit în Dobrogea de NW. D.d.S. Inst. Geol. Rom.*, V, 1913—1914. Bucureşti, 1916.
14. — *Masivul eruptiv de la Greci. An. Inst. Geol. Rom.*, VII, Bucureşti, 1917.
15. SAVUL M. *Porphyres quartzifères de la région Meidanchioi-Consul. D. S. Inst. Geol. Rom.*, XX (1931—1932), Bucureşti.
16. — *Le granite de Coşlugea. C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933), Bucureşti 1937.
17. SIMIONESCU I. *Fauna devonă din Dobrogea. An. Acad. Rom. Mem. Secț. științ. III/2*, Bucureşti, 1924.

ПАЛЕОЗОЙ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОР МЭЧИН (ДОБРУДЖА)

О. МИРЭУЦЭ, Е. МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Предшествующие исследователи обнаружили в Горах Мэчин нижний девон, содержащий окаменелости в Д. Бужоаре и карапелитовое образование, приуроченное к пермской и каменноугольной системам. Стратиграфические и тектонические соотношения, наблюдавшиеся авторами в классической палеозойской области Добруджи в Приопча и Бужоаре, послужили основой для выделения нижнедевонских отложений, отличающихся от прочих образований более метаморфизованными, подстилающими нижнедевонскими отложениями, содержащими ископаемые, принадлежащие к готландику, ордовику и к кембрийскому периодам.

Стратиграфическая последовательность в горах Мэчин начинается с мезозональных кристаллических сланцев (амфиболитов, кварцитов, слюдистых сланцев), развитых вблизи гнейсовых границ и филлито-кварцитовой свиты (кембрийского и ордовикского периодов) мощностью свыше 1500 метров, состоящую из чередующихся белых кварцитов, серицита-хлористых филлитов и зеленовато-серых филлитов, слабо метаморфизованных. Затем следует толща глинистых и известковых сланцев, мощностью в 1500 м., представляющих, по всей вероятности, готландий. Этую толщу подстилает, залегая на ордовикских кварцитах Приопчи, выявлен горизонт черных известняков и графитовых филлитов (60—100 м.), на которых залегают глинистые сланцы,

чередующиеся с серыми филлитами (мощностью в 100 м). Толща заканчивается горизонтом серых известняков (мощностью в 300 м.), переслаивающимися с менее мощными прослойками кварцитов и филлитов, которые могут принадлежать к жединскому ярусу нижнедевонской системы.

Нижнедевонские отложения, мощностью в 400 м. давно обнаруженные на основании фауны кобленцкого яруса в местности Д. Бужоаре, залегают на вышеописанных серых известняках и состоят из регулярно чередующихся серых кварцитовых песчаников, черноватых грифельных сланцев и серых известняков, содержащих фауну криноидов брахиоподов трилобитов, и. т.д.

Карапелитовое образование (мощностью в 1500—200 м). по всей вероятности нижне-каменноугольного возраста, залегает несогласно на нижне-девонских и на нижне-палеозойских образованиях. Оно имеет у основания конгломераты породы граувакка, на которых залегают серые, зеленые, или слегка фиолетовые филлиты, чередующиеся с граувакками. Эти кластические отложения слабо сортированы и указывают на быстрое осадкоотложение, характерное для орогенных образований, тождественных с кульмскими отложениями Центральной Европы.

Палеозойские отложения пересечены множеством гранитных массивов, вследствие чего они подверглись процессу метаморфизма. По возрасту были выделены древние граниты, преобразованные в Формацию Карапелита (граниты Хамчарки, Мегини) и граниты, под влиянием которых, на месте контакта, эта формация подверглась метаморфизму (щелочные граниты Туркоаи и граниты Греч).

Было установлено существование более нового каледонского или более древнего герцинского орогенеза, предшествовавшего образованию Формации Карапелита, связанного с метаморфизацией древне-палеозойских отложений и с гранитными интрузиями. Главный герцинский орогенез имел место после образования Формации Карапелита, по воей вероятности во время судетской фазы складчатости. Палеозойские отложения были переработаны во время киммерийской эпохи складчатости, когда консолидировался массив Добруджи, превратившийся из геосинклинальной области в платформенную.

Палеозойские отложения смяты в тесносвязанные, изоклинальные складки, пересеченные продольно гранитными интрузиями, опрокинутые и надвинутые на триасовую зону (обращенный сброс Лункавица-Консул). Различаются две обширные антиклинальные зоны нижне-палеозойских отложений и два синклинальные зоны со сбросом на западном склоне, заполненные отложениями Формации Карапелита.

LE PALÉOZOIQUE DE LA PARTIE S DES MONTS MĂCIN
(DOBROUDGEA)

PAR

O. MIRĂUȚĂ et E. MIRĂUȚĂ
(Résumé)

Dans les Monts Măcin les chercheurs antérieurs ont identifié le Dévonien inférieur, fossilifère dans Dealul Bujoare et la Formation de Carapelit, considérée d'âge permo-carbonifère. Les rapports stratigraphiques et tectoniques observés par les auteurs dans la région classique du Paléozoïque dobroudgéen de Priopcea et Bujoare ont permis la séparation entre les dépôts dévoniens inférieurs et les autres formations, beaucoup plus métamorphosées, situées en réalité sous les dépôts dévoniens inférieurs fossilifères, et représentant le Gothlandien, l'Ordovicien et le Cambrien.

La succession stratigraphique des Monts Măcin débute par les schistes cristallins de mésozone (amphibolites, quarzites, micaschistes) développés à proximité des granites gneissiques et la série phyllito-quartzitique (Cambrien—Ordovicien) ayant plus de 1500 m d'épaisseur, constituée par une alternance de quartzites blancs, phyllites séricito-chloriteux et phyllites gris verdâtre, faiblement métamorphosées. Au-dessus suit la série des schistes argileux et des calcaires à 1500 m d'épaisseur et représentant probablement le Gothlandien. À la base de cette série, sur les quartzites ordoviciens de Priopcea repose un horizon de calcaires noirs et de phyllites graphitiques (60—100 m) auxquels se superpose une ample succession de schistes argileux et de phyllites gris (1000 m). La série finit par un horizon de calcaires gris (300 m) parfois à intercalations subordonnées de quartzites et de phyllites qui pourraient représenter également une partie du Dévonien inférieur (Gédinnien).

Le Dévonien inférieur, épais de 400 m, identifié depuis longtemps à l'aide de la faune coblentzienne de Dealul Bujoare repose sur les calcaires gris, décrits plus haut; il est formé d'une succession rythmique de grès quartzitiques gris, schistes ardoisiens noirs et calcaires gris à faune de Crinoïdes, Brachiopodes, Trilobites etc.

La Formation de Carapelit (1500—2000 m) probablement d'âge carbonifère inférieur repose en discordance sur le Dévonien inférieur et sur les autres formations paléozoïques inférieures. À la base sont situés les conglomérats de type grauwacke au-dessus desquels se développe une alternance de grauwackes et de phyllites gris, verdâtres ou légèrement violacés. Ces dépôts clastiques, faiblement granoclassés, indiquent une sédimentation rapide, caractéristique des formations orogènes, similaire au Culm de l'Europe centrale.

Les dépôts paléozoïques sont percés et métamorphosés par de nombreux massifs granitiques. Suivant l'âge, nous avons distingué des granites anciens, remaniés

dans la Formation de Carapelit (granites de Hamcearca, Megina) et des granites qui au contact métamorphisent cette formation (granites alcalins de Turcoaia et granites de Greci).

On a établi l'existence d'une orogénèse calédonienne nouvelle ou hercynienne ancienne, antérieure au dépôt de la Formation de Carapelit, qui a été accompagnée par la métamorphose du Paléozoïque inférieur et des intrusions granitiques

La principale orogénèse hercynienne succède au dépôt de la Formation de Carapelit, probablement pendant la phase sudète. Enfin, le Paléozoïque a été repris pendant l'orogénèse cimérienne ancienne lorsque s'est consolidé le massif dobroudgéen, passant du régime géosynclinal à celui de plate-forme.

Le Paléozoïque présente des plis serrés, isoclinaux, percés longitudinalement par des intrusions granitiques, déversées et chevauchant la zone triasique (faille inverse Luncavița—Consul). On y distingue deux grandes zones anticliniales renfermant le Paléozoïque inférieur et deux synclinaux ayant le flanc W faillé et englobant la Formation de Carapelit.

GEOLOGIE

ASUPRA PREZENȚEI FORMEI LOPHA CARINATA
(LAMARCK) LA DOMAN¹⁾

DE
S. NĂSTĂSEANU

Cu prilejul efectuării unor profile geologice de ansamblu în partea nordică a zonei Reșița—Moldova Nouă, am colectat de la Doman, în anul 1955, cîteva exemplare de *Lopha*.

Punctul fosilifer se află situat pe drumul vechi care leagă comuna Doman de comuna Carașova, mai exact la cca 500 m spre sud pe drumul menționat, pornind din malul stîng al văii Doman. Pe o lungime de 100 m și pe o lățime ce variază între 2—20 m, se întîlnesc gresii grosiere, dure, cu ciment calcaros, de culoare cenușie sau galben-verzuie. Uneori gresiile îmbracă un facies mult mai grosier și în acest caz se observă frecvente elemente mici de cuarț alb, bine rulat, și mai rar elemente de Cristalin.

Fundamentul depozitelor grezoase este constituit din calcare care au fost atribuite pînă în prezent Urgo-Aptianului. Dar din aceste calcare am determinat recent (din colecția C. BOLDUR) un echinid regulat care aparține speciei *Goniopygus noguei*, COTT., formă frecventă în Aptian.

Atât fundamentalul calcaros cât și gresiile care îl acoperă transgresiv și discordant sunt puternic tectonizate și cutate într-un sinclinal strivit și laminat pe flancul estic, unde ia contact cu depozitele jurasice (Malm).

Din materialul paleontologic colectat (din gresiile menționate) am reușit să prepar o singură formă întreagă pe care am determinat-o ca fiind *Lopha carinata* (LAMARCK).

Din datele de literatură reiese că *Lopha carinata* este o formă care apare în Aptian și se întîlnește în tot Cretacicul superior. Dar majoritatea autorilor o consideră caracteristică pentru Albian-Cenomanian. În țără la noi a fost menționată în Albianul din Dobrogea și Cenomanianul din Valea Mureșului.

¹⁾ Comunicare în ședință din 13 februarie 1959.

În concluzie prezența formei *Lopha carinata* în depozitele grezoase de la Doman indică vîrstă lor albian-cenomaniană.

Genul *Lopha*, BOLTEN în DÖDING, 1798.

Lopha carinata (LAM.)



Fig. 1. — *Lopha carinata* (LAM.)
Valva stîngă, 1/1.

Ostrea carinta LAM. A. d'ORBIGNY *Pal. Franc. Terr. Crét.* III, p. 714, pl. 474, fig. 1—5, 1847.

Ostrea (Alectryonia) carinata LAM. F. STOLICZA. *Pal. Indica, Cret. Fauna S India*, III, pag. 468, pl. XLIX, fig. 1—2, 1871.

Ostrea diluviana LAM. H. WOODS. *Pal. Society, Crét. Lamell.* II, part. IX, pag. 341, fig. 98—139, 1913.

Alectryonia carinata LAM. C. GHEORGHIU. *Anu. Com. Geol.* XXVII. Pl. I, fig. 8, 1954.

Lopha carinata (LAM.). A. G. EBERZIN *Osnovî Paleontologii — Molluski*. pl. XIV, fig. 12, pag. 88. 1960, Moscova.

Formă alungită, atingînd 150 mm în lungime, accentuat recurbată, are coaste subțiri oblice în regiunea umbonală și aproape drepte în partea mediană (fig. 1 și 2).

În ceea ce privește habitusul general al valvelor și în special dispoziția coastelor, precum și modul de îndințare, exemplarul de la Doman se apropie pînă la iden-

titate de *Ostrea carinata* figurată de A. D'ORBIGNY (1). De asemenei se constată o mare asemănare între forma pe care o prezentăm și cea figurată de C. GHEORGHIU (4) sub denumirea de *Alectryonia carinata*.



Fig. 2. — *Lopha carinata* (LAM.)
Îndințarea valvelor, 1/1.

Spre deosebire de formele menționate, exemplarul de la Doman prezintă o aplatizare bilaterală a valvelor, care se datorează probabil presiunilor tectonice pe care le-a suferit depozitele ce o conțin.

Comparând forma noastră cu cele albiene din Dobrogea din colecția M. CHIRIAC, determinate ca *Ostrea (Alectryonia) diluviana* LAM., am constatat o mică deosebire în ceea ce privește grosimea mai mare a coastelor și talia mai mică la formele dobrogene.

Răspîndire: Doman.

Vîrstă: Albian-Cenomanian.

Forma este depusă la colecția de Paleontologie a Comitetului Geologic.

BIBLIOGRAFIE

1. EBERZIN G. G. Molluski — Osnovî Paleontologii. Moskova, 1960.
2. GHEORGHIU C. Studiul geologic al V. Mureşului între Deva și Dobra. *An. Comit. Geol.* XXVII. Bucureşti, 1954.
3. ORBIGNY A. Terrains crétacés. Lamellibranches. *Paléontologie Française*, III. Paris, 1843—1847.
4. STOLICZKA F. Cretaceous Fauna of southern India. *Paleontologia Indica*, III. Calcutta, 1871.
5. WOODS H. Cretaceous Lamellibranchia of England. *Palaeontographical Society*. II, part. IX, London, 1913.

ЗАМЕТКА В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ ФОРМЫ ZORHA CARINATA
(LAMARCK) В ДОМАНЕ

С. НАСТАСЯНУ

(Краткое содержание)

В настоящей заметке упоминается о наличии к югу от Домана останца покрова песчанисто-конгломератовых отложений, расположенного трансгрессивно и несогласно на апте, содержащим ископаемую форму *Lopha carinata* (LAMARCK). На основании этого палеонтологического довода автор впервые указывает на наличие альбских и сеноманских отложений в Домане.

NOTE SUR LA PRÉSENCE DE LA FORME LOPHA CARINATA (LAMARCK)
À DOMAN

PAR
S. NĂSTĂSEANU

(Résumé)

Dans cette note l'auteur signale au S de Doman un lambeau de dépôts gréseux-conglomératiques transgressifs et discordants sur l'Aptien et refermant la forme *Lopha carinata* (LAMARCK) qui offre la première preuve sur la présence des dépôts albiens-cénomaniens dans cette région.

CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA ZĂCĂMINTELOR
DE MANGAN DIN REGIUNEA DELINEȘTI
(MUNȚII SEMENIC)¹⁾

DE
H. SAVU

Introducere. În partea de N a Munților Semenic, între localitățile Rugi, Ohabița, Delinești și Tîrnova, sînt cunoscute încă din anul 1855, zăcăminte de mangan, care au început să fie exploataate sistematic abia în anul 1875 (5, 1).

Aceste zăcăminte au fost cercetate în anul 1870 de F. SCHROECKENSTEIN (13), care arată că minereul proaspăt este alcătuit din fowlerit, rodonit și tefroit. În anul 1919, K. v. PAPP (5) se ocupă numai de zona de oxidație a acestor zăcăminte, care este alcătuită din piroluzit, psilomelane și limonit. Mai recent, H. SCHNEIDER HÖHN (12) amintește în lucrarea sa și zăcămintele de mangan de la Reșița, pe care le caracterizează ca fiind asemănătoare cu cele din Bucovina și Cehoslovacia.

În ultimii ani, zăcămintele au fost cercetate de H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU și M. BĂLOIU²⁾; R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOFF și M. TEODORESCU³⁾; C. DRĂGHICI și M. SBÂRCEA⁴⁾. G. HRISTESCU a contribuit la documentarea petrografică a lucrărilor de explorare a zăcăminelor.

Chimismul acestor zăcăminte a fost studiat de M. SAVUL și V. IANOVICI, în cadrul unei ample lucrări de ansamblu asupra rocilor cu mangan din Carpații orientali și meridionali (10).

¹⁾ Comunicare în ședință din 20.II.1959.

²⁾ H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU și M. BĂLOIU. Raport geologic de prospectare al regiunii Rugi—Delinești—Tîrnova. *Arhiva Com. Geol.* 1955.

³⁾ R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOFF și M. TEODORESCU. Raport asupra zăcăminelor de mangan din regiunea Delinești. *Arhiva Com. Geologic.* 1955.

⁴⁾ C. DRĂGHICI și M. SBÂRCEA. Raport geologic asupra lucrărilor de explorare executate de I.S.E.M. în Șantierul Delinești în anul 1956. *Arhiva Com. Geol.*

Considerații geologice și petrografice. Din punct de vedere geologic, regiunea aparține domeniului getic (1, 7) și este alcătuită din formațiuni cristaline metamorfozate în condiții de mesozonă, ca: paragnaise cu muscovit sau biotit, micașisturi cu granați, disten și staurolit, micașisturi cu biotit, cuarțite cu muscovit sau cu biotit, amfibolite, gnase amfibolice și serpentine, formațiuni în care sunt cantionate zăcăminte, al căror minereu este reprezentat prin șisturi manganifere și ferifere.

Formațiunile cristaline sunt străbătute de intruziuni acide, filoane de granit pegmatoide, sau de pegmatite și filoane de cuarț hidrotermal, care au produs uneori fenomene de contact asupra șisturilor manganifere.

Șisturile manganifere se prezintă sub formă de intercalații lenticulare, orientate pe direcția NE—SW. Ele sunt însoțite totdeauna de unele șisturi cristaline caracteristice, ca: paragnaise muscovitice cu structură porfiroblastică, micașisturi cu biotit și muscovit, uneori cuarțite muscovitice sau biotitice. Aceste șisturi cristaline prezintă pe fețele lor de șistozitate, filme și mici pete de oxizi de mangan. Deoarece ele se deosebesc de restul șisturilor din regiune și însoțesc totdeauna zăcămintele manganifere, noi le-am încadrat sub numele de «formațiunea manganiferă» fără să le descriem aci.

Șisturile manganifere sunt roci de culoare roz, gălbui, cenușie, uneori verzuie. Când se altereză, în zona de oxidație, ele capătă o culoare neagră sau neagră-cenușie, din cauza oxizilor de mangan și de fier, care se formează pe seama mineralelor manganifere sau ferifere primare. Structura lor este, în general, granoblastică, granonematoblastică și, mai rar, porfiroblastică, iar textura apare în general masivă, slab șistoasă sau rubanată. De obicei, șisturile manganifere sunt roci deosebit de dure și foarte compacțe.

Studiile microscopice efectuate de noi pe secțiuni subțiri din șisturile manganifere de la Ohabița, Tilva Obiței, Tilva Bobului, Măgura Mare, Măgura Mică, Dealul Socolui și Poiana Finetului, au pus în evidență diferite tipuri de roci și o serie de minerale de mangan și de fier. Înțînd seamă de lucrările mai vechi de la noi din țară în acest domeniu (6, 8, 9, 10) și de compoziția naturală a rocilor cu mangan din regiune, noi le-am împărțit în următoarele tipuri:

a) Cuarțite spessartinice cu cuarț >50% sau predominant;

b) Spessartinite cu spessartin >50%;

c) Carbonați cu rodocrozit >50%;

d) Rodonitite cu rodonit >50%;

e) Șisturi manganifere cu magnetit, în care conținutul de magnetit este mai mare de 5%; uneori el depășește 30% din compoziția rocilor;

f) Șisturi manganifere complexe, în care participă în cantități variabile (0—50%) rodonit, rodocrozit, spessartin, dannemorit, piroxmangit, magnetit, etc., minerale care formează parageneze cu 3—4 și 5 componenți;

g) Șisturi cu ferimuscovit și piedmontit; ele fac trecerea la formațiunea manganiferă;

h) În interiorul și la contactul filoanelor de cuarț hidrotermal, sau în apropierea intruziunilor de roci acide menționate mai sus, apar roci cu minerale hidrotermale și de contact;

i) În zona de oxidație « pălăria de mangan » a zăcămintelor, se formează o pătură de oxizi de mangan și fier.

Date mineralogice. În cele ce urmează prezentăm o descriere fiziografică, succintă, a mineralelor mai importante care intră în alcătuirea rocilor cu mangan din zăcămintele de la Delinești.

Magnetitul se întâlnește de obicei sub formă de idioblastă, al căror diametru poate să ajungă pînă la 1,5 cm. (Vezi planșa, fig. 1) De multe ori, el include pe marginea cristaloblaste de spessartin. Cînd apare în rocile cu carbonați, are în jurul său o zonă groasă de 1,2 mm, alcătuită din dannemorit, sau din dannemorit și spessartin. Uneori, se observă în magnetit urme de zdrobire și mici plaje de pirită. Urma sa este neagră, iar în lumină reflectată magnetitul este cenușiu și nu are reflexe interne.

Separatul magnetic, aproape monomineral, din spessartinitatele cu dannemorit și magnetit de la Tilva Bobului, care a fost analizat de chimist G. LAHOVARY, are următoarea compoziție chimică:

	<i>Magnetit (Tilva Bobului)</i>	<i>Magnetit manganifer (Wester Silfberg)</i>
	%	%
SiO ₂	1,10	—
FeO	27,65	26,93
Fe ₂ O ₃	62,16	69,32
MnO	3,29	3,80
MnO ₂	—	—
TiO ₂	0,41	—
Rest	5,39	—
Suma	100,00	100,05

Alături de această analiză am prezentat o analiză chimică a magnetitului manganifer de la Wester Silfberg, după WEIBULL (2). Comparativ cu aceasta și după calculul normei din analiza chimică, magnetitul de la Delinești este un magnetit slab manganifer.

Spessartinul apare idiomorf, mai ales atunci cînd se găsește izolat. De multe ori, el formează mase compacte, în care granulele nu mai păstrează caracterele de idioblastă. Dimensiunile sale se păstrează între 0,002 și 1 mm, rar 2 mm (vezi planșa, fig. 2). Culoarea spessartinului variază destul de mult; uneori este aproape incolor

iar în alte cazuri prezintă culori galben deschis, verzui sau brun-gălbui. În unele cuarțite și în rocile care au suferit fenomene hidrotermale sau de contact, granatul prezintă o colorație zonară; în centru este aproape incolor, iar pe margini are o zonă brun-gălbui. În zona de oxidație, spessartinul devine brun închis și apoi se transformă complet în oxizi de mangan.

Spessartinul este de regulă izotrop, dar la unele cristaloblaste se observă pe margini fenomene de anizotropie, fapt constatat și de L. PAVELESCU (6), în cazul șisturilor manganifere din Munții Sebeșului.

Rodocrozitul este destul de larg răspândit în rocile din regiunea Delinești-Tîrnova. El apare sub formă de xenoblaste, care includ magnetit, spessartin, dannemorit și rodonit. Dimensiunile cristalelor se mențin în jurul a 1 mm; cînd apar sub formă de filonașe care străbat rocile, cristalele de rodocrozit, de culoare rozie sau slab cenușie, ating 5 mm lungime. În secțiune, rodocrozitul este incolor, iar $N_g - N_p = 0,22$. El prezintă numeroase macle polisintetice după față (0112).

Rodonitul participă de asemenea în cantitate mare în șisturile de mangan din regiune și se găsește sub formă de cristaloblaste cu conture neregulate, de culoare roz, roz-cenușie, evidentă mai ales în cazul unor filonașe de rodonit, formate datorită soluțiilor hidrotermale, care au străbătut rocile manganifere. În acest caz, cristalele de rodonit ajung pînă la 0,5 cm lungime. De obicei, dimensiunile cristaloblastelor de rodonit variază între 0,002 și 2 mm.

Rodonitul conține numeroase incluziuni de spessartin, magnetit și, mai rar, de apatit. În secțiunile după față (001), se observă clivajele perfecte, caracteristice, după fețele (110) și (110). Rodonitul are relief puternic și un unghi de extincție de $53^{\circ} - 54^{\circ}$. De obicei, în secțiune, el este aproape incolor, astfel că, abia se poate sezisa un slab pleocroism în culorile roz-gălbui-roșcat; (+) 2 V în jurul a 73° .

Piroxmangitul se întâlnește destul de rar și apare sub formă de cristaloblaste cu conture neregulate și cu structură poikiloblastică; el include spessartin și magnetit. Dimensiunile cristaloblastelor mai mari ajung pînă la 5 mm, iar la cele mai mici scad pînă la 0,002 mm. El are relief pronunțat, este incolor și prezintă un clivaj perfect după față (110). Piroxmangitul se deosebește de rodonit prin unghiul de extincție, care este de maximum 45° , culorile lui de birefringență de ordinul al II-lea ($N_g - N_p = 0,018$) și mai ales prin unghiul (+) 2 V, care este de 45° .

Atât cristaloblastele de rodonit, cât și cele de piroxmangit, cînd se găsesc în zona de oxidație, devin tulburi, apoi brun închis și se transformă treptat în oxizi; acest fenomen se propagă pe direcțiile de clivaj și pe fisurile care străbat mineralele.

Dannemoritul, cummingtonit manganifer, se întâlnește de asemenea des în rocile de mangan de la Delinești. El se prezintă sub formă de xenoblaste sau de

lamele mult alungite, ale căror dimensiuni variază între 0,02 mm și 2 cm. Acest mineral este colorat în verzui, verzui-cenușiu sau gălbui. Uneori, dannemoritul se întâlnește sub formă de filonașe, asociat cu cuarț hidrotermal; în acest caz, el este gălbui și atinge aproape 10 cm. lungime.

La microscop, se observă la dannemorit numeroase macle polisintetice, după față (100), și structuri poikiloblastice; el include spessartin, magnetit și zircon cu aureole pleocroice. Tot așa, el prezintă aureole pleocroice la contact cu ortitul.

Pleocroismul dannemoritului este foarte slab și se prezintă în culori slab gălbui-verzui, în următorul raport: $N_g = N_m > N_p$. Unghiul de extincție ($c:N_g = 21^\circ$, iar $(-) 2V = 80^\circ \pm$.

Tefrotul se întâlnește extrem de rar și se prezintă sub formă de cristaloblaste mici, incolore sau slab cenușii, asociate cu spessartin și piroxmangit. Pe seama lui, ca și pe a spessartinului, se formează uneori un agregat de fiole foarte fine de stilpnomelan brun.

Piedmontitul este un epidot manganifer, care apare în parageneză cu ferimuscovitul. El se prezintă sub formă de cristale prismatice, sau cu conture neregulate, al căror relief este destul de ridicat (Planșa, fig. 3). Piedmontitul este puternic pleocroic; N_g = roșu deschis, N_m = violet, N_p = orange. Unghiul $(-) 2V = 79^\circ$.

În ultimul timp (1958), noi l-am identificat și în Mării Sebeș.

Ferimuscovitul se întâlnește sub formă de lamele orientate pe direcția de șistozitate a rocilor. De obicei, el este roșcat, iar la microscop apare slab pleocroic; $N_g = N_m$ = slab brun-roziu; N_p = aproape incolor. Unghiul $(-) 2V = 35-40^\circ$.

Mineralele descrise pînă aci, sunt minerale primare din rocile cu mangan și s-au format din depozitele premetamorfice sub influența metamorfismului regional. Totuși, după cum am mai arătat, ele se întâlnesc uneori și în filoanele hidrotermale, care au străbatut rocile manganifere.

Spre deosebire de acestea, prezintăm mai departe cîteva minerale, a căror geneză este legată numai de fenomene hidrotermale sau de contact, cum ar fi schefferitul, pistazitul și altele.

Schefferitul se întâlnește la contactul sau în apropierea filoanelor de cuarț hidrotermal, care străbat rocile cu mangan, dovedind astfel că s-a format sub influența soluțiilor hidrotermale de temperatură ridicată. El se prezintă sub formă de xenoblaste pleocroice; N_g = verzui; N_m = verzui-gălbui; N_p = slab verzui, aproape incolor; $c:N_g = 45^\circ$, iar $(+) 2V = 60^\circ \pm$.

În zona de oxidație schefferitul se alterează și se transformă în oxizi de mangan și fier.

Pistazitul se întâlnește mai ales sub formă de cristaloblaste cu conture neregulate, frumos colorate în galben sau galben-auriu; dimensiunile lor variază între 0,04 și 0,4 mm. El formează în rocă benzi sau filoane și cuiburi, fiind asociat cu

cuarț, spessartin, apatit, ortit, rodonit și hematit sau magnetit. Unghiul de extincție c: $N_p = 6^\circ$, iar (-) 2 V = mare; $N_g =$ gălbui-verzui; $N_m =$ galben-auriu; $N_p =$ gălbui. Pistașul prezintă în unele secțiuni culori de birefringență anomale.

Epidotul verde se întâlnește în asociație cu alte minerale hidrotermale. Uneori el formează însă cuiburi aproape monominerale, alcătuite din granule izometrice.

Ortitul (allanitul) se întâlnește mai rar în rocile de la Delinești și apare de obicei în asociație cu mineralele hidrotermale, ca: epidotul, hornblenda verde, cuarțul, hematitul sau pirita. El se prezintă sub formă de cristale xenomorfe, colorate în brun-brun închis, pleocroice și cu incluziuni de granule opace de oxizi. Când este inclus în hornblenda verde și în dannemorit, ortitul produce asupra acestora fenomene de iradiație, fiind încunjurat de aureole pleocroice destul de late.

În zona de oxidație a zăcămintelor manganifere se întâlnesc următorii oxizi: piroluzit, psilomelane, wad și limonit. Ei se prezintă granulari sau amorfi și alcătuiesc pături compacte, cu grosimi variabile, de culoare neagră, brun închis sau roșcată, care se formează pe seama mineralelor primare. Oxidarea rocilor cu mangan se produce destul de repede, fie că ele sănt alcătuite din silicati, fie din carbonați. În cazul rocilor cu carbonați, prin oxidare, acestea devin vacuolare, deoarece carbonații se altereză mai repede decât celelalte minerale.

Ca minerale nemanganifere și accesorii menționăm următoarele: cuarț, plagioclaz (Nr. 10–12), biotit, apatit, granat, actinolit, turmalină, clinozoisit, titanit, zircon, rutil, sideroză, hematit, ilmenit, leucoxen, pirită și calcopirită.

Aceste minerale se întâlnesc sub formă de idioblaste, granule sau plaje, cele mai multe incluse în alte minerale. Unele dintre ele intră în compoziția rocilor manganifere sau a șisturilor cu piedmontit, fiind formate sub acțiunea metamorfismului regional. Cele mai multe, însă, se găsesc în filoane hidrotermale, care străbat zăcămintele, sau la contactul lor cu rocile manganifere.

Date chimice. Unele date asupra chimismului acestor zăcăminte au fost prezentate de PAPP K. (5). M. SAVUL și V. IANOVICI (1958) au urmărit pe diferite diagrame variația principaliilor oxizi, care intră în compoziția rocilor manganifere de la Delinești, ca SiO_2 , MnO , FeO , CaO , P_2O_5 , comparându-le astfel cu alte șisturi manganifere din țară.

Tot în anul 1958, în urma lucrărilor de explorare, s-a arătat că rocile cu mangan din regiunea Delinești sănt alcătuite din 70% silicati și 30% carbonați de mangan.

În lucrarea de față, noi semnalăm alte cîteva elemente chimice, care au fost detectate pe cale spectrală, prin analiza calitativă a cîtorva roci manganifere de la Delinești, analize ce ne-au fost efectuate de O. MAXIM și C. UDRESCU. Aceste elemente apar în cantități reduse, aşa cum se vede în tabl. I, II și III, în care elementele identificate sănt expuse în ordinea descreșterii probabile a concentrațiilor, în funcție de intensitatea cu care apar ele în analiza spectrală.

TABLOUL I

Sist cu ferimuscovit și piedmontit. Valea Fierului

Elemente	Ca	Mg	Si	Ba	Fe	Mn	Al	Sr	Ti	Cu
Ordinea	I	II	III	III	III	III	IV	V	VI	urme
Lungimea de undă	3968	2852	2882	4554	2755	2606	3962	4078	3373	3274
	3934	2803	2529	2335	2599	2594	3944	—	3361	3248
	3179	2795	2516	—	3282	2576	3093	—	3349	—

TABLOUL II

Carbonați de mangan cu magnetit. Tilva Bobului

Elemente	Mn	Ca	Mg	Fe	Si	Al	Ti	Ba	Cu
Ordinea	I	II	II	II	III	IV	V	VI	VII

TABLOUL III

Spessartinit. Tilva Bobului

Elemente	Mn	Fe	Ca	Mg	Si	Al	Ti	Ba	Cu	Sr
Ordinea	I	II	II	III	III	IV	IV	V	VI	urme

Lungimile de undă după care au fost identificate elementele s-au indicat numai la analiza din primul tabel, ele fiind însă comune și la celelalte analize.

Din aceste tabele se constată că în afară de principalele elemente chimice semnalate în zăcăminte de la Delinești, inclusiv aluminiul care intră în compoziția granațiilor, mai apar și Sr, Ba, Ti și Cu.

Apariția cuprului se explică, fie printr-un aport hidrotermal sub formă de sulfuri, fie prin depunerea lui odată cu formațiunile manganifere premetamorfe, legat de asemenea de sulf. În privința titanului, se știe că ionul Ti^{4+} , cu raza ionică de 0,64 Å, înlocuiește Fe^{3+} , cu raza ionică de 0,67 Å și deci poate să fie legat în rețelele mineralelor cu fier și mangan, sau să apară sub formă de titanit și ilmenit.

Stronțiu și bariul, care au raze ionice de 1,27 Å, respectiv 1,43 Å, înlocuiesc mai ales Ca^{2+} , cu raza ionică de 1,06 Å (11). De aceea, ele se pot găsi în granați, rodonit și în alte minerale, în a căror moleculă intră și calciul. Depunerea acestor elemente chimice s-a făcut odată cu sedimentarea depozitelor premetamorfice cu mangan, iar în timpul metamorfismului au fost captate în rețelele diferitelor minerale.

În ceea ce privește frecvența lor, se constată că majoritatea elementelor apare în toate rocile, în afară de stronțiu, care în una din roci nu a avut concentrația suficientă pentru impresionarea plăcii aparatului.

Concluzii. Din datele expuse în această lucrare rezultă că zăcămintele de mangan din regiunea Delinești, puțin cunoscute petrografic pînă acum, sînt alcătuite din variate tipuri de roci, în care participă carbonați, silicați de mangan, silicați de mangan și fier, magnetit și diferite alte minerale mai puțin importante.

Șisturile cu mangan au fost metamorfozate regional, în condițiile faciesului amfibolitic și putem spune că ele se asemănă din acest punct de vedere cu șisturile de la Mașca (3), și cu cele din Munții Sebeș (6). În oarecare măsură ele au suferit și un metamorfism hidrotermal, astfel că prezintă unele minerale asemănătoare cu cele din zăcămintele tipice de contact din Suedia (12).

Forma de zăcămînt a rocilor manganifere, concordantă șisturilor cristaline din regiune, lasă neîndoelnic ideia că ele s-au depus în condiții de sedimentare marină, sub formă de roci silicioase cu oxizi de mangan (jaspuri), carbonați, oxizi de mangan, oxizi de mangan și fier, uneori sedimente mai sărăce în oxizi și au fost apoi metamorfozate. Ele sînt deci singenetică și de aceeași vîrstă cu restul șisturilor cristaline din regiune.

Marea cantitate de ioni de Mn și Fe — ca și celelalte elemente chimice — din care au rezultat aceste depozite, o punem pe seama unor roci eruptive bazice, sincrone, care erupeau și se alterau pe fundul vechiului geosinclinal, ele reprezentînd un magmatism inițial. Aceasta este o ideie expusă de noi încă din anul 1955 (op. cit.). În urma metamorfismului regional, din rocile bazice a rezultat o mare masă de amfibolite, situată în apropierea zăcămintelor.

Trebuie să menționăm că astfel de exemple sînt destul de cunoscute în literatură (4, 14), atât în cazul zăcămintelor de mangan metamorfozate, cât și în cazul celor nemetamorfozate, triasice sau jurasicice, care se asociază cu jaspuri și eruptiuni bazice. Astfel, destul de recent, M. SAVUL și V. IANOVICI (9), bazați pe chimismul rocilor cu mangan, asociate seriei de șisturi cristaline epizonale din Carpații orientali de nord, au demonstrat că acestea s-au depus sincron cu unele eruptiuni bazice, actualmente metamorfozate.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București, 1940.
2. DENA D. J., DENA S. D. Sistema mineraloghii. I, 2-i pol. Moscova 1951 (trad. din l. engleză).
3. KOSSMAT FR. u. JOHN C. V. Das Manganerzlager von Macschamezö. Wien, 1905.

EXPLICAȚIA PLANȘEI

EXPLICĂȚIA PLANȘEI

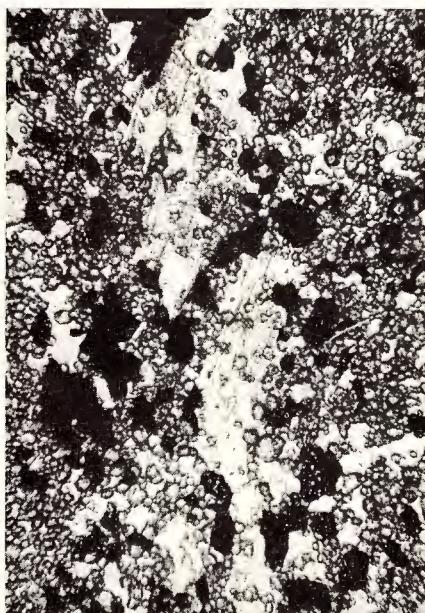
- Fig. 1. — Cuarțit spessartinic cu porfiroblaste de magnetit. Tilva Bobului. Mărime 1:1.
- Fig. 2. — Spessartinit cu dannemorit, cuarț și magnetit. Măgura Mică. Nic. II. $\times 75$.
- Fig. 3. — Șist cu piedmontit (cenușiu închis), ferrimuscovit (cenușiu deschis), biotit (cenușiu) și magnetit (granule negre). La capătul de jos al cristalului de piedmontit se observă un granul de granat. Valea Fierului. Nic. II. $\times 75$.

ASh-1a

H. Savu. Zăcăminte de mangan din reg. Delinești.



1



2



3

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale ředinelor, vol. XLVI.

4. PAPIU V. Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. șt. Acad. R.P.R.* V, 1. București, 1953.
5. PAPP V. K. Die Eisenerzu. Kohlenvorräte des Ung. Reichen. Budapest, 1919.
6. PAVELEVSCU L. Considerațiuni mineralogice asupra unor șisturi cu silicati de mangan și fier din Munții Sebeșului. *Com. Acad. R.P.R.* V, 2. București, 1955.
7. Roșca L. Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din regiunea Munților Semenic de nord. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII. București, 1954.
8. SAVUL M. Les gisements de minerais de manganèse de la région Șarul Dornei—Cîmpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* XII. București, 1927.
9. SAVUL M. și IANOVICI V. Chimismul și origina rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței. *Bul. Acad. R.P.R., seria Geol.-Geogr.* II, 1. București, 1957.
10. SAVUL M. și IANOVICI V. Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R. *Studii și Cercetări de Geologie.* III, 1—2. București, 1958.
11. SAUCOV A. A. Geochimie. București, 1954 (traducere din l. rusă).
12. SCHNEIDERHÖHN H. Erzlagerstätten. III Aufl. Jena 1955.
13. SCHROECKENSTEIN F. Die geologischen Verhältnisse des Banater Montandistriktes. *A. mag. földt tars. munk.* Budapest, 1870.
14. ȘATSCHI N. S. Formațiunile manganifere și metalogenia manganului. *An. Rom.-Sov. Seria Geol.-Geogr.* 1. București, 1955.
15. WINCHELL A. M., WINCHELL H. — Elements of optical mineralogy. New York 1951.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТИ ДЕЛИНЕШТЬ (В ГОРАХ СЕМЕНИК)

Х. САВУ

(Краткое содержание)

В этой работе автор исследует минералогию и петрографию марганцевых месторождений, расположенных в северной части Гор Семеник, между местностями Ружь-Охабица-Делинешть и Тырнова. Он выделяет марганцевые породы по их количественному составу и описывает, содержащие марганец и железо, минералы, образовавшиеся под влиянием регионального, гидротермального или kontaktового метаморфизма и в зоне окисления месторождений.

Главными породами, входящими в состав марганцевых месторождений являются: спессартитовые кварциты, спессартиты, углекислый марганец, родонититы, марганцевые сланцы с магнетитом, ферримусковитовые и пьедмонтитовые сланцы, сланцы содержащие гидротермальные минералы и окись железа и марганца.

В состав этих пород входят различные минералы, содержащие: марганец, железо, кальций и магний, из этих минералов автор описывает самые главные

т.е. магнетит, спессартин, родокрозит, родонит, пироксмангит, даннеморит, шефферит, пьедмонтит, ферримусковит, пистацит, зеленый эпидот и ортит. Упомянуто несколько минералов, выявленных случайно как плагиоклаз, сидерит, рутил, циркон, биотит, окись марганца и железа — зон окисления и т. д.

Даны также результаты спектральных анализов нескольких пород, входящих в состав месторождений, из которых следует, что кроме главных элементов как: Si, Mn, Ca, Fe, выявлены, также в небольшом количестве и Ba, Sr, Ti и Cu.

Что касается происхождения этих месторождений, автор допускает, что они отложились в виде осадочных пород вблизи основных изверженных пород; впоследствии, все образования — окиси марганца и железа, углекислые марганец и железо, основные изверженные породы и разные осадочные отложения были подвержены метаморфизму в условиях амфиболитовой фации.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES GISEMENTS DE MANGANESE DE LA RÉGION DE DELINEŞTI (MONTS SEMENIC)

PAR

H. SAVU

(Résumé)

L'auteur considère certains aspects minéralogiques et pétrographiques des gisements manganésifères métamorphisés, situés dans la partie septentrionale des Monts Semenic, à savoir entre les localités Rugi—Ohabița—Delinești et Tîrnova. Les roches manganésifères sont séparées selon leur composition quantitative et sont décrits nombreux minéraux de manganèse et de fer, formés sous l'influence du métamorphisme régional hydrothermal ou de contact, ainsi que dans la zone d'oxydation des gisements.

Les principales roches des gisements de manganèse sont : les quartzites spessartinitiques, les spessartinites, les carbonates de manganèse, les rhodonites, les schistes manganésifères à magnétite, les schistes à ferrimuscovite et piedmontite, les schistes à minéraux hydrothermaux et les oxydes de fer et de manganèse.

La composition de ces roches renferme différents minéraux de manganèse, fer, calcium et magnésium, dont les plus importants sont les suivants : magnétite,

spessartine, rhodocrosite, rhodonite, pyroxmangite, dannémorite, schefférite, piedmontite, ferrimuscovite, pistazite, épidoze vert et orthite. Sont mentionnés également quelques minéraux sporadiques, tels: le plagioclase, la sidérose, le rutile, le zircon, la biotite, les oxydes de manganèse et de fer dans la zone d'oxydation etc.

L'auteur présente également les analyses spectrales de quelques roches constituant les gisements; il en résulte qu'à part les éléments principaux tels: Si, Mn, Ca et Fe, apparaissent encore en quantités réduites, Ba, Sr, Ti et Cu.

Au sujet de l'origine de ces gisements, l'auteur considère qu'ils se sont déposés sous forme de roches sédimentaires dans le voisinage de quelques éruptions basiques; ultérieurement, toutes les formations — oxydes ou carbonates de manganèse et de fer, roches éruptives basiques et d'autres dépôts sédimentaires — ont été métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolitique.

GEOLOGIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN REGIUNEA
ROŞIA MONTANĂ (MUNȚII METALIFERI)¹⁾

DE

REMUS ȘTEFAN și STANCIU COSMA

Regiunea cercetată de noi se caracterizează printr-un relief bine diferențiat, brăzdat de văi adânci, cu culmi și mameloane de înălțimi apreciabile. Văile principale care drenă regiunea sunt: V. Roșia, V. Abruzelului, V. Sasa, V. Mușca, etc. Vîrfurile cele mai înalte sunt: Curmătura, Poieni, Rotunda și Ghergheleu.

În cuprinsul acestei zone apar forme de relief specifice regiunilor vulcanice, ca de exemplu forme de conuri date de nek-uri, precum și aspecte de platouri la nivelul culmilor, datorită revârsărilor de lave andezitice.

În Munții Metaliferi, au fost efectuate cercetări în scopuri mai ales miniere, dat fiind marele interes ce l-au prezentat în toate timpurile zăcămintele de aur și argint ale acestor munți.

Lucrările cele mai vechi în care se pot găsi indicații interesante de ordin geologic se datorează cercetătorilor GRIM, B. V. COTTA (1), POSEPNY, G. T. TSCHERMAK, DOELTER, PRIMICS, M. PALFY, I. SZABO. Lucrări mai recente, abordează mineralogia zăcămintelor aurifere de la Roșia Montană, cum este cazul « Studiul calco-grafic » efectuat de N. PETRULIAN, sau latura geologică minieră cum este cazul lucrării de ansamblu a lui T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU. Cea mai recentă publicație ce ia în discuție geologia zonei cercetată de noi aparține lui M. ILIE (6); în ea se găsesc și interpretări privitoare la raporturile de vîrstă între riolite și formațiunile mediteraniene.

I. Geologia regiunii

Aparițiile de roci eruptive din împrejurimile localității Roșia Montană se încadrează în zona de eruptions terțiare ce se întinde de la Baia de Arieș pînă la Bucium (Izbita, Frasini, Conțu, Corabia). Zona aceasta se individualizează în partea cea

¹⁾ Comunicare în ședința din 20 februarie 1959.

mai nordică a Munților Metaliferi și prezintă unele caractere geologice structurale deosebite de ale celorlalte erupțiuni din acești munți.

A) Descrierea rocilor sedimentare. 1. Cretacicul este reprezentat prin șisturi de culoare închisă, negrioasă sau vineție, grezoase și argiloase, gresii și conglomerate cenușii sau gălbui, marne și calcare. Șisturile grezoase negrioase reprezintă probabil Barremianul în faciesul stratelor de Căbești (6). Rocile atribuite cu probabilitate Aptianului sunt reprezentate prin marne, șisturi satinate și calcare de culoare cenușie închisă, străbătute de diaclaze umplute cu calcit. Cenomanianul este reprezentat prin gresii cu hieroglife și gresii calcaroase (strate de Bozes); un punct în care apar conglomerate cenomaniene este situat la SE de Vf. Piciorului, în general aceste depozite având o mică dezvoltare. Cea mai mare dezvoltare în această zonă o au sedimentele ce aparțin Senonianului, acestea fiind reprezentate prin gresii și șisturi grezoase micacee, cenușii sau gălbui, conglomerate, marne și șisturi marnoase. Observațiile noastre asupra formațiunilor cretacice au fost limitate la zona de contact cu rocile eruptive.

2. Depozitele sedimentare și pirolastice mediteraniene ale bazinului Roșia sunt reprezentate printr-o serie detritică, psefitică-psamitică-aleuritică, în amestec intim cu material dacitic ce se încadrează ca granulație la aceeași compoziție ai seriei sedimentare.

În nomenclatura rocilor am folosit termenii ce se acordă în general rocilor sedimentare, cu adăugirea atributului care menționează prezența materialului piroclastic (conglomerate tufitice, gresii tufitice etc.). Aceasta ca urmare a faptului că am luat în considerare predominanța cantitativă aproape permanentă a materialului detritic asupra materialului piroclastic. Stratificația acestor roci este în general puțin evidentă.

Seria de roci sedimentare cu elemente remaniate din dacite, constituente ale acestui bazin, sunt în general de culoare cenușie-albicioasă sau gălbui (limonitică prin alterare), pătată cu alb din cauza materialului piroclastic.

a) Conglomeratele grezoase tufitice sunt roci de culoare cenușie sau gălbui, pătate cu alb din motivul arătat mai sus. Megascopic, se pot recunoaște fragmente în diferite grade de rulare, de gresii cretacice și elemente bine rulate de cuarț și foarte rar de șisturi cristaline probabil provenite din conglomeratele cretacice, precum și elemente de șisturi grezoase micacee fine, iar la nivelele superioare (zona dintre Cîrnicel și Cetate) se găsesc și fragmente rulate și semirulate de șisturi argilo-grezoase. Acest material grosier este prins într-un ciment grezos; în unele cazuri materialul psamitic predomină și ne aflăm în prezența unor gresii conglomeratice sau a unor microconglomerate grezoase. Cantitatea de material piroclastic variază de la câteva procente pînă la 25–30% și numai rareori crește pînă la cca 50%, cînd prezintă aspectul de brecie.

b) Gresiile tufitice, sănt de culoare cenușie sau gălbuie, iar în masa lor se observă cu ochiul liber puțin muscovit sau sericit. Sub microscop se recunosc îndeosebi elemente de cuarț rulat și material dacitic, coincizînd sau nu cu creșterea granulației materialului de aport terigen. Adesea aceste roci sănt afectate de silicifieri și caolinizări, devenind mai compacte și mai dure; aceste fenomene se observă îndeosebi în zonele de mineralizare, în apropierea zonelor de brecifiere sau, în sfîrșit, în zonele de contact ale riolitului.

Fragmentele de dacite sănt piritizate, ca de altfel întreaga masă a acestor roci. Pirlita apare ca granule fine disseminate uniform în masa rocei. Aceste dacite se caracterizează prin fenocristale mici de cuart, de feldspat, fapt care le distinge net de riolite, ale căror fenocristale sănt deosebit de mari.

3. Depozitele postmediteraniene sănt reprezentate prin gresii cenușii foarte slab cimentate, marne și argile. Megascopic, în masa gresiilor, se pot recunoaște fragmente de cuarț cu granulație uniformă, legate foarte slab printr-un ciment argilos albicios. Marnele și argilele sănt în general nestratificate. Ca facies, aceste roci sănt asemănătoare corespondenților lor litologici din formațiunea panoniană.

B) Descrierea rocilor eruptive. 1. Dacitele de prima venire sănt roci foarte alterate (sericitizate și caolinizate) din această cauză au fost confundate multă vreme cu riolitele, hidrotermalizate profund și ele, din această regiune. La suprafață aceste roci apar la S de Cetate spre Corna; iar în subteran în regiunea estică a Cîrnicului. Aceste dacite au fost, fără îndoială, mult mai răspîndite, însă aparatele lor vulcanice au fost distruse – prin venirea riolitelor – și proiectate ca material piroclastic în bazinul mediteranian în curs de sedimentare. Descrierea cea mai bună a fost posibilă pe cîteva fragmente mai proaspete colectate din conglomeratele tufitice din apropiere de satul Corna. Macroscopic, sănt roci de culoare cenușie, pestrițe, în care se pot recunoaște foarte bine fenocristalele de plagioclaz, hornblendă și cuarț. Sub microscop se recunoasc aceste minerale prinse într-o pastă microlitică și probabil sticlă.

Plagioclazul, idiomorf, maclat albitic complex, este oligoclaz acid. Hornblenda, idiomorfă, este o varietate verde, cu diametrul de 0,75–1 mm. Cuarțul de dimensiuni 3–2 mm, este component permanent al rocii, nedepășind 8–10% din masa fenocristalelor.

2. Riolitele sănt roci de culoare albă sau cenușie deschisă, datorită sericitizării și caolinizării generale la care au fost supuse. Megascopic se pot recunoaște fenocristale de cuarț bipiramidal, adesea concrescute sau cu corozioni, cu muchiile rotunjite. Fenocristale de sanidin sericitizat sau caolinizat (proaspăt, apar numai în riolitele silicificate sau breciile silicificate), bine dezvoltate și maclate, biotit, sericit argintiu ușor verzui și mai rar, clorit.

Aspectele megascopice ale riolitului variază după procesele secundare pe care le-a suferit. Astfel, în cazul silicifierilor capătă o culoare cenușie, sănt foarte dure,

iar fisurile și gulerile din masa lor, prezintă depuneri de cuarț hidrotermal ca mici geode. Sub microscop, riolitul prezintă o masă criptocristalină, dar mai ales vitroasă, sericitată, caolinizată sau silicifiată, în care se găsesc diseminate cristale de cuarț bipiramidal (2–20 mm Ø), adesea corodate de sanidin (0,5–2 mm Ø transversal), plagioclazi caolinizați (extrem de rar) și biotit sericitizat sau cloritizat. Fenocristalele de feldspat larg dezvoltate, maclate (Karlsbad și mai rar Manebach), sunt intens sericitizate și caolinizate. Cristalele cele mai proaspete, slab sericitizate, par să fie optic pozitive cu 2 V mare și conțin numeroase incluziuni de sericit. Fenocristalele mai mici, de obicei de sanidin, se prezintă mai proaspete și cu birefringență ceva mai scăzută, 2 V mic și negativ.

Pseudomorfozele de sericit sunt o trăsătură generală a riolitelor. Sericitul rezultat este ușor verzui și pleocroic.

În cazul silicifierilor, sub microscop, pasta sticloasă este substituită de o masă criptocristalină cuarțitică, iar cînd roca este puternic caolinizată, aceasta este transformată într-o masă opacică argiloasă din care se mai disting doar conturele fenocristalelor de feldspat și cuarț, precum și sericitul ce pseudomorfozează biotitul.

3. Rocile cele mai interesante și de importanță deosebită — geologică și economică — sunt breciile.

După observații îndelungate am separat următoarele trei tipuri de brecii:

a) Breciile riolitice sunt reprezentate prin riolite brecificate cimentate cu «chingă» (silice) cu mineralizații de sulfuri (blendă, galenă, pirită, rodonit, rodocrodit, calcit) sau cu ciment cuarțos hidrotermal; în acest din urmă caz, brecificarea are mai ales aspectul unei fisurații complexe reticulare. Aceasta rezultă prin brecificarea riolitului și are ca masă constituentă elemente de riolit la care se adaugă cimentul de apport hidrotermal.

b) Brecia mixtă de contact (breciile de tip Cetate) este constituită atât din material riolitic cât și din roci sedimentare piroclastice mediteraniene, uneori conținînd fragmente rotunjite de cristalin. Cimentul acestor roci este îndeosebi silicios și se situează pe zona de contact a corpurilor riolitice înrădăcinate sau străbat marginile râsfrînte ale acestor corperi. De remarcat este faptul că în aceste brecii se găsesc mineralizații aurifere cunoscute de pe vremea romanilor (Cetate, Cîrnic) și pe alocuri sunt impregnate sau cimentate cu sulfuri ca: galenă, blendă, calcopirită și pirită, cu ganga de cuarț, calcit sau mangano-calcit.

c) Brecia neagră este constituită din fragmente sau chiar blocuri (care ating pînă la 1–1,5 cm Ø) de riolite sau fragmente centimetrice, adesea rotunjite (pînă la formele perfect sferice), de gresii cretacice sau gnaisse mineralizate. Adesea, în masa acestora se găsesc prinse fragmente de pirită masivă (aggregate granulare) de dimensiuni pînă la 2–3 cm Ø. Structura și textura masei fundamentale a breciei sunt ale unei argile negre, alteori ale unui material argilos, grezos, haotic. Brecia neagră este mineralizată într-o fază posterioară formării ei, fragmentele

mineralizate fiind antrenate în masa acesteia ca rezultat al brecifierii unor roci mineralizate preexistente; ea reprezintă ultima manifestare explozivă.

4. Dacitele de Brazi sunt roci de culoare cenușie închisă, cu o ușoară tentă verzuie, mai ales datorită pastei. Megascopic se pot observa fenocristalele de feldspat, adeseori ușor sericitizate, mai rar caolinizate, bine dezvoltate (plnă la 1 cm Ø), hornblendă opacitizată (cristale mai reduse ca dimensiuni), biotit bine dezvoltat, diomorf, precum și cuarț ce atinge pînă la 1 cm Ø. Sub microscop se mai observă minerale accesori, ca apatit, zircon, precum și minerale secundare, calcit și clorit.

Se remarcă o alterație mai slabă a dacitelor de Brazi în raport cu acea a riolitelor, probabil fiindcă sunt mai noi ca vîrstă.

5. Riolitele silicificate de Vf. Poienii sunt roci de culoare albă mată, alteori gălbuie (prin alterație), uneori cu textură brecioasă și vacuolară, datorită îndepărțării sulfurilor (în general pirita și mai rar calcopirita). Pereții vacuoletelor rezultate prin alterația sulfurilor sunt deseori căptușiți cu limonit. La o observare atentă se pot distinge chiar megascopic benzi reticulare de culoare cenușie, care sub microscop se dovedesc a fi silicifieri dispuse după un sistem reticular. În unele iviri, în spărtură proaspătă, se pot observa conture ce trădează habitusuri prismatice a năoane feldspațiilor, masa acestora fiind de culoare albă mată. Sub microscop masa rociei se dovedește a fi constituită din cuarț asociat cu un mineral care pare a apartine grupei marialit-meionit, deci grupei scapolitelor, probabil un tip mai aproape de marialit. Acest mineral cu habitus prismatic prezintă alungire negativă, indice de refracție mai ridicat decît al cuarțului și birefringență ceva mai ridicată decît a acestuia. Plagioclazul albitic apare sporadic.

Un mineral important din punct de vedere cantitativ este cuarțul, care cimentează întreaga masă a rocii și o împînzește cu un sistem reticular în asociere cu mineralul scapolitic. După descriere s-ar părea că roca inițială a fost un piroclastit andezitic sau o brecie a unui aparat vulcanic.

6. Andezitele de Barza sunt roci de culoare cenușie, cu o tentă aparentă verzuie, dată de hornblenda cloritizată. Aceste roci prezintă în general un facies uniform în toate corpurile pe care le constituie. Sub microscop se recunosc plagioclazi maclați polisintetic și complex, de compoziție de la andezit bazic pînă la labrador acid. Hornblenda se poate recunoaște doar ca relicte în masa unor pseudomorfoze de clorit (penin) sau un clorit ferifer brun roșcat cu birefringență mai ridicată decît cea obișnuită a cloritului, dispus în fascicole cu orientare radiară față de planele de clivaj. Sporadic apare cuarțul cu aspect angular, uneori corodat. Pasta este microlitică holocrystalină, constituită din plagioclazi și puțină hornblendă de asemenea cloritizată.

7. Andezitele de Virș au fost considerate de către T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU ca fiind andezite de Rotunda. Roca prezintă culoare cenușie

închisă, dată în special de pastă. Se pot recunoaște megascopic fenocristale de plagioclaz și hornblendă, proaspete.

Plagioclazul depășește uneori 1 cm Ø transversal, iar hornblendă prezintă diametrul transversal de maximum 1,5 mm.

Sub microscop se pot recunoaște cu ușurință elementele care deosebesc aceste andezite de cele de Rotunda, respectiv mineralul melanocrat este hornblendă, iar plagioclazul, un andezit cu 45% An, spre deosebire de andezitele de Rotunda, care după cum se va vedea, conțin un plagioclaz mai bazic și piroxeni. Pasta acestor roci este microlitică pînă la criptocristalină. Feldspatul apare uneori calcitizat, alteori prezintă incluziuni de zoizit, iar hornblendă este cloritizată.

8. Aglomeratele și tufurile andezitelor de Rotunda. În toate cazurile, piroclastitele generate de erupțiile explozive a andezitelor de Rotunda se prezintă ca amestec de material fin tufaceu ca lapili și blocuri, care, mai rar, ating diametre de aproape 1 m (la Brădășelul). În deschiderile la zi, tufurile cu oarecare cantități de lapili stratificate alternează cu aglomerate cu ciment tufitic.

9. Am încadrat în andezitele de Rotunda pe lîngă faciesul propriu zis al andezitului de Rotunda și două subfaciesuri care prezintă caractere petrografice foarte apropriate, reprezentate prin subfaciesurile de Piatra Înaltă și subfaciesurile de Murgău.

Andezitul tipic de Rotunda este o rocă de culoare cenușie în stare proaspătă, dar pe teren mai ales de culoare violacee-vișinie din cauza alterației, cu aspect poros și adesea în curgeri; prezintă texturi brecioase. Megascopic se poate recunoaște hornblendă (opacitizată) cu habitus prismatic alungit și plagioclazi slab afectați de alterații. Sub microscop pot fi determinate fenocristale de plagioclazi (labrador cu 62% An), hornblendă bazaltică de culoare brună cu unghiul $c: N_g = 10^\circ$, $N_g - N_p = 0,40$, augit cu unghiul $c: N_g = 41^\circ$ și birefrigență 0,024, mai redus ca dimensiuni decît hornblendă; în varietățile brecioase, în locul augitului apare un clinopiroxen cu miez de pigeonit, ce trece marginal la un augit.

Pigeonitul este determinat prin următoarele constante optice: $+2V\ 15-18^\circ$; $c: N_g = 32-44^\circ$; $N_g - N_p = 0,10$, culoarea în lumina naturală gălbuiie. Temperatura de formare este de 1140° . Augitul prezintă $+2V$ mare, $N_g - N_p = 0,035$, $c: N_g = 40-41^\circ$.

Pasta rocii este microlitică, cu un conținut apreciabil de sticlă. Pasta andezitului masiv este cu textură masivă, pe cînd a andezitelor brecioase din curgeri se caracterizează prin prezența a numeroase cristale angulare provenite din spar gerea fenocristalelor prin explozie.

Caracterul brecios al acestor roci (curgeri) este dat de numeroase fragmente de andezit de $3-15$ cm Ø, prinse într-o masă de structură mai fină și care la prima vedere pare a fi un ciment tufaceu.

a) Subfaciesul de Piatra Înaltă se deosebește prin prezența hiperstenului, ca cel de-al doilea component melanocrat. Roca este în genere de culoare mai închisă și mai compactă.

b) Subfaciesul de Murgău se aseamănă mai mult cu faciesul andezitului de Rotunda propriu zis, dar cel de-al doilea component melanocrat este biotitul. În cazul acestui subfacies, textura brecioasă este prezentă ca și în cazul andezitului de Rotunda propriu zis, spre deosebire de subfaciesul de Piatră Înaltă, unde aceasta este absentă.

C) **Răspândirea formațiunilor.** *Roci sedimentare.* a) Formațiunile cretacice apar împrejmuită aria insulară a rocilor eruptive, dovedindu-se astfel că fundamentul peste care se aştern produsele activității vulcanice terțiare.

b) *Mediteranian.* Formațiunile sedimentare (mixte) cele mai vechi, postcretacice, reprezentate prin complexul de roci mixte detritice și piroclastice ale bazinului Roșia Montană, aparțin probabil Mediteranianului al doilea. Vîrstă formațiunilor din acest bazin este greu de stabilit din cauza stării de izolare în raport cu celelalte bazine miocene și prin lipsa formelor fosile. Unicul element paleontologic este reprezentat de un fragment de *Conus* găsit de W. ZSIGMONDY la Roșia.

c) *Roci post-mediterraniene (Pontian?).* Pe zona cuprinsă între colțul de NE și linia Mediteranianului dela Roșia Montană se află roci marnoase și argiloase cenușii-vineții sau albicioase, de obicei moi și nestratificate, întinse ca o fâșie îngustă paralelă cu șoseaua comunala.

În subteran, la nivelul orizontului principal («23 August») pe transversala est, în apropiere de grupul Belhazi, în tavanul galeriei, apar gresii friabile cenușii, a căror limită cu rocile tuftice ale Mediteranianului este netă. După cum am văzut în descrierea anteroară, aceste roci sunt lipsite de material piroclastic. Absența materialului grosier în aceste roci reclamă un regim de sedimentare lacustră liniștită, într-un relief puțin diferențiat. T. P. GHÎȚULESCU și M. SOCOLESCU au atribuit, prin analogie, acestor roci, vîrstă pontiană. M. ILIE exclude posibilitatea prezenței Pontianului în zona bazinului de la Roșia Montană. Prin analogie, considerăm aceste depozite de vîrstă pontiană.

Răspândirea rocilor eruptive și piroclastice. 1. Riolitele din regiunea Roșia Montană sunt situate în aria de răspândire a rocilor mediteraniene; nu se cunosc corperi riolitice în afara acestui contur.

Corpurile principale care se înrădăcinează constituie masa principală a dealurilor Cîrnic și Cetate, fiecare din acestea fiind reprezentate prin corperi unitare, unul aparținând Cîrnicului și altul Cetății. Riolitul din Cîrnic reprezintă la suprafață un contur mai mult sau mai puțin izometric, pe cînd corpul din Cetate are o formă alungită. Corpul riolitic din Cîrnic se înrădăcinează normal, dar spre partea

superioară se lărgește, iar limitele sale sunt complicate de procese de brecifiere ulterioare. Astfel, după cum reiese din harta geologică a perimetrului minier, noi considerăm că riolitul ce apare la Cîrnicel și pe versantul nordic al Cîrnicului, reprezintă relicte ale unei revârsări mici ale riolitului din Cîrnic.

Două iviri situate la W de Cetate: una în V. Gărui, iar alta în D. Carpeni, sunt neîndoilenic curgeri ale riolitului din Cetate.

În partea de N și NE a Cîrnicului, apar de asemenea două iviri ale riolitului, cu aspect evident de curgere (ivirea pe care este înălțată biserică romano-catolică și cea din partea estică a localității Roșia Montană, la limita andezitelor de Rotunda, pe versantul stâng al văii Roșia).

În sfîrșit, ivirea de la Văidoaia-Igre, se pare că reprezintă un mic neck. Aceasta rezultă și din faptul că este însoțit de mineralizări și silicificări. După indicațiile unui miner vechi, galeria Gîrjobu a trecut prin această zonă și a interceptat acest corp riolitic, care are un diametru de 40–60 m.

2. În regiunea Roșia Montană există următoarele brecii: a) Breciile riolitice apar în zonele de contact pe marginea coșurilor riolitice din Cîrnic și Cetate. Aceste brecii sunt vizibile atât la suprafață cât și în subteran.

În cuprinsul corpului riolitic din D. Cîrnic, aceste brecii sunt vizibile și mai spre interiorul corpului; mai puțin frecventă este această brecifiere în corpul riolitic de la Cetate, deși aici am urmărit unul din cazurile cele mai tipice. Astfel, în zona galeriei Iuliana, se află o brecie riolitică ce se poate urmări la suprafață, în galeria Iuliana și chiar la orizontul principal.

b) Breciile mixte de contact de tip Cetate, care afectează rocile mediteraniene, precum și riolitele, sunt situate pe două zone. Astfel, în lungul contactului sudic al riolitului de Cetate, care se continuă cu direcția ENE pe marginea de NW și în partea de N a riolitului din Cîrnic. Iviri tipice la zi ale acestor roci se află în Vf. Cetății și în Vf. Rîpa Albă.

A doua zonă de brecii de acest tip este situată pe contactul sudic al riolitului din Cîrnic, despărțind o fâșie de riolit ce reprezintă răsfrîngerea sau revârsarea acestuia spre S.

Brecia este rezultatul unor explozii puternice, posterioare punerii în loc a riolitelor. Aceste explozii puternice au tins să se dezvolte spre suprafață, respectiv să se lărgească, fapt care reiese din profilele geologice anexe; acest lucru este evident în special pe contactul sudic al riolitului de Cetate. De altfel, înclinarea acestuia către S este explicată întocmai de o astfel de lărgire a exploziilor spre zona superioară cu știrbirea unei părți din riolit.

Activitatea explozivă a fost urmată de puternice circulații ale soluțiilor hidrotermale, care au silicificat și mineralizat zonele brecificate și fisurate.

c) Brecia neagră reprezintă un caz particular al structurii zonei Eruptivului riolitic de la Roșia Montană. Această brecie apare la suprafață, bine vizibil, numai

în două puncte, și anume în V. Rîpa Albă, pe contactul estic al riolitului din Cetate, și pe versantul sudic al Cîrnicului.

În orizontul + 60 Căntăliște, în zona filoanelor albe, apar filoane veritabile de brecie neagră, străbătînd dacitele vechi și riolitele, fragmentînd filonul nr. 2 Alb și pătrunzînd pe crăpăturile cele mai fine conexe la fractura principală.

Din analiza raporturilor de străpungere, constatăm că brecia neagră reprezintă episodul exploziv cel mai tardiv. Natura litologică a materialului constituent argilos sau argilo-grezos ne îndeamnă să căutăm originea acestui material în șisturile argiloase negre ale Barremianului din fundamental cretacic. Prezența elementelor de Cristalin și gresii cretacice, ambele mineralizate, constituie dovezi că aceste explozii sînt de origine profundă și că au survenit după punerea în loc a mineralizațiilor. De altfel, faptul că (cu excepția unor vinișoare infime și cu totul sporadice), brecia neagră nu este mineralizată, reprezintă dovada că aceste explozii nu au fost urmate de noi ascensiuni de soluții mineralizante.

3. Dacitele de Brazi apar într-o singură ivire, în cotul pe care îl face drumul după ieșirea din Roșia Montană spre Poiana. O apariție interesantă o constituie dacitul cu hornblendă și biotit la orizontul +60 Căntăliște, unde este destul de evident că străbate și brecifiază riolitul.

4. Rocile silicificate de Vf. Poieni sînt bine dezvoltate în Vf. Poieni și împrejurimi, în special spre N, fiind oarecum încadrate de cele două corpuri principale ale andezitului de Barza, în partea de N și E, și de Culmea Vîrși-Curmătura-Piatra Înalță la SE și S.

Faptul că nivelul la care se află andezitele de Barza este inferior acestor roci, precum și faptul că aceste corpuri (andezitele de Barza) au fost în modul cel mai probabil niște subvulcani, găsim că sursa materialului piroclastic trebuie căutată în altă parte, eventual într-un crater situat pe zona Vf. Poieni și care a fost distrus de o puternică activitate explozivă. De altfel, este surprinzător faptul că aceste roci mai apar și pe platoul de culme dintre D. Sulei și Curmătura, sub formă de blocuri răzlețe.

În ce privește silicifierea și scapolitizarea acestor roci, ne face să presupunem că soluții apte de asemenea transformări nu pot fi puse pe seama corpuri principale, excentrice, ale andezitelor de Barza. Este mai de grabă de presupus că zona de silicifiere a fost alimentată cu soluții fierbinți silicioase cu un conținut relativ de sulfuri din corpuri subvulcanice din adîncime.

5. Andezitele de Barza sînt situate în partea de ENE a regiunii. Pe versanții dintre Mușca și Geamăna a culmii principale Vîrși-Curmătura-Vf. Poieni (cota 1269 m.) aceste corpuri au fost bine conturate în cea mai mare parte de către T. P. GHÎTUȚULESCU și M. SOCOLESCU; o ivire nouă pe hartă a acestui andezit am conturat-o în una din ramificațiile superioare ale affluentului drept al Văii Furului, care își are originea între Curmătura și Vf. Poieni (cota 1269 m). De asemenea, aceste roci se văd în zona Piatra Înalță.

Urmărind deaproape conturul acestor corperi, am ajuns la concluzia că ele reprezintă în întregime corperi care se înrădăcinează, poate chiar subvulcanic. În sprijinul acestei interpretări, putem cita faptul că andezitul din ivirea de la originea văii Furului (NE de Curmătura) este în bună parte acoperit de rocile piroclastice silicificate de D. Poieni, precum și faptul că urmărindu-se limitele andezitului la suprafață și în galeria I.S.E.M., se constată o lărgire a acestui corp în partea sa inferioară. Pe de altă parte, într-o vale (afluent al V. Sasa), ce străbate contactul estic al corpului andezitic de Barza, situat în apropiere de Geamăna (corpul cel mai estic), se poate vedea la baza versanților văii și pe firul văii, că contactul între gresiile cretacice situate la E și andezitele situate la W înclină către E, fapt care dovedește că acest corp se lărgeste în jos și ca atare este probabil că s-a consolidat sub o cuvertură de Cretacic. În sfîrșit, structura holocrystalin-porfirică dovedește condiții de consolidare subvulcanice.

7. Andezitele de Rotunda, aglomeratele și tufurile acestora. Erupțiunea andezitelor de Rotunda au început prin explozii puternice, care au generat lapili și cenușe ce se mai păstrează pe suprafețe întinse în jurul centrelor de erupție, sub formă de aglomerate și tufuri ce repauzează direct pe paleorelieful sculptat în formațiunile cretacice.

Revărsările andezitului de Rotunda se aştern peste aceste pirolastite, cele din urmă apărând totdeauna în iviri de sub pînzele de andezite.

Tipul propriu al andezitului de Rotunda apare în coșul vulcanic puternic erodat din D. Rotunda, precum și ca revărsări care se întind spre N și W. ocupînd pozițiile cele mai înalte ale culmilor de la Vîrșii Mari, Ghimpele, Brădășel, etc. De asemenea, spre S și SW se revârsă peste formațiunile mediteraniene cu excepția zonei de la marginea de E a comunei Roșia Montană, unde pe toată zona menționată se întind doar cu mici intreruperi pirolastitele andezitului de Rotunda. În D. Curmătura se află de asemenea un corp în formă de neck, iar alte două mici se află la SSE de acestea și la NW de satul Poiana. Împrejurimile satului Poiana sunt constituite din andezite de Rotunda, într-un facies comun corpurilor din Curmătura și D. Rotunda.

Subfaciesul de Murgău, caracterizat prin prezența biotitului, se găsește în partea de E a satului Poiana (Muntar), avînd probabil centrul de erupție principal în D. Poieni.

Transformări hidrotermale. După cum s-a amintit, în zona studiată, sunt prezente ca fenomene hidrotermale: silicifierea, sericitizarea, caolinizarea și piritizarea.

Zonele de silicifiere, așa cum se văd și pe hartă, au preferință pentru partea de S a coruprilor riolitice din Cîrnic și Cetate. Piritizarea este prezenta în riolite și andezite. Caolinizarea afectează dacitele, riolitele și mai puțin andezitele.

Cloritizarea mineralelor melanocrate o considerăm imediat posterioară punerii în loc a coruprilor andezitice.

II. Considerații tectonice

Din punct de vedere tectonic (ne referim atât la formațiuni eruptive cât și sedimentare), regiunea se caracterizează prin prezența a două sisteme principale de fracturi și anume: fracturi orientate NS și fracturi orientate EW.

Aceste fracturi, subliniem, sunt de natură tectonică, afectând atât rocile eruptive, cât și pe cele sedimentare. Cu aceasta nu excludem existența unor fisuri de răcire prezente în masa riolitelor și andezitelor, ci din contra, se constată că acestea sunt frecvente.

Este probabilă existența a două falii ce au direcția N–S și E–W, după care zona denumită «Țarina» ar reprezenta compartimentul căzut, iar zona «Orlea» – compartimentul ridicat.

III. Mineralizații, zăcăminte și minerit

În regiunea cercetată de noi, se disting două zone mineralizate și anume: zona mineralizațiilor asociate cu riolitele și zona mineralizațiilor legate de erupțiile andezitice.

Prima zonă este situată în cuprinsul bazinului mediteranian al Roșiei Montane, iar ce de-a doua în colțul de NE al regiunii, în aria de dezvoltare a andezitelor de Barza, de care sunt legate probabil genetic.

După cum am mai spus, geneza zăcămîntului este pusă în legătură atât cu fracturile tectonice, cât și cu crăpăturile de răcire. Acestea au constituit căile de acces pentru soluțiile volatile mineralizatoare.

A) Mineralizații și zăcăminte asociate cu riolite. Lucrările de exploatare și cercetare, miniere, datând din epoca romanilor și poate mai vechi, precum și labirintul de galerii subterane și escavații la zi, sunt martorii neîndoienici ai existenței unor vaste zone mineralizate, ce cuprind aproape întreaga masă a formațiunilor mediteraniene ale bazinului Rosia.

Este încă puțin clar dacă mineralizațiile au avut loc într-un singur stadiu sau ne aflăm în prezență mai multor faze. Mineralizațiile auro-argentifere sunt, prin caracterul mineralologic, foarte uniforme, ceea ce ne face să presupunem că a existat o singură fază de mineralizare, care a generat aceste mineralizații. Punerea în loc a mineralizațiilor, este deschisă prin activitatea comună, explozivă și de fracturare, presupunând că formarea fracturilor și exploziilor au avut loc simultan și că primele au favorizat oarecum declanșarea următoarelor. Acest fapt este ilustrat de complexul volburos și filonian al zăcămintelor din zona Cetate și Cîrnic (de pe rama sudică), respectiv a riolitelor, care sunt strâns asociate cu mineralizația volburoasă din Vf. Cetății.

Conturul riolitului ce găzduiește mineralizațiile volburoase este modificat față de cel primar din cauza exploziilor (vezi contactul sudic al riolitelor din Cetate). Deci, acest fapt este un prim element, nou, structural, generat de activitatea explozivă, ce a dat naștere breciei riolitice și breciei de tip Cetate. Cît despre dezvoltarea mineralizațiilor volburoase, acestea nu au manifestat preferință pentru brecia riolitică sau cea de contact, deoarece volburile se află în localitate în ambele tipuri de roci.

O caracteristică morfologică structurală a breciei negre este dată de faptul că se lărgește spre partea inferioară, suprafața de contact a riolitului căpătind sinuositate care duc pînă la forme de scaun. Situații de acest fel au fost deja puse în evidență în subteran, în cîteva puncte, pe contactul sudic și sud-estic al riolitelor de Cetate și Cîrnic. De aici rezultă riscul, că săpînd lucrări de explorare verticală, de la anumite nivele, din apropierea contactului riolitului cu brecia neagră, să se între foarte curînd în aceasta din urmă.

Brecia neagră, după cum am arătat, nu este mineralizată, dar conține fragmente mineralizate; au fost găsite în trecut (după indicații ale minerilor vechi) fragmente și blocuri mineralizate, purtătoare de aur nativ, desigur rupte din masa zăcămintelor formate anterior. Aceste fragmente aflate la nivele mai joase, constituie indicative cu privire la prezența unor eventuale mineralizații.

Un ultim aspect care se mai desprinde în legătură cu breciefierile este acela al degradării unor mineralizații filoniene prin fisurare sau brecifiere, de unde rezultă o brecie riolitică necimentată. Putem cita un singur caz întîlnit la orizontul —60 Căntăliște, unde riolitul silicificat este brecifiat într-o brecie cu fragmente și blocuri de roci de zeci de centimetri diametru, de riolit mineralizat. În zona indicată, porțiuni mici (la mărimea blocurilor) au dat producție de aur, desigur neînsemnată.

B) Mineralizații asociate cu andezite de Barza. În zona de răspîndire a rocilor piroclastice de Vf. Poieni, respectiv în zona de răspîndire a andezitelor de Barza, se află unele iviri mineralizate. În general, rocile piroclastice silicificate de Vf. Poieni, sunt mineralizate pe toată întinderea lor cu pirită și calcopirită. Dovada acestor mineralizări se găsește la suprafață în aspectul vacuolar al rocii, dat fiind că aceste goluri provin prin alterare chimică și îndepărtarea produșilor de alterație solubilă. Prin studiul materialului de haldă, precum și prin cercetarea sumară a peretilor galeriei I.S.E.M.-Mușca, am observat că mineralizația piritoasă și calcopiritoasă apare ca umplutură în fisuri reticulare, ce afectează atît masa rocilor piroclastice silicificate, cît și masa andezitelor de Barza din această porțiune, precum și ca granule disseminate în masa acestora. Piritizări slabe însotite de caolinizări se mai întîlnesc în Vf. Poieni, precum și pe versantul sudic al Vîrfului Poieni, în ivirile de andezite.

IV. Concluzii

Din datele existente asupra regiunii Roșia Montană și expusă într-o formă sintetică în prezenta lucrare, rezultă următoarele:

Fundamentul cel mai vechi al regiunii este reprezentat prin șisturi cristaline, care aflorează în apropiere, în zona Baia de Arieș (în partea de N), iar peste acestea se aştern depozitele sedimentare ale Cretacicului inferior, mediu și superior.

Depozitele Cretacicului superior, îndeosebi, constituie fundamental bazinului mediteranian al Roșiei Montane și al Eruptivului efuziv andezitic.

Bazinului mediteranian îi aparțin conglomeratele și gresiile tufitice, dacitele, riolitele și complexul de brecii; spre N, E și ESE de acest bazin, sănt răspândite roci vulcanice andezitice, inclusiv pirolastitele ce s-au format în legătură cu efuziunea unora dintre acestea.

După observațiile noastre, evoluția vulcanismului în regiune ar fi următoarea:

În prima fază au venit dacitele, care, după cum am spus mai sus, au fost răspândite (în orice caz au avut o răspândire cam aceeași cu a riolitelor).

Aparatele vulcanice ale acestor dacite au fost distruse în majoritate și produsele de explozie și eroziune intrasedimentate în depozitele mediteraniene. Urmează apoi riolitele, care constituie corpuri înrădăcinate cu o ușoară tendință de răsfrîngere peste rocile bazinului.

După punerea în loc a riolitelor, manifestările explozive au continuat, generînd în prima fază breciile riolitice și breciile mixte de contact, de tip Cetate, care au fost urmate de mineralizări auro-argentifere, însotite de puține sulfuri metalice, iar în faza următoare brecia neagră, care aduce un tip nou de rocă și structură cu totul particulară, dacă nu unic. Prima fază se încheie cu dacitele de Brazi. Faza a doua este marcată prin formarea rocilor piroclastice de Vf. Poieni și a andezitelor cuartifere de Barza; andezitele de Vîrși ce urmează și cele de Rotunda, cu subfaciesurile de Rotunda propriu zise, de Piatra Înaltă și de Murgău, încheie activitatea vulcanică în regiune. Venirea andezitelor de Rotunda este precedată de o puternică activitate explozivă ce duce la formarea de aglomerate și tufuri aglomeratice care stau la baza revârsărilor acestor andezite.

BIBLIOGRAFIE

1. COTTA B. Die Goldlagerstätten von Verespatak. *Freiberger Berg.- Hüttenmänn. Zeitung*, 18. 1861.
2. GHITULESCU T. P. et SOCOLESCU M. Étude géologique des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI. București 1941.

3. ILIE MIRCEA. Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Com. Geol.*, XXV. Bucureşti 1945.
 4. PÁLFY M. Beiträge zur genaueren Kenntnis des Gesteins von Kírnici bei Verespatak. *Földt. Közl.*, XXXV. Budapest 1905.
 5. PÁLFY M. Die Umgebung von Verespatak und Bucsum. *Jahresb. k. k. ung. geol. A. f.* 1909. Budapest 1912.
 6. PETRULIAN N. Études chalcographiquées du gisement aurifère de Roşia Montană (Transylvanie, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI. Bucureşti 1934.
-

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В
ОБЛАСТИ РОШИЯ МОНТАНА
СТЕФАН РЕМУС, КОЗМА СТАНЧУ.

(Краткое содержание)

Исследуемая область простирается вокруг местности Рошия Монтана. Особенное внимание было уделено эруптивным образованиям и неогеновым отложениям.

Средиземноморские отложения представлены конгломератами и туфовыми песчаниками, имеющими аналогичный петрографический состав (фрагменты дацитов, дацитовые туфы и меловые породы), с той лишь разницей, что величина фрагментов различна. Они развиваются между Рошия Монтаны и Корна — на юге и в зоне Цэрина-Орля-на Севере.

Изверженные породы представлены дацитами, риолитами, продуктами вулканической деятельности первой фазы эruptionи брекциями, выявленными в контактной зоне, дацитами Брази, пирокластическими породами В. Поэний, андезитами-Вырши, агломератами и туфами андезитов — Ротунда и андезитами де Ротунда с тремя субфациями: субфация собственно Ротунда, -Пятра Йналты и де-Мургэу.

— Дациты первого извержения были смешаны с риолитами по причине феномена серицитизации и каолинизации. Они имели первоначально более широкое распространение, но были впоследствии уничтожены вулканическими взрывами или эрозией.

Риолиты обособлены в Д. Четате и Кырник, как остатки, не подвергшиеся эрозии, лавовых течений.

Бекчии трех типов: риолитовые, смешанные-контактовые (тип Четатэ) и глинисто-песчаные (черная брекчия).

Риолитовая брекчия — представляет брешиевидный риолит, перецементированный коллоидным кремнеземом и пылью с (вкраплениями и прожилками) минерализацией обманки, галенита, пирита с родонитом, рохорозитом, кальцитом или с кварцевым цементом, гидротермальными растворами.

Смешанная контактная брекчия (тип Четатэ) состоит из риолитового материала и из осадочных пирокластических средиземноморских пород, содержащих фрагменты кристаллических сланцев, наличие последних составляет их спецификуацию.

Порода расположена на окраине риолитических тел при контакте с осадочными отложениями.

Черная брекчия содержит редкие глыбы, диаметром от нескольких см. до м., риолитов, меловых пород или кристаллических минерализованных сланцев, захваченных в одну общую глинисто-песчанную массу. Дацито-риолитовые извержения с богатым комплексом брекчий, установленных в зоне контакта с укорененными телами, за которыми следовала золото-сереброносная, чрезвычайно богатая, минерализация, известная в рудных полях Четатэ-Кырник, Карпен, Орля, Игре-Вэйдоая, Леки и т.д.

Сульфидные и серносолесодержащие минерализации совсем незначительны с экономической точки зрения. Становление на место этих минерализаций по возрасту предшествует черным брекциям и дацитам Брази.

Пирокластические породы типа В. Позний представляют комплекс брекчий и силикатизированных, скаполитизированных и минерализованных пирокластических пород (пирит частично медноносный)

Андезиты типа Барза, обособленные превращением роговой обманки в железноносный хлорит, образуют два больших тела и несколько более мелких субвуликанических тел в В Ю В части области. Авторы допускают, что минерализации этой зоны и участка пирокластических пород В. Позни — ассоциированы с андезитами типа Барза.

Андезиты Вырши отличаются, наличием общей зеленой роговой обманки.

Андезиты Ротунда представляют три субфаации, из которых собственно фация де Ротунда, отличается, с микрологической точки зрения, наличием на ряду с базальтовой роговой обманкой, авгита или пиджонита.

Фация Пятра Йналты аналогична с фацией Ротунда, с той лишь разницей, что пироксен является гиперстеном.

Субфация дз Мургэу обособляется наличием биотита, как подчиненного мелано-кратового минерала.

**RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA
RÉGION DE ROŞIA MONTANA**

PAR
ȘTEFAN REMUS et COSMA STANCIU

(Résumé)

La région étudiée s'étend aux alentours de la localité de Roșia Montană. Une attention particulière est accordée par les auteurs aux formations éruptives et aux dépôts néogènes.

Les dépôts méditerranéens sont représentés par des conglomérats et des grès tufitiques qui accusent une composition pétrographique analogue (fragments de dacites, tufs dacitiques et roches crétacées), mais des fragments de taille différente. Ils se développent entre les localités de Roșia Montană et de Corna, au sud, et la zone Țarina — Orlea, au nord.

Les roches éruptives sont représentées par des dacites, des rhyolites, des produits volcaniques de la première phase d'éruption, des brèches qui apparaissent dans la zone de contact, des dacites à Brazi, des roches pyroclastiques à Vîrful Poenii, des andésites de type Barza, des andésites de type Vîrși, des agglomérats et des tufs des andésites de Rotunda et des andésites de Rotunda à trois sous-faciès : le sous-faciès de Rotunda proprement -dit, de Piatra Înaltă et de Murgău.

Les dacites du premier épanchement se confondent avec les rhyolites, étant donné les phénomènes de séricitisation et de caolinisation. Au début elles accusaient un développement plus vaste, mais ultérieurement elles ont été détruites par les explosions volcaniques ou l'érosion.

Les rhyolites sont individualisées dans Dealul Cetate et Cîrnic, ou bien elles apparaissent sous forme de restes des coulées de lave, épargnées par l'érosion.

Les brèches sont séparées en trois types : brèches rhyolitiques, brèches mixtes de contact (type Cetate) et brèches argilo-gréseuses (brèche noire).

La brèche rhyolitique représente une rhyolite bréchifiée, recimentée avec de la silice colloïdale à impuretés et à minéralisations hydrothermales de blende galène, pyrite, rhodonite, rhodocrosite, calcite, ou ciment quartzeux,

La brèche mixte de contact (type Cetate) est constituée par un matériel cinéritique et des roches sédimentaires pyroclastiques méditerranéennes ; elle renferme également des fragments de schistes cristallins, caractéristiques pour ce type de brèche. La roche apparaît au bord des corps rhyolitiques, notamment au contact avec les dépôts sédimentaires.

La brèche noire comprend de rares blocs, de quelques centimètres jusqu'à plusieurs mètres de diamètre, de rhyolites, de roches crétacées ou de schistes cristallins, minéralisés, pris dans une masse argilo-gréseuse.

Les éruptions dacito-rhyolitiques avec un riche complexe de brèches, localisées aux zones de contact des corps enracinés, ont été accompagnées de minéralisations auro-argentifères extrêmement riches, rencontrées dans les champs miniers de Cetate-Cîrnic, Carpen, Orlea, Igre-Văidoaia, Lechi etc. Les minéralisations de sulfures et de sulfosels ne présentent aucun intérêt économique. Quant à leur âge, ces minéralisations ont précédé la brèche noire et les dacites de Brazi.

Les roches pyroclastiques, type Vîrful Poienii, représentent un complexe de brèches et de pyroclastites silicifiées scapolitisées et minéralisées (pyrite en partie cuprifère). Dans l'ESE de la région les andésites de type Barza, caractérisées par la transformation de la hornblende en chlorites ferrifères, constituent deux corps subvolcaniques de grande taille et plusieurs de dimensions réduites. Les minéralisations de cette zone, ainsi que celles des roches pyroclastiques de Vîrful Poienii, sont associées aux andésites de type Barza.

Les andésites de Vîrși sont caractérisées par la présence de la hornblende verte ordinaire.

Les andésites de Rotunda revêtent trois sous-faciès : le sous-faciès proprement dit de Rotunda, caractérisé au point de vue minéralogique par la présence de l'augite ou de la pigeonite à côté de la hornblende basaltique ; le sous-faciès de Piatra Înaltă, similaire à celui de Rotunda, à la seule différence que le pyroxène est un hypersthène, et le sous-faciès de Murgău, caractérisé par la présence de la biotite en tant que minéral mélanocrate subordonné.

PREZENȚA PLIOCENULUI ÎN BAZINUL MEHADIEI¹⁾

DE
OVIDIU ILIESCU

Regiunea care a făcut obiectul cercetărilor noastre, se situează în porțiunea sud—estică a bazinului Mehadia, la N de localitatea Bolvașnița. De aici, se continuă către N, formând în întregime Culmea Belibuc, pînă în împrejurimile localității Plugova.

Perimetru cercetat a făcut obiectul a numeroase studii, legate mai ales de prezența cărbunilor de la S de V. Bolvașnița și a unor formațiuni cărbunoase în nordul regiunii, la E de Plugova.

În majoritatea cazurilor, depozitele superioare stratelor cu cărbuni, sunt sumar analizate, iar de multe ori sunt trecute numai cu titlu informativ, fără a se aduce precizii de ordin stratigrafic.

Astfel de date se întâlnesc în lucrările lui K. HAUER (2), V. SCHLOENBACH (8), I. HALAVATS (3), FR. SCHAFARZIK (6).

Z. SCHRETTNER (7) este primul autor care acordă o deosebită atenție formațiunilor salmastre, considerîndu-le ca stadiul final de colmatare a bazinului Mehadiei, atribuindu-le vîrsta Sarmatian superior—Pliocen.

SAVA ATHANASIU (1), I. P. VOIȚEȘTI (9), G. MURGOCI, menționează prezența depozitelor pliocene în împrejurimile Caransebeșului, iar E. JEKELIUS (4) cercetează amănunțit bazinul mio-pliocen de la Soceni.

Cele mai noi cercetări în bazinul Mehadiei le-a efectuat în ultimul timp EMIL POP (5).

Referitor la șisturile cristaline și la depozitele sedimentare vechi, autorul confirmă observațiile făcute de AL. CODARCEA.

În ce privește formațiunile sedimentare, E. POP recunoaște transgresiuni și regresiuni succesive, fiecare avînd depozite cu caractere aparte.

¹⁾ Comunicare în ședința din 27 februarie 1959.

După EMIL POP, ultimele depozite care formează umplutura bazinului, aparțin unei faze salmastre, corespunzătoare Sarmățianului superior. Posibilitatea existenței unor formațiuni de vîrstă pliocenă este astfel exclusă.

În 1956, am executat lucrări amănunțite în regiune. În afara obiectivului economic, legat de prezența cărbunilor, am dat o deosebită atenție și stratigrafiei formațiunilor sarmățiene, bănuind existența Pliocenului semnalată de Z. SCHRETTER.

Cunoșcind situația geologică generală a regiunii, am căutat să stabilim o orizontare a depozitelor, pe care s-o putem urmări în întreg bazinul. Lucrând în această direcție am putut stabili paleontologic că o parte din formațiunile atribuite de cercetătorii anteriori Sarmățianului aparțin Pliocenului.

Înainte de a trece la descrierea propriu zisă a Pliocenului vom face o scurtă caracterizare, cu totul generală, a geologiei bazinului, pentru a putea urmări o succesiune completă a regiunii.

Fundamentul regiunii este constituit din șisturi cristaline aparținând Autohtonului danubian, peste care se situează depozitele paleozoice și mesozoice ce formează rama bazinului miocen al Mehadiie.

Formațiunile miocene încep dintr-o serie de pietrișuri și conglomerate, ce trec către partea superioară la marno-argile cu intercalații de nisipuri și pietrișuri, atribuite Tortonianului inferior și mediu.

În acest complex se situează stratele cu cărbuni din împrejurimile Mehadiie.

Tortonianul superior este reprezentat printr-un facies calcaros, de tipul calcarelor de Leitha, ce trec lateral la nisipuri și gresii calcaroase, fosilifere, cu slabe intercalații argilo-marnoase, nisipoase.

Urmează marne cenușii, șistoase, cu intercalații grezo-nisipoase, bogat fosilifere, conținând în special Ervilii. Aceste depozite reprezintă Buglovianul și Sarmățianul inferior.

La partea superioară a succesiunii se situează o serie de pietrișuri și nisipuri, cu rare exemplare de *Helix* și *Planorbis*, și pe care le socotim ca fiind ultimele depozite ce pot fi atribuite Sarmățianului.

Peste acest nivel cu *Helix* și *Planorbis*, urmează un pachet gros de peste 200 m, bine deschis la N de V. Bolvașița, Vf. Belibuc și pe ogașul lui Pătru. Este constituit din pietrișuri poligene cu stratificație oblică și nisipuri gălbui-cenușii, grosiere, puternic micaferă. Local și discontinuu se întâlnesc lentele interstratificate de argile cenușii, nisipoase, cu o șistozitate puțin pronunțată, fosilifere.

La prima vedere aceste depozite se pot confunda ușor cu formațiunile Sarmățianului superior. Cercetate atent, se pot observa și anumite caractere aparte; în special elementele componente ale pietrișurilor dau indicii prețioase de separare. Astfel, fragmentele de șisturi cristaline, care erau elementul predominant în conglomeratele și pietrișurile Sarmățianului superior, sunt acum mult mai rare. Elementul

principal îl constituie fragmentele de roci paleozoice-mesozoice (gresii și conglomere permiene și cuarțite liasice) și în special blocuri de calcare jurasic — superioare și cretacic — inferioare.

Proveniența acestor blocuri de calcare este legată de prezența masivelor calcaroase din regiunile învecinate.

Apoi, lipsa fragmentelor de cărbune și rezistență diferită la eroziune, pot constitui indicii pentru separarea acestor pietrișuri de cele sarmatiene.

Elementul principal care ne-a condus în a atribui vîrsta pliocenă acestor depozite a fost fauna întîlnită în intercalăriile marno-argiloase mai înainte menționate.

Dintre formele colectate cităm (Pl. I și II):

- Congeria döderleini* BRUSINA
- Congeria zsygmóndy* HALAV.
- Congeria ramphophora* BRUSINA
- Congeria turislavica* JEKELIUS
- Congeria mutabilis* BRUSINA
- Congeria minima* ANDRUSOV
- Melanopsis vindobonensis vindobonensis* FUCHS
- Melanopsis fossilis fossilis* MARTINI
- Melanopsis inermis* HANDMAN
- Melanopsis bouéi multicostata* HANDMAN
- Melanopsis sturi* FUCHS
- Melanopsis impressa impressa* KRAUSS
- Melanoptychia brusinai* JEKELIUS
- Theodoxus dacicus* JEKELIUS

Din cercetarea acestor forme și paraleлизarea cu regiunile învecinate, cum ar fi Pliocenul din împrejurimile Caransebeșului și de la Soceni, ar rezulta că ne găsim în prezență Ponțianul.

Cu privire la stratigrafia Pliocenului de facies panonic, cercetările efectuate de A. PAPP în Bazinul Vienei și mai ales de P. M. STEVANOVIC în porțiunea de SE a bazinului Panonic, pun multe probleme interesante. P. STEVANOVIC limitează sfera Panonianului la timpul dintre Sarmatian superior și Ponțian, fără a întrebuița termenul de Meotian, nici cel puțin comparativ.

Panonianul în sensul separat de P. M. STEVANOVIC cuprinde o serie întreagă de depozite cunoscute pînă acum sub denumirea de « strate inferioare cu *Congeria* » (Untere Congerienschichten), pe care le subdivide în Panonian inferior și Panonian superior, fiecare cu anumite forme caracteristice.

Mai departe, separă Ponțianul, s. str., care corespunde stratelor superioare cu *Congeria* (Obere Congerienschichten). Și aici distinge un Ponțian inferior pentru care adoptă și denumirea de Novorossian, și un Ponțian superior, pe care STEVANOVIC îl denumește Portaferian.

Toate aceste subdiviziuni sunt stabilită pe baza diferitelor specii și varietăți de Congerii, precum și pe baza unor Lamelibranchiate de tipul Limnocardiidelor, *Didacna*, *Paradacna*. De remarcat că fauna de Gasteropode bogată în Medanopside și *Theodoxus* nu este luată în considerație.

Ar fi interesant de urmărit asociația dintre Lamelibranchiate și Gasteropode și dacă se pot stabili și în acest sens criterii de orizontare ale Panonianului.

Din cele arătate mai sus și comparind fauna întâlnită de noi în bazinul Mehadia—Caransebeș cu cele descrise mai înainte rezultă că am fi în prezență Ponțianului inferior, reprezentat prin pietrișuri și nisipuri cu structură torențială, cu *Congeria partschi* Cžiž, *Congeria zsygmónyi* HAL., *Congeria minima* ANDR., *Congeria rampophora* BRUS., *Congeria döderleini* BRUS.

În acest caz o parte din pietrișurile și nisipurile situate sub orizontul cu Congeriile citate mai sus ar putea reprezenta Panonianul *sensu stricto*.

În concluzie, în bazinul Mehadia prezența unor depozite pliocene este demonstrată pe baze paleontologice și anume printr-o faună cu Congerii și Melanopside. Aceste forme aparțin Ponțianului în sensul în care acest etaj a fost separat de P. M. STEVANOVIC în partea de SE a Bazinului Panonic.

BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU S. Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică dintre Miocen și Pliocen, București 1906.
2. HALAVÁTS I. Zur geol. Kentnis des Szörenyer Komitates. *Föld. Közl.*, V, 1880.
3. HAUER K. Kalksteine aus dem Banate; Eisenerze von Globu Rău an der rum. Banater Militärgrenze. *Jahrb. k.k. geol. RA*, VIII, Wien.
4. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, București, 1944.
5. POP E. Studiu geologic al Bazinului Mehadiei. *An. Com. Geol.*, XXX, București, 1957.
6. SCHAFARZIC FR. Das Gebirge zwischen Mehadia und Herkulesbad im Komitat Krasso Szőreny. *Föld. Közl.*, XV.
7. SCHRETTNER Z. Bericht über die im Neogengebiet von Orșova und Mehadia—Kornia vorgenommenen geol. Untersuchungen. *Jahrb. k. geol. A. f.* 1909. Budapest, 1911.
8. SCHLOENBACH V. Die Umgebung von Petnic, Mehadika... im rum. banater Grenzregiment. *Verh. k.k. geol. R.A.f.* 1869.
9. VOITEȘTI I. P. Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului românesc. *Rev. Muz. geol. mineral. Univ. Cluj*, V/II, 1935, Cluj, 1936.

PLANŞA I

PLANŞA I

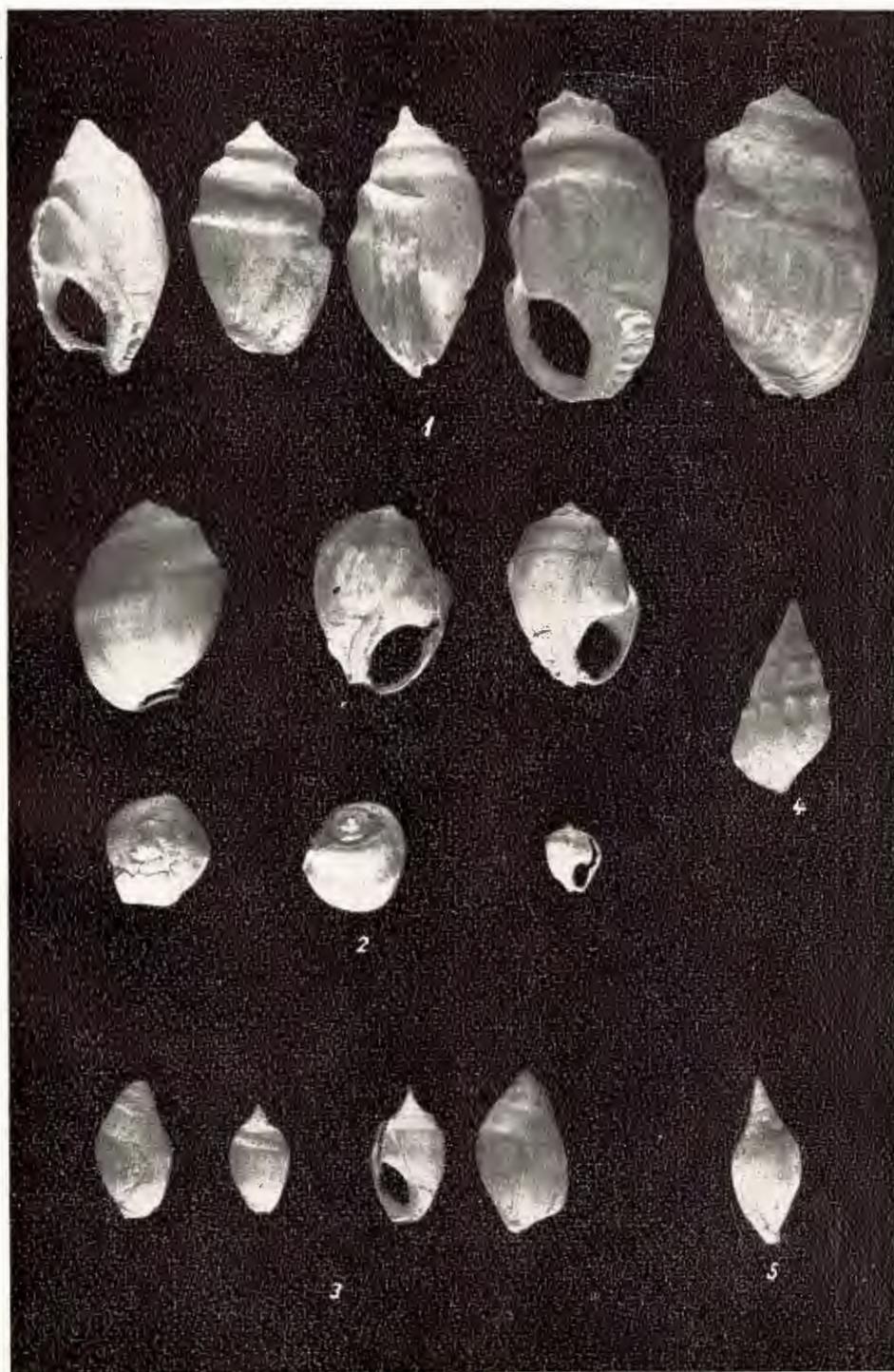
- Fig. 1. — a—b, *Theodoxus intracarpaticus* JEK. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 2. — *Congeria ramphophora* BRUS. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 3. — *Congeria turislavica* JEK. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 4. — *Congeria zsigmondy* HALAVATS. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 5. — *Congeria döderleini* BRUS. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 6. — a—b, *Congeria mutabilis* BRUS. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.



PLANŞA II

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Melanopsis (Melanopsis) fossilis* MARTINI. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 2. — *Melanopsis (Melanopsis) vindobonensis* FUCHS. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 3. — *Melanopsis (Melanopsis) fossilis* MARTINI. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 4. — *Melanopsis (Melanopsis) sturi* FUCHS. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.
Fig. 5. — *Melanopsis (Melanopsis) impressa* KRAUSS. Ponțian, Dealul Belibuc. 1/1.

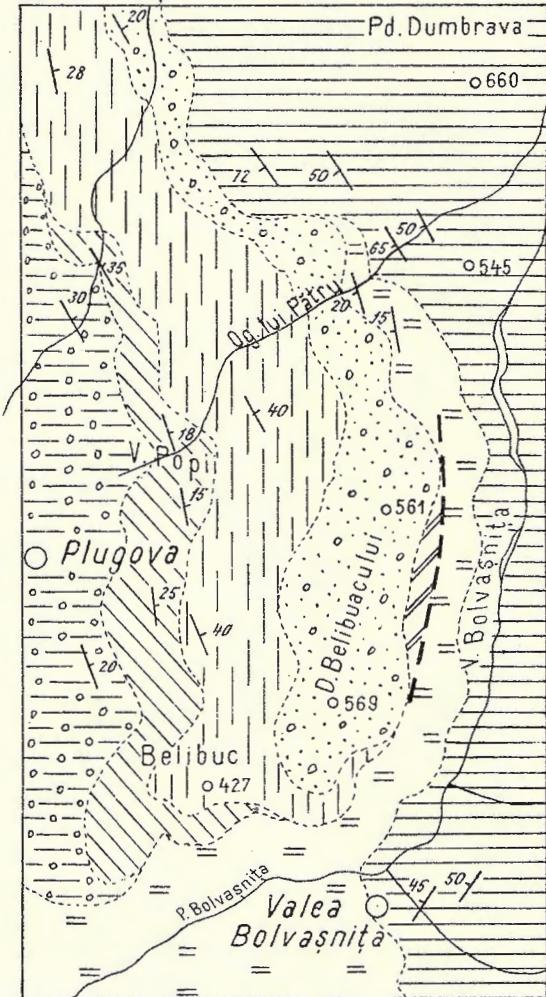


O. ILIESCU

HARTA GEOLOGICĂ A SECTORULUI D.BELIBUC (BAZINUL MEHADIA)

SCARA 1:50.000

ILIESCU O. Prezența Pliocenului în Bazinul Mehadia



LEGENDA

	<i>Pontian</i>		<i>Tortonian</i>
	<i>Sarmatian sup.</i>		<i>Paleozoic și mesozoic</i>
	<i>Sarmatian mediu</i>		<i>Sisturi cristaline</i>
	<i>Sarmatian inf.</i>		<i>Falie</i>

НАЛИЧИЕ ПЛИОЦЕНА В БАССЕЙНЕ МЕХАДИЯ.

ОВИДИУ ИЛИЕСКУ
(Краткое содержание)

В настоящей пометке ставится на учет и картографически выделяются, на палеонтологическом основании, понтические отложения южной части бассейна Мехадия — Карансебеш, к северу от местности Валя Болвашница.

Эти отложения представлены пакетом гравия и песка с линзами мергеля и суглинка между пластами и содержат: *Congeria döderleini* BRUSINA, *C. zsygmóndy* HALAV., *C. ramphophora* BRUSINA, *C. turislavica* JEKELIUS, *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. fossilis fossilis* MARTINI, *Melanopsis inermis* HANDMANN, *Melanophychia brusinai* JEK., *Theodoxus dacicus* JEK., etc.

SUR LA PRÉSENCE DU PLIOCÈNE DANS LE BASSIN DE MEHADIA

PAR
OVIDIU ILIESCU
(Résumé)

À l'aide des données paléontologiques l'auteur met en évidence et sépare sur la carte les dépôts pontiens de la partie méridionale du bassin Mehadia—Caransebeş, au nord de la localité de Valea Bolvaşniţa.

Ces dépôts sont représentés par un paquet de cailloutis et de sables à lentilles de marnes et d'argiles sableuses, interstratifiées, à *Congeria döderleini* BRUSINA, *Congeria zsygmóndy* HALAV., *Congeria ramphophora* BRUSINA, *Congeria turislavica* JEKELIUS, *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *Melanopsis fossilis fossilis* MARTINI, *Melanopsis inermis* HANDMANN, *Melanophychia brusinai* JEK., *Theodoxus dacicus* JEK., etc.

ASUPRA FORMAȚIUNII CU SARE DINTRE PALTIN ȘI VALEA SĂRII (VRANCEA)¹⁾

DE

GR. ALEXANDRESCU și C. GEORGESCU

1. Introducere

Considerațiile pe care le vom face privesc aparițiile de brecii cu masive de sare întâlnite de noi în cuprinsul zonei neogene dintre V. Putnei și V. Zăbalei (Vrancea).

Datele geologice asupra depozitelor neogene de la curbura Carpaților datează din jurul anului 1880, dar trebuie să menționăm că o parte din lucrările anterioare, în special cele mai vechi, aveau un caracter de recunoaștere, desfășurîndu-se pe suprafețe întinse, sau se reduceau la observații izolate, pe baza cărora se trăgeau concluzii cu caracter general.

În ultimul timp, Miocenul de la curbură a fost studiat de M. PAUCĂ (1938—1940), I. DUMITRESCU (1940—1942), R. CIOCÂRDEL (1948), cu care ocazie se aduc o serie de precizii privitoare la stratigrafia și tectonica acestuia.

2. Stratigrafia

Problema stratigrafiei depozitelor miocene de la curbură a fost mult discutată, dar nici pînă astăzi nu au putut fi aduse argumente sigure pentru orizontarea și atribuirea unor vîrste precise subdiviziunilor ce se pot face în aceste depozite.

Lipsa argumentelor paleontologice, cît și a unor orizonturi litologice reper, care să poată fi paralelizate pe distanțe mari, au constituit și mai constituie încă impedimente în rezolvarea problemelor ce se pun în această regiune.

Orizontarea pe care o prezentăm se bazează pe criterii geometrice și litologice, iar limitele dintre orizonturi nu au fost trasate pe baza unor repere, pentru motivul că acestea nu există, ci limitele reflectă numai schimbările în construcția litologică.

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 martie 1959.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor miocene din Subcarpați, majoritatea cercetătorilor au admis că acestea pot fi repartizate etajelor: Acvitonian, Burdigalian, Helvețian, Tortonian, Sarmațian.

În cele ce urmează vom mai discuta pe scurt succesiunea depozitelor cercetate, în raport cu următoarele subdiviziuni:

Pliocen

{ Orizontul grezo-calcaros (Kersonian)

Orizontul marnos (Basarabian)

Miocen { Strate de Hăloș — pro parte Strate de Andreiașu (Tortonian super. — Sarmațian inf.)

Gresie de Răchitașu (Tortonian inf.)

Orizontul cenușiu (Helvețian)

Orizontul roșu (Burdigalian)

Paleogen { Formațiunea cu sare (Acvitanian)

Gresie de Kliwa, menilite, disodile (Oligocen)

Paleogen. Oligocen. După I. DUMITRESCU (1952), în zona marginală (autohton) Oligocenul este constituit din depozite argiloase-bituminoase cu intercalații de roce silicioase, în care a separat următoarele orizonturi: gresia de Fierăstrău, menilitile inferioare, marne calcaroase bituminoase, disodile inferioare, gresia de Kliwa, disodile și menilite superioare.

Depozite aparținând Oligocenului se mai întâlnesc în subzona miocenă, apărînd în condiții tectonice însotind Formațiunea cu sare (M. PAUCĂ 1944).

Formațiunea cu sare (Oligocen? — Acvitanian). La partea cea mai superioară a Oligocenului autohton, se dispun conglomerate cu elemente verzi și gresii feldspatice, suportînd un complex argilos-nisipos în care sînt disseminate blocuri și fragmente provenite din catena carpatică și Vorland.

În legătură cu acestea se întâlnesc depozite de precipitație chimică, reprezentate prin gips și sare. Cu aceste caractere apare formațiunea cu sare în bazinul Putnei, pe pîrul Dălhăuș, unde stă normal peste Oligocen, în timp ce în subzona miocenă, ea apare de sub depozite mai noi, pe care le străbate diapir.

M. PAUCĂ (1938) descrie la V. Sării și Lunca, o serie de depozite reprezentate prin sisturi marnoase cenușii, cu rare intercalații de gresii și cu mult gips, pe care le paralelizează cu Stratele de Cornu, atribuindu-le Acvitianului. Depozitele descrise de autor și considerate drept Strate de Cornu reprezintă de fapt depozite ale orizontului cenușiu al Helvețianului (GR. POPESCU 1952¹) și autorii 1958²), ce

¹) Raport definitiv asupra reg. Cîmpuri—V. Sării. Arh. Com. Geol. 1952.

²) ALEXANDRESCU GR., GEORGESCU C., ALEXANDRESCU EC. Raport asupra prospecțiunilor de hidrocarburi și sare în zona neogenă din V. Milcovului și V. Păcurii (Vrancea). Arh. Com. Geol. 1958.

stau tectonic între orizontul roșu și Formațiunea cu sare. De asemenei, R. CIOCÂRDEL (1948) atribuie Acvitanianului o succesiune de depozite în care recunoaște mai multe orizonturi: *a*) sarea masivă și Strate de Cornu; *b*) orizontul de conglomerate cu elemente exotice; *c*) orizontul marnelor, gipsurilor negre și diatomitelor; *d*) orizontul gresiilor cu intercalații de gips și radiolarite. Această succesiune, după cum afirmă autorul, se poate recunoaște în mai multe profile, în special la V. Sării și Reghiu.

Observațiile de teren au infirmat succesiunea amintită de autor, deoarece în punctele menționate de R. CIOCÂRDEL, Formațiunea sării are un caracter diapir și nu se poate recunoaște succesiunea inițială a depozitelor.

Miocen. *Orizontul roșu (Burdigalian).* S-a atribuit Burdigalianului un complex de roci cu elemente verzi, în general detritic, în alternanță cu argile cenușii, argile roșcate-cărămizii, gresii curbicortcale și gresii cenușii cu elemente verzi.

Către partea superioară a orizontului se observă o sporire a marnelor și o trecere gradată către orizontul cenușiu, atribuit Helvețianului.

Uneori, către baza orizontului roșu se găsesc intercalații de conglomerate poligene, ce au caracter lenticular, (de ex. conglomeratele de la Bîrsești). Elementele componente ale acestora sunt variate atât ca mărime cât și ca natură petrografică. Printre componente se deosebesc fragmente și blocuri de sisturi verzi, calcare albicioase, calcare cenușii cu Belemniti, calcare cenușii compacte calcare dolomitice, gresii roșcate, blocuri de conglomerate, cuarțite albe și roșii și uneori cuarț. Excepțind aparițiile de conglomerate cu elemente verzi din culmea Pietricica, conglomeratele de pe aliniamentul Bîrsești constituie cea mai internă zonă în care apare acest tip de roci.

În cuprinsul acestui orizont, la V. Sării și Prisaca, pe suprafețele gresiilor și argilelor se întâlnesc urme de Paricopitate și Păsări, iar în unele locuri urme de picături de ploaie.

Orizontul cenușiu (Helvețian). Au fost atribuite Helvețianului depozitele cuprinse între partea superioară a orizontului roșu și pe baza gresiei de Răchitașu (Tortonian inf.). În cadrul acestui orizont, noi am separat în regiune trei komplexe litologice, ce se pot urmări bine în partea de E a subzonei miocene. Acolo unde cele trei komplexe litologice amintite sunt bine reprezentate, succesiunea este următoarea:

În bază un complex marno-argilos, cenușiu-negricios cu intercalații centrimetrice de gips, care suportă al doilea complex grezo-marnos constituit în principal din gresii calcaroase gălbui, pigmentate cu oxizi de Fe și cu urme de valuri. În complexul marno-argilos din bază au fost întâlnite pe diverse profile urme de Paricopitate și Păsări.

Către partea superioară a depozitelor atribuite Helvețianului și având răspindirea cea mai mare, apare complexul marno-gipsifer. În complexul marno-gipsifer se intercalează la diferite nivele marne nisipoase roșii-violacee, cu dezvoltare neuniformă pe direcție. Gipsurile, care reprezintă 20–40% din totalul depozitelor acestui complex, se prezintă în strate de 10–20 cm, formînd pachete pînă la 20 m, la care se asociază și sisturi calcaroase bituminoase.

Gresia de Răchitașu (Tortonian inf.). este constituită dintr-o alternanță de gresii calcaroase, dure, gălbui-albicioase, sisturi argiloase, cenușii, marne tufacee, tufuri albe și verzui. În marnele tufacee se găsesc frecvent Globigerinide, iar pe fețele gresiilor calcaroase I. DUMITRESCU citează din D. Răchitașu, Numuliți, Briozoare, Lithothamnium, Cardiacee, Serpule, Turitelle, etc.

Vîrsta complexului gresiei de Răchitașu a constituit obiectul unor îndelungate discuții, în sensul că unii cercetători l-au atribuit Sarmațianului (S. ATHANASIUS 1908 și GH. BOTEZ 1912), în timp ce alții l-au atribuit Eocen-Oligocenului sau numai Eocenului (I. POPESCU-VOITEȘTI 1923, Șt. MATEESCU 1923–1929 și M. PAUCĂ 1934). Ulterior s-a emis părerea că acest complex constituie intercalații în Miocen, având o vîrstă probabil burdigaliană (G. MACOVEI și D. M. PREDA — discuții la comunicarea lui M. PAUCĂ din 1934; cu aceeași ocazie, D. ȘTEFĂNESCU și-a exprimat părerea că în D. Răchitașu apare Tortonianul stînd normal peste Helvețian).

I. DUMITRESCU (1948), reluînd studiul depozitelor miocene, a precizat vîrsta tortonian-inferioară a gresiei de Răchitașu, pe baze paleontologice și stratigrafice.

În sectorul cercetat gresia de Răchitașu ocupă poziții sinclinale, întîlnindu-se ca petece protejate de eroziune pe înălțimile «culmii pericarpatice» (D. Teiușu și D. Răiuțu) care flanchează spre E zona miocenă, precum și pe alte aliniamente situate mai la interior.

Strate de Haloș — pro parte strate de Andreiașu (Tortonian sup.—Sarmațian inf.). În mod provizoriu s-a atribuit Tortonianului superior — Sarmațianului inferior un complex nisipos-grezos cu intercalații subordonate de marne argiloase-nisipoase, cenușii-gălbui sau brune, bituminoase.

Depozite cu aceleași caractere litologice au fost descrise în bazinul Cașinului de I. DUMITRESCU (1948), care de fapt le-a denumit «Strate de Haloș», acordîndu-le o vîrstă Tortonian superior eventual Buglovian.

Depozitele sarmațiene sănt reprezentate prin două orizonturi:

Orizontul inferior marnos este alcătuit dintr-o alternanță de marne cenușii și argile cenușii-gălbui, în cuprinsul căroră cu dezvoltare lenticulară se întîlnesc conglomerate poligene, alcătuite din sisturi menilitice și gresii cuarțitice cenușii.

Au o dezvoltare mai mare în D. Ghergheleu și V. Putnei. Acest orizont este atribuit Sarmățianului mediu (Besarabian) pe baza următoarei asociații de forme:

- Cerithium andrejowski* FRIED.
- Cerithium rubiginosum* EICHW.
- Barbotella intermedia* RAD. et PAVL.
- Barbotella hoernesii* D'ORB.
- Cardium fittoni* D'ORB.
- Mactra fabreana* D'ORB.
- Buccinum duplicatum* SOW.

Orizontul superior grezo-calcaros este alcătuit dintr-o alternanță de marne cenușii, gresii albicioase și calcare lumașelice. Către partea cea mai superioară a Sarmățianului se intercalează 2–3 nivele de gresii andezitice cu Mactre de talie mică. Vîrsta sarmățian-superioară este atribuită pe baza formelor de:

- Mactra bulgarica* TOULA
- Mactra caspia* EICHW.
- Mactra crassicolis* SINZOW
- Mactra intermedia* MACAROVICI

Pliocen. În continuitate de sedimentare cu Sarmățianul, urmează Pliocenul, reprezentat prin toate etajele sale. Relevăm faptul că depozitele pliocene din această regiune sănătății în general lipsesc de fosile caracteristice. Pe lîngă sărăcia în faună, intervine și aspectul litologic deosebit de cel al Pliocenului din Subcarpații Munteniei, fapte care fac ca orizontarea Pliocenului să se facă cu greu.

3. Tectonica

Adoptînd împărțirea făcută de I. DUMITRESCU (1952) în regiunea dintre Oituz și Coza, putem distinge trei unități structurale și anume: Pînza de Tarcău, Zona marginală și Zona neogenă (care cuprinde subzona miocenă și subzona sarmato-pliocenă).

Structura depozitelor miocene este complicată, fiind caracterizată prin cute-falii, ce pot trece pe direcție la cute faliate sau chiar cute normale, deversate către E.

Structura complicată a Miocenului se datorește în parte participării la cutare a Formațiunii cu sare, care a avut un dublu rol, acel de lubrefiant, ușurînd încălcarea cutelor de la vest către est, și în plus, datorită caracterului său plastic, s-a insinuat pe liniile de minimă rezistență, funcționînd ca diapir.

Ca accidente tectonice, mai importante amintim: la vest contactul dintre Zona marginală și subzona miocenă, reprezentat printr-un plan de falie, de-a lungul căruia Miocenul cenușiu din subzona miocenă ia contact cu Miocenul inferior (Strate de Hîrja) din Zona marginală (I. DUMITRESCU 1952). Acest contact se poate urmări în semifereastra Vrancei de la izvoarele Şușitei pînă în V. Nărujei. Începînd din V. Nărujei spre sud, contactul dintre Zona neogenă și Zona marginală este mascat de șariajul Pînzei de Tarcău, care acoperă atît Miocenul Zonei marginale cît și o parte din Zona neogenă.

La contactul Pînzei de Tarcău cu Zona neogenă, se întîlnește cu caracter continuu o lamă de răbotaj, constituită din Formațiunea cu sare, ce se urmărește din V. Nărujei pînă în V. Rîmnicului.

În interiorul subzonei miocene, printre liniile tectonice mai importante ce separă diferențele structuri, putem remarca linia Spinești–Nistorești–Paltin (linia intrasaliferă după M. PAUCĂ 1952), de-a lungul căreia se observă puternice apariții ale formațiunii cu sare, cu caracter diapir.

În partea de est, subzona miocenă ia contact cu subzona sarmato-pliocenă, printre-o puternică zonă de dislocații, cunoscută în literatură sub numele de «falia pericarpatică» (ȘT. MATEESCU 1927). În lungul acestei zone de dislocații, depozitele sarmato-pliocene sunt ridicate la verticală și chiar răsturnate.

În literatura românească Formațiunea cu sare a fost descrisă sub diferite denumiri: Formațiunea sării, Brecia sării, etc., înțelegîndu-se prin aceasta sarea propriu zisă împreună cu cortegiul de roci ce o însoțesc. Învelișul sării a fost considerat de unii geologi ca fiind rezultatul fenomenelor tectonice: I. POPESCU-VOITEȘTI (1912), D. PREDA (1917), H. GROZESCU (1917), GH. MACOVEI (1916), L. MRAZEC (1903), ȘT. MATEESCU (1927). M. G. FILIPESCU (1938), M. PAUCĂ (1952), datorită faptului că acest înveliș conține elemente carpaticice care au rezultat din străpungerea sării prin pînzele Flișului.

Alți cercetători susțin că «Brecia sării» este o formațiune de natură sedimentară: L. MRAZEC (1919), D. PREDA (1919), KREJCI-GRAF (1919), M. G. FILIPESCU (1934), GR. POPESCU (1951), FL. OLTEANU (1951), I. DUMITRESCU (1952). M. G. FILIPESCU (1934) observînd în Brecia sării intercalații stratificate, ajunge la concluzia că acestea nu pot reprezenta decît un material sedimentat odată cu sarea.

În ceea ce privește vîrsta sării din Subcarpați, părerile au fost împărțite, în funcție de stadiul cunoștințelor asupra stratigrafiei și tectonicei Carpaților orientali. Astfel, sării i s-au atribuit diverse vîrste: permiană, cretacică, paleogenă, acvitaniană, helvețiană, tortoniană.

Unii dintre cercetători au opinat pentru mai multe nivale cu sare, situate la diferite intervale stratigrafice.

În momentul de față majoritatea cercetătorilor admit vîrsta acvitaniană a Formațiunii cu sare din Subcarpați, iar pentru unele regiuni se admite și o formațiune cu sare de vîrstă tortoniană.

Referindu-ne la depozitele cu sare din Vrancea, adoptăm denumirea de Formațiune cu sare înțelegînd prin aceasta o entitate stratigrafică, de natură sedimentară cuprinsă între Oligocenul cel mai superior și baza orizontului roșu al Miocenului inf.

Formațiunea cu sare din Vrancea este alcăuită din următoarele tipuri de roci: în bază un nivel cu conglomerate poligene, conglomerate de Piatra Geamănă (I. DUMITRESCU), cu elemente de șisturi verzi și de cuart. Alte ori roca are un aspect brecios. Lateral conglomeratele trec în gresii grosiere, slab cimentate, cu elemente verzi și granule mari de feldspat (gresia de Condor — I. DUMITRESCU).

Peste depozitele detritice menționate se aşază un complex argilo-nisipos, cenușiu-negricios, în care se găsesc înglobate blocuri și fragmente de elemente carpaticе și din Vorland.

Printre elementele de origine carpatică se pot distinge: gresii cenușii cu hieroglife, gresie de Kliwa, șisturi disodilice și menilite.

Elementele de Vorland sunt reprezentate prin: șisturi verzi clorito-sericitoase, calcare mezozoice cu Belemniti, calcare cu Numuliți mari și cuarțite verzi negricioase.

Datorită condițiilor deosebite de sedimentare apar și depozite de precipitare chimică (sare și gips), răspândite în mod neuniform în masa Formațiunii cu sare. Peste tot Formațiunea cu sare este caracterizată prin manifestații saline, izvoare mineralizate (H_2S) și izvoare de hidrocarburi.

Succesiunea arătată mai sus se recunoaște numai în anumite profile (exemplu profilul de pe P. Dălhătaș), în timp ce în toate celelalte zone de apariție a Formațiunii cu sare, succesiunea nu poate fi recunoscută, datorită cutării și ridicării diapire a acesteia.

Formațiunea cu sare, acolo unde apare în condiții tectonice, este însoțită uneori de blocuri ce aparțin sedimentelor mai noi pe care le-a străbătut și din care le-a rupt. Acestea nu reprezintă decât o proporție foarte mică și nu le considerăm ca făcînd parte din sedimentele Formațiunii cu sare.

Legat de Formațiunea cu sare se întâlnesc pe anumite zone (Algheanul—Năruja și Nistorești—Văsui), lame tectonice ce aparțin fundamentului oligocen, constituite din șisturi disodilice cu schelete și solzi de Pești, cu intercalării subțiri de gresie de Kliwa și menilite. Astfel de apariții de Oligocen cu volume apreciabile (0,5—2 km lungime, 0,1 km —0,5 km lățime) le considerăm clipe tectonice rabotate pe plane de falii.

Aceste apariții au fost citate de unii cercetători (S. ATHANASIU, ȘT. MATEESCU, M. PAUCĂ) în timp ce alții (O. BOLGIU și R. CIOCÂRDEL) le-au contestat, considerîndu-le ca recurențe de facies în Miocen.

Formațiunea cu sare, prin caracterele sale specifice, a creiat prilejul a nenumărate discuții privind geneza și modul ei de apariție. Asupra genezei au fost emise diferite ipoteze care acordau acestei formațiuni diverse origini. Pentru sarea propriu zisă s-a admis de către cea mai mare parte a cercetătorilor, originea lagunară, în timp ce pentru « breciile ce o însoțesc » s-a admis la început o origină tectonică, și deci că nu ar reprezenta un timp anumit de formare. În cele din urmă, cercetătorii înclina pentru a atribui atât sării cît și « breciei » un interval de timp, încadrat în scara stratigrafică, în care acestea s-au format.

Pentru a ne explica marea varietate de roci ce iau parte la alcătuirea Formațiunii cu sare, cît și pentru a ne explica variațiile de facies ce o caracterizează, am presupus că depunerea acestei formațiuni s-a făcut pe un fundament de Oligocen în curs de cutare (mișcările savice). Efectul acestei faze de cutare se manifestă prin crearea în Oligocen a unor creste submerse, dintre care unele puteau depăși suprafața apelor. Datorită acestor fapte, mediul de sedimentare a depozitelor postoligocene a fost destul de complicat prin apariția unor ridicări care au servit drept sursă de alimentare a sedimentelor ce se depuneau.

Ridicările de Oligocen ar fi putut corespunde în parte cu unele creste ale funda-
mentului vechi de tip dobrogean, reprezentat prin șisturi verzi, precum și sedimentele mesozoice ce-l acopereau. Prezența elementelor de Vorland în Formațiunea cu sare s-ar datora în această ipoteză existenței unor creste în curs de distrugere, datorită acțiunii mecanice a valurilor sau agenților atmosferici.

Nu se poate preciza dacă zonele în care materialul de Vorland este abundant corespund sau se găsesc pe amplasamentul unor vechi creste, deoarece acest material a putut fi redistribuit în timpul sedimentării.

Ipoteza unor creste chimerice ce au funcționat în timpul sedimentării depozitelor postoligocene, a fost de altfel intuită încă din 1916 de către G.H. MACOVEI.

Elementelor de Vorland din Formațiunea cu sare din Vrancea îi putem acorda și altă explicație, anume zona de sedimentare era alimentată dinspre Vorland, prin rețeaua hidrografică existentă, cu material exotic mai mult sau mai puțin rulat, ce se recunoaște azi în Formațiunea cu sare. Acest material ajuns în mediul de sedimentare a putut fi redistribuit datorită curenților, în același timp, pe shelf se puteau produce datorită diferențelor cauze, alunecări de depozite sedimentate anterior.

Fenomenele de alunecare întreținute de turbiditate capabili să redistribuie materialul grosolan (depuș inițial lîngă țărm), în zona fundamentului carpic, unde întîlnind materialul transportat din catena Flișului ce se ridică, s-a sedimentat împreună cu acesta, precum și cu depozitele de precipitație chimică depuse în zonele cu condiții favorabile, constituind astfel un sediment heterogen cu aspect haotic.

O parte din materialul fin a putut fi transportat în mediul de sedimentare pe cale eoliană, presupunând că în acel timp domnea un climat arid, favorabil deza-

gregării rocelor de pe continent. Prezența blocurilor acoperite cu cruste de tip desertic, întâlnite de noi în Formațiunea cu sare de la Paltinu, cît și prezența blocurilor cu fețe lustruite născute prin acțiunea vîntului asupra nisipurilor (citate și de H. GROZESCU în Putna), sănătatea existenței unui asemenea climat.

În ceea ce privește depozitele de precipitație chimică (din regiune) acestea iau parte în proporție mai mică la alcătuirea Formațiunii cu sare și presupunem că zona cea mai favorabilă acumulărilor de acest fel se află situată spre exteriorul zonei de sedimentare. Sîntem conduși către această concluzie de aparițiile la zi ale masivelor de sare și gips care au cea mai mare dezvoltare pe linia «pericarpatică» în timp ce spre W, depozitele de precipitație chimică se găsesc subordonat, fiind înlocuite de sedimente argilo-nisipoase cu blocuri. Concluzia este sprijinită și pe faptul că un foraj de mare adâncime (Tulnici), plasat în partea de W a zonei de sedimentare a Formațiunii cu sare, a străbătut cca 2500 m prin sedimente brecioase, argile nisipoase, în care depozitele de precipitație chimică sănătatea destul de slab, sub formă de intercalații subțiri, impure, argiloase.

Asupra vîrstei și originii Formațiunii cu sare din Vrancea, s-au emis mai multe păreri, dintre care amintim interpretarea lui GR. ȘTEFĂNESCU (1885), care admite că sarea de la marginea Flișului din V. Zăbalei, este de vîrstă eocenă, pentru motivul că acolo (V. Zăbalei) sarea este acoperită de marne și gresii cu Fucoide. Pentru sarea de la Reghiu și Spulberu, autorul admitea o vîrstă miocenă.

ȘT. MATEESCU (1918—1925), cercetând depozitele neogene și paleogene din Vrancea, ajunge la concluzia că «sarea nu are o poziție stratigrafică bine definită, ci una tectonică, ceea ce nu dă nici o indicație precisă asupra vîrstei masivelor de sare».

I. POPESCU-VORTEȘTI (1938), referindu-se la masivele de sare de la Valea Sării, Reghiu și Andreiașu, le atribuie Helvețianului, pentru motivul că le consideră ca intercalate normal în succesiunea Helvețianului inferior.

M. PAUCĂ (1939—1940) susține că în partea inferioară a Miocenului de la curbură se găsesc Strate de Cornu, reprezentate prin șisturi marnoase, cenușii, cu intercalații grezoase și cu mult gips. După autor, Stratele de Cornu sunt breciate datorită masivelor de sare pe care le pune în legătură cu acestea, afirmînd totodată că Stratele de Cornu nu au nimic comun cu Brecia sării. Faptul că autorul nu întîlnește Strate de Cornu în cutile mai vestice, explică absența acestora ca luînd parte la constituția Breciei sării pe care o consideră de natură tectonică, reprezentând flancul estic al anticlinalelor prinse de-a lungul liniilor tectonice.

I. DUMITRESCU (1952) și apoi N. GRIGORAȘ (1955) au arătat că peste Oligocenul superior din Autohton, reprezentat prin disodile și menilite superioare, urmează Acvitaniul constituit din conglomerate de Piatra Geamănă (I. DUMITRESCU) cu intercalații de șisturi argiloase, și un complex de brecie sedimentară cu elemente de Oligocen (disodile, menilite, gresie de Kliwa), calcare de Numuliți, elemente

verzi, gipsuri lentiforme și gipsuri secundare. Brecia este însoțită de manifestații saline, H_2S , și are aspect haotic. După autori, brecia sării este urmată de orizontul roșu (Strate de Hîrja după I. DUMITRESCU sau Strate de Tescani după N. GRIGORĂ).

R. CIOCIRDEL (1943), referindu-se la sare și depozitele ce o însoțesc, militează pentru o vîrstă acvitaniană a acestora.

I. PĂTRUȚ și C. STOICA¹⁾, FL. OLTEANU (1957) și apoi GR. POPESCU²⁾ ajung la concluzia că sarea de la V. Sării este de vîrstă tortoniană. FL. OLTEANU susține că sarea din întregul Miocen din Vrancea este tortoniană, admisind în Miocen mai multe pînze, de sub care Formațiunea cu sare (tortoniană) ar apare în ferestre. Vîrsta tortoniană a masivului de la V. Sării este susținută de GR. POPESCU pe baza faptului că în gipsurile negre de pe P. Sărăt autorul a întîlnit pachete de șisturi argiloase cu Radiolari.

1. Plecînd de la profilul amintit de pe pîrîul Dălhătaș, unde Formațiunea cu sare este cuprinsă între Oligocenul superior și Strate de Hîrja, burdigaliene, atribuim Formațiunii cu sare din sectorul cercetat vîrsta acvitaniană și o considerăm de origine sedimentară depusă în condițiile arătate mai sus.

2. Vîrsta eocenă a Formațiunii cu sare (emisă de GR. ȘTEFĂNESCU) nu poate fi susținută pentru motivul că pe Valea Zăbalei sarea este tectonic acoperită de Pînza de Tarcău, iar Formațiunea cu sare constituie la bordura Flișului o lamă de rabotaj.

3. Vîrsta helvețiană pentru masivele de la Valea Sării, Reghiu și Andreiașul (I. POPESCU-VOITEȘTI) nu poate fi admisă, pentru motivul că succesiunea descrisă de autor contrazice datele noi de teren, în sensul că conglomeratele pe care autorul le socotește la baza succesiunii miocene, peste care s-ar găsi sare nederanjată, sînt conglomerate sarmațiene, în care noi am găsit fauna ce le atestă vîrsta. Formațiunea cu sare de aici se găsește în poziție diapiră pe o linie tectonică, de-a lungul căreia Sarmatianul ia contact cu orizontul cenușiu cu gipsuri al Miocenului.

4. Vîrsta tectonică a sării este greu de susținut pentru motivul că în toată subzona miocenă Formațiunea cu sare apare de sub orizontul inferior al Miocenului, iar pachetele de șisturi cu Radiolari citate de GR. POPESCU în gipsurile negre de la Valea Sării, le considerăm ca fiind rupte în procesul de diapirism, din formațiunile mai noi, cu care diapirul vine în contact. În plus, menționăm faptul că asemănarea litologică dintre Formațiunea cu sare de la Valea Sării și celealte apariții din plină subzonă miocenă merge pînă la identitate, fapt ce ne face să susținem vîrsta acvitaniană.

5. Caracterul de produs tectonic al Breciei sării din Vrancea, susținut de ȘT. MATEESCU și M. PAUCĂ, nu-l putem admite deoarece, după cum am arătat,

¹⁾ Raport geologic asupra ținutului minier, nr. VIII Birsești-Cimpina. Arh. Min. Ind. Petrol. și Chim. București 1943.

²⁾ Raport definitiv asupra reg. Cîmpuri-V. Sării. Arh. Com. Geol. București 1952.

noi am întîlnit depozite stratificate normale, care nu reprezintă altceva decât un material sedimentat odată cu sarea și gipsul.

În zona centrală Formațiunea cu sare apare în lungul liniilor tectonice ce separă diferențele structuri ale Miocenului, accentuând deformațiile structurale ale acestor depozite. Diapirismul Formațiunii cu sare se datorează forțelor tangențiale și nu reprezintă fenomene aparte datorite tectonicei sării.

Proprietățile fizice ale Formațiunii cu sare, îi atribuie acesteia calitatea de depozit plastic, în care gipsul și sarea, acolo unde acestea există, se remarcă în mod deosebit. În general însă, argila nisipoasă constituie masa principală a diapirelor și în condițiile de presiune, datorită forțelor tangențiale, Formațiunea cu sare a căpătat o mobilitate sporită, ceea ce a favorizat însinuarea ei pe liniile de minimă rezistență.

Așa cum am arătat la condițiile de sedimentare, Formațiunea cu sare, nu constituie un depozit omogen și de asemenea trebuie admise importante variații de grosime sau chiar anumite zone unde această formăție să nu se fi depus.

Considerăm că aceste observații nu sunt suficiente pentru a explica modul neuniform și izolat al apariției diapirelor, în special de-a lungul aceleiași linii tectonice. Pentru acest motiv ne-am imaginat că zonele de apariție a Formațiunii cu sare (diapiră) au fost condiționate de existența unor zone de acumulare inițială mai importante. Spre aceste zone presupunem că au migrat depozitele plastice ale Formațiunii cu sare aflate într-o stare de oarecare mobilitate datorită atât presiunilor tectonice cît și apăsării depozitelor de deasupra.

În cuprinsul subzonei miocene se întâlnesc și rupturi de-a lungul căror nu apar diapire. Acest fapt se poate datori fie lipsei Formațiunii cu sare din subiectul Miocenului, fie unei constituții litologice deosebite a acestei formațiuni, care nefiind suficient de plastică și mobilă a fost antrenată normal în procesul de cutare.

Acolo unde Formațiunea cu sare apare la suprafață ca diapir mai bine dezvoltat, a putut să provoace puternice laminări ale stratelor cu care a venit în contact, rupând uneori bolta acestora. Astfel se prezintă situația pe P. Humei, unde pe flancul estic al diapirului, orizontul roșu apare puternic laminat, în timp ce pe flancul vestic nu se întâlnesc decât klippe din orizontul roșu, rămas undeva mai în adâncime.

În mod asemănător Formațiunea cu sare, diapiră, a putut rabota din fundamentul oligocen klippe de dimensiuni apreciabile, pe care le-a adus către suprafață pe plane de ruptură. Această explicație o acordăm aparițiilor de Oligocen în legătură cu Formațiunea sării de pe linia Năruja-Algheanu și pe linia Paltin-Nistorești-Văsui.

Pe linia Năruja-Algheanu importantele apariții de Oligocen trădează prezența fundamentului (oligocen) la adâncimi relativ mici datorită probabil unei ridicări regionale.

Considerind diapirismul Formațiunii cu sare ca rezultat al forțelor de cutare, am admis că mișcarea Formațiunii cu sare și insinuarea ei pe linii de fractură a început o dată cu cutarea depozitelor Miocenului, care a avut loc după Helvețian. Mișcarea a continuat cu o amplitudine redusă pînă cel puțin în Pliocenul inferior ale cărui depozite sănt dislocate în zona faliei pericarpatiche, pe care de asemenea Formațiunea cu sare apare diapiră (V. Sării, Reghiu).

BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIUS SAVA. Discuțiune asupra vîrstei formațiunii salifere din România. *D. S. Inst Geol. Rom.*, V (1913—1914). București, 1916.
2. ATANASIU ION. Quelques observations sur le diapirisme. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I (1930). București, 1932.
3. BOTEZ G. Cercetări geologice în jud. Putna. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1908—1909*. București, 1913.
4. CIOCÂRDEL RADU. Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna. *An. Com. Geol.*, XXII. București, 1950.
5. DUMITRESCU ION. Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV. București, 1952.
6. FILIPESCU M. G. Le calcaire de Bădila (Buzău) et quelques considérations sur l'enveloppe du sel. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII (1933—1934). București, 1938.
7. GRIGORAȘ N. Faciesurile Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.*, XXVII. București, 1955.
8. GROZESCU HORIA. Condițiile de sedimentare ale Formațiunii salifere subcarpatiche. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II (1914—1915). București, 1923.
9. HEIM ARNOLD. Beobachtungen über Diapirismus. *Ecl. geol. helv.*, vol. 51, nr. 1, 1958.
10. MACOVEI G. Asupra formațiunii salifere subcarpatiche. *D. S. Inst. Geol.*, V. (1914—1915). București, 1916.
11. MATEESCU ȘTEFAN. Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaților Români. *An. Inst. Geol. Rom.* XII. București, 1927.
12. MRAZEC L. Despre cute cu simbure de străpungere. *Bul. Soc. Șt.* XVI. București, 1907.
13. MRAZEC L. Asupra provenienței conglomeratelor verzi ale Flișului Carpatic între rîurile Putna și Buzău. *Bul. Soc. Șt.* XVII. București, 1908.
14. OLTEANU FL. Depresiunea subcarpatică între văile Ozanei (Pîrul Neamțului) și Buzăului. *An. Com. Geol.*, XXXI. București, 1958.
15. PAUCĂ M. Depozitele miocene presarmațiene din regiunea de curbură a Carpaților orientali. *An. Com. Geol.*, XXIV. București, 1952.
16. POPESCU — VOITEȘTI I. Sur l'origine du sel et les rapports tectonique des massifs de sel avec les gisements de pétrole de Roumanie. *Bull. Soc. Géol. Fr. (U)*. XXI. Paris, 1921.
17. POPESCU — VOITEȘTI I. Sel helvétien dans les Subcarpathes orientales. *C. R. Inst. Sciences Roum. (Acad. Sc. Roum.)*, III, 2 (1938). București, 1939.
18. PREDA D. M. Discuție relativă la vîrsta sării. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920). București, 1925.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С СОЛЯНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ МЕЖДУ ПАЛТИН И ДОЛИНОЙ СОЛИ (ВРАНЧА)

ГР. АЛЕКСАНДРЕСКУ, К. ДЖЕРЖЕСКУ

(Краткое содержание)

В Неогенной зоне Вранча (между В. Путна и В. Забала) были проведены геологические исследования и сделаны некоторые выводы, касающиеся соляных образований.

В области проведены следующие стратиграфические подразделения: Песчанисто-известковый горизонт (херсонский), Мергелистый горизонт (бессарабский), Горизонт пластов Налош (верхний тортонский и нижний сарматский яруса), Горизонт песчаника Ракитуша (нижний тортонский ярус), Пепельный горизонт (гельветский ярус), Красный горизонт (бурдигальский ярус), Соляные образования (аквитанский ярус), Песчаник кливы, мениллит (олигоцен),

Олигоцен развит в окрайней зоне флиша, которая составляет западную границу области, а также в миоценовой субзоне, как тектонические строганые ламы, сопровождающие соляные образования.

Как более значительные тектонические нарушения упоминаются «окрайний сброс флиша», «перикарпатский сброс», а также несколько линий во внутренней части миоценовой субзоны, вдоль которых происходит процесс выдавливания (диапиризм) соляных образований.

Соляное образование охарактеризовано как стратиграфическая единица седиментационного происхождения, заключенная между верхним олигоценом и основанием красного горизонта нижнего миоцена.

Авторы сделали предположение, что эта формация образовалась на олигоценовом фундаменте, во время складкообразования (савские движения), а большое литологическое разнообразие объясняется седиментационными, весьма различными, условиями, созданными в новой среде.

Происхождение материала из Форланда объясняется эрозией, которой подверглись некоторые киммерийские горные цепи, иногда погруженные и перенесенные гидрографической сетью с восточного берега седиментационной фоссы.

Перераспределение материала в седиментационной среде объясняется течениями. Некоторое количество тонкозернистого разрушенного материала могло быть перенесено золовой деятельностью, так как наличие жаркого климата доказано присутствием глыб с пустынеобразными корками.

Соленые образования из-за своего литологического состава-проявляют свои пластические свойства при наличии условий давления, создаваемых тангенциальными силами, в образовании диапировой складки. Таким образом образовались эти формации в начинаяющихся разломах миоценового чехла.

Принимая во внимание наличие диапировых складок в соляных образованиях, как результат складкообразовательных сил, авторы допускают, что движения этих образований и их установление по линиям разлома началось одновременно со складкообразованием миоцена, а именно в постгельветское время. Движение продолжалось с меньшей амплитудой, самое меньшее, до нижнего плиоцена, отложения которого были подвергнуты дислокации в зоне «прикарпатского сброса».

SUR LA FORMATION DU SEL SITUÉE ENTRE LES LOCALITÉS
DE PALTIN ET DE VALEA SĂRII (VRANCEA)

PAR

GR. ALEXANDRESCU et C. GEORGESCU

(Résumé)

Dans le cadre du Néogène de Vrancea (entre les vallées de la Putna et de la Zăbala) ont été effectuées des recherches géologiques comprenant également quelques considérations sur la Formation du sel.

Les subdivisions stratigraphiques de la région sont les suivantes: l'horizon grésocalcaire (Kersonien), l'horizon marneux (Bessaabien), l'horizon des Couches de Haloş (Tortonien supérieur — Sarmatien inférieur), l'horizon du grès de Răchitaşu (Tortonien inférieur), l'horizon gris (Helvétien), l'horizon rouge (Burdigalien), la formation du sel (Aquitanién), le grès de Kliwa, ménilites (Oligocène).

L'Oligocène est développé dans la zone bordière du Flysch qui constitue la limite occidentale de la région, ainsi que dans la sous-zone miocène sous forme de lames tectoniques de rabotage accompagnant la Formation du sel.

En tant qu'accidents tectoniques plus importants on signale «la faille marginale du Flysch», «la faille péricarpatique», ainsi que quelques lignes à l'intérieur de la sous-zone miocène, le long desquelles vient s'insinuer sous forme de plis diapirs la Formation du sel.

La Formation du sel représente une unité stratigraphique sédimentaire comprise entre l'Oligocène supérieur et la base de l'horizon rouge miocène-inférieur.

On suppose que cette formation s'est formée sur un soubassement oligocène en voie de plissement (mouvements saviques) et que la grande variété lithologique s'explique par les différentes conditions de sédimentation créées dans ce nouveau milieu.

Le matériel de l'avant-pays proviendrait de l'érosion subie par certaines crêtes cimmériennes, parfois submergées, et du transport par le réseau hydrographique au bord est de la fosse de sédimentation.

La redistribution du matériel dans le milieu de sédimentation est l'oeuvre des courants. Une partie du matériel fin a pu être transportée par voie éolienne, vu que l'existence d'un climat aride est prouvée par la présence des blocs à croûtes désertiques.

Étant donné sa constitution lithologique la Formation du sel accuse des propriétés plastiques, de sorte que dans les conditions de pression créées par les forces tangentielles, cette formation a eu un comportement diapir. Ce fait explique son insinuation le long des fractures naissantes de la couverture miocène.

En considérant le diapirisme de la Formation du sel comme le résultat des forces de plissement nous avons admis que le mouvement de cette formation et son insinuation le long des fractures se sont accomplis en même temps que le plissement du Miocène, c'est-à-dire qu'ils sont post-helvétiens. Le mouvement a continué avec une amplitude réduite au moins jusqu'au Pliocène inférieur, disloqué dans la zone de la « faille péricarpatique. »

CÎTEVA OBSERVAȚIUNI GEOLOGICE ASUPRA PREZENȚEI PONȚIANULUI DINTRE T. SEVERIN ȘI BATOTI¹⁾

DE

C. GHENEÀ și A. GHENEÀ

Pentru întocmirea hărții geologice la scara 1:200.000 a sectorului dunărean, am efectuat în cursul anului 1958 cercetări începînd de la T. Severin spre aval. Problemele geologice ridicate cu ocazia cartărilor sînt destul de numeroase, din care motiv ne-am propus să revenim asupra lor cu ocazia unor comunicări viitoare. În această notă, prezentăm numai unele observații privind depozitele pliocene care apar la E și SE de T. Severin.

În sectorul pe care s-au extins cercetările noastre nu s-au întreprins pînă în prezent studii geologice de amănunt. Ca referință bibliografică ne-a servit harta geologică sc. 1:500.000 a lui IONESCU-ARGETOIA, pe care depozitele pliocene sînt considerate de vîrstă daciană și levantină, fără însă ca textul să cuprindă alte indicații asupra acestui sector. De asemenei, în lucrările executate de H. GROZESCU asupra zăcămintelor de lignit din Pliocenul Olteniei și de M. FILIPESCU, asupra NW Olteniei, sînt separate în N regiunii cercetate, depozite daciene și depozite levantine. Pe harta întocmită de N. ONCESCU și T. JOJA, formațiunile pliocene care apar în regiunea cartată de noi sînt considerate de vîrstă levantină. În cele ce vor urma, ne vom referi de asemenea și asupra concluziilor obținute de NIȚĂ PION, care a lucrat într-o zonă situată la limita nordică a regiunii cercetate.

În continuare, vom încerca a aduce unele contribuții noi la studiul regiunii menționate, reieșite din lucrările de teren.

Ponțianul inferior. Termenii cei mai vecni ai Pliocenului care apar în zona studiată între T. Severin și Batoți aparțin Ponțianului inferior. Acesta este reprezentat prin marne vineții compacte, uneori mai friabile și prin argile cenușii. Marnele apar la zi de la Atîrnăți spre E, în malul Dunării, cînd apele sînt scăzute. De asemenea,

¹⁾ Comunicare în ședința din 20 martie 1959.

pe Valea Mojiei și Valea Bistriței apar argile cenușii cu *Paradacna abychi* HOERN. În sectorul menționat, depozitele Pontianului inferior n-au mai fost citate pînă în prezent. Orizontul inferior al Pontianului a fost întîlnit și spre N, pe Ogașul Mare, unde apar argile cenușii pe fețele de strat, cu numeroase impresiuni de *Paradacna abychi* HOERN. și *Valenciennius annulatus* ROUS.

Pontianul superior. Peste argilele și marnele orizontului inferior urmează concordant o serie de depozite cu grosimi ce ating frecvent 100–150 m, constituite din alternanțe de argile nisipoase și nisipuri argiloase, uneori cu intercalații de gresii friabile. Depozitele sunt fosilifere. Astfel, între Batoți – Atîrnați – N Scăpău, peste marnele vineții, atribuite orizontului inferior, apar nisipuri argiloase vineții cu *Limnocardium* sp. și *Dreissena* sp. La partea superioară, se trece la nisipuri argiloase roșcate cu intercalații de gresii friabile, adevărate lumașele în care însă cochiliile sunt rău conservate. A fost posibilă totuși recunoașterea formelor de *Replidacna* sp. și *Limnocardium* sp. Într-o intercalăție grezoasă de la E de Atîrnați, am găsit exemplare de *Valenciennius annulatus* ROUS. și *Dreissena rostriformis* DESH.

În malul Dunării, la Stîrmina, apar argile nisipoase, care trec la partea superioară în nisipuri argiloase, vineții, aparținând Pontianului superior. Pe V. Tulbure, care se varsă în Dunăre, la Hinova, nisipurile argiloase conțin formele:

Phyllicardium planum planum DESH.

Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum ANDRUS.

Dreissena rostriformis DESH.

Bulimus speciosus COB.

Viviparus achatinoides DESH.

Am găsit de asemenea în aceste nisipuri intercalații de gresii friabile cu numeroase exemplare de *Limnocardium banaticum* FUCHS. Această formă a fost citată în Pliocenul de facies panonic la Rădmănești, Criciova și Crivina (FUCHS T. 1870).

În continuare, spre N, nisipurile argiloase vineții, uneori de culoare albăstruiie, apar pe toate văile afluențe Dunării: Valea Largă, Valea Mojiei, Valea Bistriței, Valea Poroina, Ogașul Dedovița, Ogașul Sec. Conțin numeroase resturi fosile, dintre care am identificat:

Phyllicardium planum planum DESH.

Limnocardium (Arpadicardium) peregrinum EB.

Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum DESH.

Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum ANDRUS.

Pteradacna edentula DESH.

Paradacna retovschi ANDRUS.

Caladacna steindachneri BRUS.

Didacna subcarinata subcarinata DESH.

- Dreissenomya apperta* DESH.
Dreissena rostriformis DESH.
Dreissena rimestiensis FONT.
Valencienius annulatus ROUS.
Melanopsis decolata STOL.
Hydrobia pontilitoris WENZ.
Viviparus achatinoides DESH.
Litoglyphus sp.

Limita nordică a regiunii cartate a fost anterior studiată de către NIȚĂ PION¹⁾. În acest sector, pe V. Chiojmei și Valea Mare, peste argilele din bază cu *Paradacna abychi*, urmăză nisipuri argiloase vineții-albăstrui, care trec la partea superioară în nisipuri gălbui. Nisipurile argiloase vineții conțin nivele lumașelice, în care pre-cumpănesc Limnocardiidele. Din formele recoltate cităm:

- Phyllicardium planum planum* DESH.
Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum ANDRUS.
Limnocardium (Tauricardium) peterli (HOERN.)
Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum DESH.
Limnocardium (Arpadicardium) maieri HERN.
Limnocardium (Arpadicardium) peregrinum EB.
Limnocardium cf. *maieri* HOERN.
Pteradacna edentula DESH.
Caladacna steindachneri BRUS.
Didacna subcarinata subcarinata DESH.
Dreissenomya aperta DESH.
Dreissena rostriformis DESH.
Viviparus achatinoides DESH.
Viviparus sp.

Această asociație indică clar Ponțianul superior.

Pe V. Chiojmei și Ogașul Mare, NIȚĂ PION citează prezența acestor lumașele din care a recunoscut, alături de *Phyllicardium planum planum* DESH, și *Viviparus neumayri neumayri* FONT., forme de *Prosodacna rumana* FONT. și *Prosodacna munieri* SABBA. Am căutat insistent formele daciene citate, însă nu am reușit să găsim vreun exemplar care ar putea fi atribuit genului *Prosodacna*. Între Limnocardiidele menționate mai sus, predomină *Limnocardium subsquamulosum* ANDR. și *Limnocardium emarginatum* DESH. Interesant este faptul că am găsit numeroase exemplare aparținând acestor specii care diferă între ele prin forma, mărimea, grosimea cochiliei, forma coastelor, etc.

¹⁾ NIȚĂ PION PETRE. Cartări și prospecțuni pentru cărbuni în regiunea Topolnița-Coșuștea. Raport. Comit. Geol. 1956.

Din D. Stîrmina spre N, în malul Dunării, și pe toate văile afluente, Ponțianul superior fosilifer suportă un pachet de nisipuri albicioase, cu grosimi de 80–100 m. Trecerea pe verticală de la nisipurile argiloase cu fosile care caracterizează Ponțianul superior la acest orizont se face pe nesimțite, diferență de culoare fiind uneori singurul criteriu pentru a putea separa cele două orizonturi. De la Hinova spre N, toate văile sapă în aceste nisipuri albicioase versanți abrupti care oferă deschideri frumoase și pe grosimi care depășesc 40–50 m. Nisipurile albicioase sunt lipsite, complet de orice rest fosil. În aflorimentele din regiunea cercetată, la partea superioară a acestor nisipuri, se întâlnesc intercalații de lignit foios. Orizontul nisipurilor albicioase are o dezvoltare continuă și spre N de zona cartată de noi. Acest orizont de nisipuri a fost considerat de IONESCU-ARGETOIAIA, de vîrstă daciană. Argumentele pe baza căror Argetoaia a atribuit aceste depozite Dacianului au fost discutate larg de către N. ONCESCU și T. JOJA, într-o lucrare privind geologia regiunii dintre V. Dunării și V. Jiului. Autorii menționati au subliniat că pentru atribuirea complexului nisipos cu cărbuni Dacianului, IONESCU-ARGETOIAIA nu s-a intemeiat pe dovezi concludente. Într-adevăr, IONESCU-ARGETOIAIA citează, de exemplu, la Malovăț, într-o intercalăcie marnoasă de la partea superioară a nisipurilor albicioase, forme de *Viviparus bifarcinatus* BIELZ și de Unionizi triunghiulari, a căror prezență nu constituie însă un argument pentru raportarea depozitelor nisipoase cu cărbuni Dacianului. Paralelizând cu profilele din alte deschideri, IONESCU-ARGETOIAIA a ajuns la concluzia că nisipurile albicioase cu intercalații de lignit la partea superioară, care ar apartine Dacianului, s-ar găsi larg distribuite în această regiune care cuprinde și sectorul studiat de noi.

În concluziile pe care le trag N. ONCESCU și T. JOJA asupra stratigrafiei regiunii, se arată că tot Pliocenul superior din Depresiunea Getică de la W de Jiu, la care se includ și nisipurile albicioase cu intercalații de lignit, trebuie considerate de vîrstă levantină, Dacianului corespunzîndu-i o importantă lacună.

Problema vîrstei depozitelor nisipoase cu cărbuni a fost reluată recent de NIȚĂ PION. Autorul s-a intemeiat pe considerentul discutat de noi mai sus și anume că pe Valea Mare și V. Chiojmei, la baza nisipurilor albicioase, se află o intercalăcie de argile nisipoase lumașlice, din care a citat forme de *Prosodacna rumana* FONT. și *Prosodacna munieri* SABBA, în amestec cu faună tipic ponțiană (*Viviparus neumayeri neumayeri* — Ponțian inferior, *Phyllicardium planum planum* DESH.— Ponțian superior). Amestecul de forme ponțiene și daciene a fost pus de acest autor pe seama unui caracter transgresiv al Dacianului din regiune. Din cercetările noastre a reieșit că în punctele menționate se întâlnesc exclusiv o faună de Moluște fosile, care caracterizează net Ponțianul superior.

Este interesant de menționat că între V. Motrului și V. Coșuștea, au fost executate de către I.S.E.M. mai multe foraje. Rezultatele acestora au fost prelucrate de

către geologul D. CÎRÎC. Acest autor recunoaște în toate forajele din regiune, peste Pontianul fosilifer o serie nisipoasă, cu grosimi de 150 m, nefosiliferă, pe care o atribuie Dacianului inferior, pe considerentul că într-o zonă vestică, NIȚĂ PION a găsit la baza acestor nisipuri, formele de Prosodacne puse în discuție prin nota de față. Reținem din aceste afirmații constatarea că nici în foraje nu s-au găsit forme daciene la baza complexului nisipos.

Referindu-ne la cercetările din dreapta Dunării, observăm că R. BEREGOV a constatat în ținutul Lom (continuarea sudică a regiunii cercetate) prezența unui pachet de nisipuri albicioase și gălbui, cu grosimi de 150 m, nefosilifere, depus peste marne gălbui, care aparține în mod cert Pontianului. Autorul atribuie acest pachet de nisipuri Pontianului superior, fără a exclude posibilitatea ca ele să reprezinte eventual Dacianul inferior.

Față de considerentele expuse, problema vîrstei depozitelor nisipoase cu intercalății de lignit la partea superioară, care apar în regiunea T. Severin, nu este rezolvată, deși studiile din ultimul timp păreau a fi lămurit această controversă. Deoarece în nisipurile albicioase nu se găsesc resturi fosile pe baza cărora s-ar putea da un răspuns definitiv, sătem de părere că vîrsta lor trebuie să rămână o problemă deschisă. Pînă la găsirea unor dovezi precise, noi înclinăm să atribuim în mod provizoriu aceste nisipuri, Pontianului superior.

Dacianul. În cîteva puncte din regiune, la Poroina, Dedovița, V. Copcii, am găsit peste nisipurile albicioase, atribuite de noi Pontianului superior, un pachet de argile negricioase cu numeroase exemplare de Vivipare strivite și greu de determinat. Totuși a fost posibilă identificarea cîtorva exemplare de *Viviparus argesiensis* SABBA, formă caracteristică Dacianului, precum și fragmente aparținînd probabil genului *Hyriopsis*. De asemenea, argilele conțin numeroase fragmente de Cardiide nedeterminabile. În regiunea cercetată, orizontul argilos nu depășește grosimea de 5 m. La N de limita regiunii noastre pachetul de argile a fost întîlnit și de NIȚĂ PION, care citează prezența formelor de *Viviparus argesiensis* SABBA. Spre E, este foarte greu de urmărit argilele daciene, deoarece dispar sub depozitele villafranchiene. În forajele executate de I.S.E.M., între V. Motru și V. Coșuștea, acest complex argilos cu intercalății de nisipuri cuprinde o faună care, după D. CÎRÎC¹⁾, ar aparține sigur Dacianului.

În concluzie, se poate afirma că în regiunea T. Severin — Batoți Pliocenul este reprezentat, cu excepția cîtorva pete daciene foarte reduse, prin depozite ponțiene, care pentru zona situată la S de calea ferată T. Severin — Balota, au fost citate pentru prima oară cu ocazia acestei note.

¹⁾ D. CÎRÎC. Raport geologic asupra lucrărilor de explorare prin foraje, executate între Valea Motru—Valea Coșuștea. I.S.E.M. 1956.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOW N. Studien über die Brachwassercardiiden. *Mem. Acad. Imp. Sc. St. Petersburg*, VIII-e ser. T. XIII. 1903.
2. BEREGOV R. Le Pliocène du district de Lom. Mélanges pour St. Boncev. *Rév. de la Soc. géol. de Bulgarie*. XI, 1939. Sofia, 1940.
3. EBERZIN. Solonovatovodnie cardidi plioțena SSSR. Ciast II. Moskva, 1951.
4. — Rod Limnocardium stoliczka v plioțene pontocaspiskovo basseina. Moskva, 1947.
5. FILIPESCU M. Recherches géologiques sur le NW de l'Olténie. *Bul. S.R.G.G. V*. București, 1942.
6. FUCHS T. Fauna der Kongerienschichten vom Radmanești in Banat. *Jahrb. d. k. k. Geol. Reichs anst.* 20, 4. 1870.
7. GILLET S. Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* IV. București, 1943.
8. IONESCU—ARGETOIAIA I. Orizontarea etajului pontic și limita lui superioară și inferioară în Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Rom.* IV. București, 1915.
9. — Pliocenul din Oltenia, cu privire specială asupra tectonicii Depresiunii Getice. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII. București, 1918.
10. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni—Banat. București, 1944.
11. JOJA T. Zăcăminte de lignit din Pliocenul superior dintre Motru și Dunăre. *D. S. Comit. Geol.* XXXV (1946—1948). București, 1952.
12. JOJA T. și ONCESCU N. Observații asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre V. Dunării și V. Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXV (1946—1948). București, 1952.
13. MURGOCI GH. Tertiärul Olteniei. *An. Inst. Geol. Rom.* I. București, 1908.
14. ONCESCU N. Zăcăminte de lignit din Pliocenul Depresiunii Getice, cuprins între V. Gilortului și V. Motrului. *D. S. Comit. Geol.* XXXV (1946—1948). București, 1952.
15. SCHOVERTH ECAT. Observațiuni asupra genului Limnocardium stoliczka. *D. S. Comit. Geol.* XLIV (1956—1957). Sub tipar.
16. ȘTEFĂNESCU SABBA. Mémoire relatif à la géologie du Județ Mehedinți. *An. Bir. Geol.* 1882—1883. București, 1889.
17. ȘTEFĂNESCU SABBA. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. *Mém. Soc. Géol. de France*. XV. Paris, 1896.
18. TEISSEYRE W. Über die Meotische-Pontische und Dacische Stoffe in den Südcarpaten der östlichen Muntenien. *An. Inst. Geol. Rom.* II, 3. București, 1909.
19. WENZ W. Die Molusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete. Frankfurt a.M. 1942

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ ПОНТА
МЕЖДУ Т. СЕВЕРИНОМ И БАТОЦ

К. ГЕНЯ, А. ГЕНЯ

(Краткое содержание)

Авторы описали понтические отложения, выявленные между Т. Северином и Батоц, отмечая что они являются самыми древними плиоценовыми отложениями данной местности. Понт представлен мергелисто-глинистым нижним горизонтом, содержащим формы *Paralacna abychi* HOERN, и песча-

ноглинистым верхним горизонтом, содержащим ископаемую фауну Limnocardiide.

К верхнему понту приурочивается также комплекс белых песков с переслойками лигнитового угля в верхней части, в связи с его возрастом в геологической литературе возникли горячие прения.

Авторы отмечают присутствие нескольких участков дакийских отложений, имеющих очень ограниченное распространение, расположенных к западу от Т. Северина.

QUELQUES OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES
SUR LA PRÉSENCE DU PONTIEN ENTRE TURNU SEVERIN ET BATOTI

PAR

C. GHENEA et A. GHENEA

(Résumé)

Les auteurs décrivent les dépôts pontiens rencontrés entre Turnu Severin et Batoṭi et mentionnent qu'ils représentent les termes les plus anciens du Pliocène de la région. Le Pontien est représenté par un horizon inférieur marno-argileux renfermant des formes de *Paradacna abychi* HOERN et un horizon supérieur sablo-argileux avec une faune de Limnocardiidés.

On attribue au Pontien supérieur un complexe de sables blancs à intercalations de lignite à la partie supérieure, dont l'âge a été beaucoup discuté dans la littérature géologique.

Les auteurs signalent également quelques lambeaux de dépôts daciens, de dimensions réduites, développés à l'Ouest de Turnu Severin.

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN DOBROGEA CENTRALĂ (ŞISTURI VERZI)¹⁾

DE

ST. COSMA, I. TEODORU, CAMELIA BRESTOIU

Regiunea care face obiectul lucrării de față este localizată în Dobrogea Centrală, înțelegind prin aceasta regiunea limitată la N de o linie care ar uni localitățile Camena, Bașpunar, Topolog, Dorobanțu, Peceneaga, iar la S o linie convențională între Mamaia și Hîrșova. Cercetările noastre s-au extins în partea nordică a zonei delimitate mai sus, ajungîndu-se spre S pînă la linia marcată de localitățile Ceamurilia de Sus, Beidaud, Casimcea, Corugea, Dulgherul.

Orografie și hidrografie. Regiunea studiată se caracterizează prin prezența a numeroase mameloane, dintre care puține depășesc 300 m altitudine. Ca înălțimi mai importante cităm: Vf. Altîn-Tepe 312 m. Dealul Vasile Alexandri 327 m. Dealul Aiorman 312 m.

Cumpăna principală a apelor este reprezentată printr-o culme orientată NW—SE de la Peceneaga la Ciamurlia de Sus. Din această culme principală derivă altele secundare orientate NE—SW, care au rezultat din adîncirea cursului apelor ce curg după aceeași direcție. Culmea principală coincide cu unitatea structurală a șisturilor cristalofiliene, care au aceeași orientare NW—SE, unitate care nu a putut fi fragmentată prin eroziune.

Rețeaua hidrografică este reprezentată printr-un număr redus de râuri cu debite mici, avînd direcții de curgere NW—SE sau NE—SW. Ca văi mai importante amintim: V. Beidaud, ce își are obîrșia la E de satul Vasile Alexandri și își varsă apele în lacul Zmeica, V. Casimcea, ce izvorăște din sudul localității cu același nume, fiind tributară lacului Tașaul, precum și văile Sarai și Dorobanțu, ce-și dirijează apele spre Dunăre.

¹⁾ Comunicare în ședința din 20 martie 1959.

Istoricul cercetărilor. Primul cercetător al Dobrogei este M. K. PETERS (9), care în anul 1867 și 1878 publică la Viena rezultatele cercetărilor geografice și geologice din Dobrogea. Prima lucrare reprezentă o monografie asupra Dobrogei, pe care G.H. MURGOICI o denumește «lucrare de căpătii». Într-adevăr, PETERS face unele observații care nu pot fi ignorate nici astăzi, astfel, el descrie șisturile verzi de la Caraorman, pe care le numește «diabaz-pelite» sau «diabaz-tufuri». În cea de-a doua lucrare face o descriere mineralologică a șisturilor verzi.

RADU PASCU publică între anii 1904—1910 mai multe lucrări cu privire la geologia Dobrogei, acordind o atenție deosebită șisturilor verzi, dar mai ales ivirilor de minereuri din zona Altîrn-Tepe. El consideră șisturile verzi ca fiind roci sedimentare, slab metamorfozate, mai mult sau mai puțin șistoase, reprezentate printr-un facies compact, grezos și conglomeratic. Șisturile cristaline din zona Altîrn-Tepe-Bașpunar ar rezulta (după acest autor) din metamorfismul șisturilor verzi la contact cu rocile eruptive.

L. MRAZEC și RADU PASCU (8) sînt primii care au semnalat linia tectonică Peceneaga-Camena, linie după care șisturile verzi încalecă peste Paleozoicul din nordul Dobrogei.

G.H. MACOVEI (3) confirmă existența acestei linii de încălcare, arătînd că s-ar datora împingerii orizontale a marginii podișului prebalcanic, împingere care formează un unghi de 20° cu direcția cutelor varistice. De asemenea, consideră că această linie s-a definitivat în trei momente și anume: Carbonifer, Cretacic și probabil Miocen.

L. MRAZEC arată că pe linia Peceneaga-Camena, șisturile verzi sînt metamorfozate și transformate în șisturi cristaline prin injectia unei magme dioritice de adîncime, diferențiată în amfibolite, diabaz-porfirite, pegmatite și cuart. Intruziunea o consideră postjurasică. Impregnațiile de pirită cupriferă de la Altîrn-Tepe le pune în legătură cu fenomene postvulcanice.

G.H. MURGOICI descrie zona șisturilor verzi (5), arătînd că acest complex este alcătuit din șisturi sericitoase, cloritoase, foioase, uneori grezoase sau compacte, cu rare intercalații de cuartite, faciesuri diabazice sau amfibolice. G.H. MURGOICI consideră de asemenea că șisturile cristaline (micașisturi, șisturi amfibolice) provin din metamorfozarea șisturilor verzi sub acțiunea unor roci eruptive din regiune.

Din punct de vedere structural, constată existența a trei sinclinale și patru anticlinale, al căror ax este orientat NW—SE, în partea de W a regiunii aceste directii devenind EW și apoi NE—SW. Luînd în considerație lipsa de fosile, precum și caracterul căderii cutelor pe linia tectonică Peceneaga-Camena, deduce că Dobrogea mijlocie este erodată mai adînc decît cea nordică, astfel încît șisturile verzi, în interpretarea sa, sînt mai vechi decît toate formațiunile dobrogene, presupuse a fi pre-cambriene.

C. I. MOTAŞ (4) atribuie șisturile verzi, Paleozoicului; prezența materialului eruptiv și a celui sedimentar îl îndreptăște să le numească tufite și grauwacke.

Aceste roci n-au suferit un metamorfism important, ci numai un început de metamorfism, doavadă fiind apariția cloritului.

ŞT. CANTUNIARI (2) semnalează pe V. Derni-Eiolga conglomerate, gresii cenușii, filite verzi și lydite.

Geologia și petrografia

Din punct de vedere geologic, regiunea se încadrează în unitatea dobroreană. În cadrul acesteia sunt prezente rocile cristalofiliene, formațiuni sedimentare și roci eruptive. Cu excepția rocilor sedimentare mesozoice și mai noi, și a rocilor eruptive, rocile cristalofiliene, dar mai ales rocile sedimentogene vechi, afectate sau nu, au cea mai largă dezvoltare în zona cercetată de noi.

Astfel, șisturile cristalofiliene apar în partea de N a perimetrului cercetat, pe o lungime de cca 20 km, având o lățime de 3 km, în partea centrală (Vf. Altîn Tepe), pentru ca în extremitatea de NW (Topolog) și SE (Ceamurlia de Sus), să se afunde treptat pînă la completa lor dispariție sub formațiunile mai noi. În această serie sunt prezente roci mesozonale, care ocupă partea centrală a sîmburelui cristalin, și roci epizonale, ce se dispun paralel cu fîșia rocilor mesozonale de o parte și de alta, avînd o orientare comună NW—SE.

Şisturile cristalofiliene mesozonale sunt reprezentate prin micașisturi cu muscovit, biotit și staurolit, micașisturi cu muscovit și granați, amfibolite și șisturi amfibolice, cuarțite, șisturi cuarțitice și metadiorite. Șisturile cristaline epizonale sunt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțito-cloritoase și intercalării de cuarțite.

Rocile sedimentare, după raporturile pe care le prezintă și trăsăturile lor caracteristice, le putem considera ca făcînd parte din două grupe mari: grupa rocilor sedimentare vechi (paleozoice) și grupa rocilor sedimentare noi (mesozoice).

1. În cadrul primei grupe, am putut stabili existența a două serii distințe: seria șisturilor verzi inferioare și seria șisturilor verzi superioare.

Rocile din aceste serii ocupă o mare suprafață în Dobrogea centrală, întinzîndu-se de la linia Ceamurlia de Sus—Topolog—Peceneaga spre S pînă la linia Mamaia—Hîrșova.

Prima serie este reprezentată prin roci sedimentare slab metamorfozate. Astfel se întîlnesc microconglomerate, gresii, șisturi aleuritice și șisturi pelitice compacte. În cadrul acestei serii se pot separa, cu mare dificultate, unele nivele de diabaz porfirite și tufite.

Cea de-a două serie a fost identificată în zona Casimcea—Rîmnic—Dulgheru, fiind constituită din aglomerate și gresii violacee în care sunt remaniate elemente de roci aparținînd primei serii, elemente de Cristalin și Eruptiv (diabaz). Atât rocile cristalofiliene, cât și cele sedimentare vechi, sunt străbătute de filoane de cuarț hidrotermal.

2. Formațiunile sedimentare mai noi sănt reprezentate prin roci aparținând Triasicului, Jurasicului, Cretacicului superior și Cuaternarului.

Rocile eruptive sănt reprezentate prin porfire cuarțifere.

I. Seria șisturilor cristalofiliene de Ceamurlia-Başpunar. Rocile care alcătuiesc această serie sănt împărțite, după gradul de cristalinitate, în șisturi mesozonale și șisturi epizonale.

1. *Şisturile cristaline mesozonale.* În grupa șisturilor mesozonale cităm micașisturi cu muscovit, biotit și staurolit, micașisturi și paragnaise cu muscovit și biotit, micașisturi cu granați, amfibolite, șisturi amfibolice, cuarțite și metadiorite.

a) *Micașisturi cu muscovit, biotit și staurolit.* Megascopic aceste roci prezintă orientări evidente; sănt de culoare cenușie-argintie datorită păturilor de muscovit și biotit. Microscopic prezintă o structură grano-lepidoblastică și o textură șistoasă ondulată. Compoziția mineralologică este indicată în ordinea predominanței procentuale, de următoarele minerale: muscovit, biotit, cuarț, feldspat plagioclaz (oligo-claz-albit) și staurolit.

Muscovitul se prezintă cu conture neregulate, fiind asociat uneori cu biotitul.

Biotitul este frecvent cloritizat parțial, uneori total. Din punct de vedere cantitativ, biotitul obișnuit este subordonat muscovitului, arareori ajungînd la raportul 1 : 1.

Cuarțul se prezintă cu conture în general neregulate, alungite paralel cu planul de șistozitate.

Feldspatul plagioclaz este albit și mai rar oligoclaz.

Luînd în considerare prezența staurolitului, ajungem la concluzia că acest tip de rocă corespunde la un facies metamorfic de profunzime.

Micașisturile cu staurolit se dispun în general în partea mediană a șisturilor mezozoneale și apar în culmea Altın Tepe-Başpunar.

b) *Micașisturi și paragnaise cu muscovit și biotit și șisturi cuarțitice.* Aceste tipuri de roci nu se pot separa cartografic, fiind intercalate unele în altele. Faciesurile micacee gnaisice și cuarțitice rezultă din participarea la constituția rociî într-o măsură mai mică sau mai mare a micelor, a feldspatului plagioclaz și a cuarțului.

Ca aspect general aceste roci se deosebesc de micașisturile cu staurolit prin aceea că biotitul este prezent mai rar în cristale proaspete, cea mai mare parte a lui fiind transformată în clorit. Pe de altă parte, creșterea cantităților de feldspat și cuarț mărește coeziunea între granule, dînd rociî un aspect mai compact. Au o culoare cenușiu-argintie, structură lepidoblastică și textură grano-lepidoblastică.

Microscopic se constată prezență în cantități variabile a muscovitului, cuarțului, albitului, biotitului și cloritului.

Aceste roci sunt deosebit de răspândite în cadrul șisturilor cristalofiliene mesozonale, reprezentând tipurile de bază ale acestora. În ansamblu, aceste roci au suferit puternice tectonizări, cuarțul fiind spart, rulat și recimentat în masa cuarțitică microcristalină, care formează agregate în jurul fenocristalelor.

c) *Micașisturi cu două mice și granați* apar în partea vestică a mesozonei, având o culoare verzui-argintie și stratificație evidentă. Pe suprafețele de stratificație se observă plaje de oxizi de fier. Aceste roci au structura lepidoblastică și textura șistoasă orientată. Sub microscop se constată o compoziție mineralogică simplă, la care participă muscovit, biotit, cuarț și granat, iar ca minerale accesori magnetit.

Biotitul reprezintă cca 40% din compoziția rocii, participarea lui mai scăzută datorindu-se trecerii, în parte, în clorit, fapt ce dovedește un metamorfism regresiv suferit de rocă. Cloritizarea apare frecvent la marginea cristalelor de biotit, lamelele de biotit nealterate prezentându-se sub formă de cristale alungite, având un pleocroism care variază de la galben la brun-verzui.

Cuarțul apare în procente scăzute, participând cu aproximativ 10% la constituția rocii. Cristalele prezintă aglomerări repartizate neuniform în masa rocii; în cadrul acestor aglomerări apar plaje de clorit și biotit cloritizat.

Granații apar sporadic, ajungând pînă la 5% din compoziția rocii; prezintă zone de zdrobire cu numeroase fisuri. Diaforeza se manifestă prin apariția cloritului în cristalele de granat. Accesoriu apar granule de magnetit în procent de 5%.

Înînd seama de extincția rulantă a cuarțului, precum și de aspectul granaților, muscovitului și biotitului, deducem că roca a fost supusă la eforturi însemnate,

d) *Amfibolite și șisturi amfibolice*. Trăiem împreună aceste două tipuri de roci înînd cont de dificultățile ce apar în separarea lor cartografică, dificultăți datorate insuficientelor aflorimente care ar permite corelarea datelor. Atât amfibolitele cât și șisturile amfibolice se întîlnesc ca lentile cu orientări NW—SE, aflorimentele fiind mai frecvente pe V. Caraci—Culac și Pădurea Satului Ceamurlia de Sus.

Amfibolitele sunt roci de culoare neagră-verzuie, cu structură granoblastică și textură șistoasă, la constituția lor participând hornblenda cu feldspatul plagioclaz. Hornblenda reprezintă masa fundamentală a rocii găsindu-se în proporție de 94%, dimensiunile acestui mineral fiind cuprinse între 0,1—7 mm; se prezintă în cristale alungite, dezvoltate prismatic, având pleocroism care variază de la verde-cenușiu la verde, clivaj bun și un unghi de extincție de 15° pentru varietățile actinolitice și 18° pentru varietățile comune. Feldspatul participă în raport de 6% la compoziția rocii, având dimensiuni de 0,1—1 mm, prezintându-se maclat polisintetic sau nemaclat, conținutul în An fiind 10%.

Şisturile amfibolice sunt roci de culoare neagră-verzuie, având o structură grano-lepidoblastică și textură şistoasă. Cu ochiul liber se disting cristale de amfiboli, feldspat, cuarț și uneori granat.

Spre deosebire de amfibolite, șisturile amfibolice au o granulație de dimensiuni reduse, în compoziția lor apărînd în plus cuarțul și granatul.

e) *Cuarțitele* se întâlnesc ca intercalații în partea vestică a zonei cristalofiliene mesozonale între Ceamurlia de Sus și Topolog. Sunt roci de culoare deschisă, având structura granoblastică și textura şistoasă. Microscopic se constată o compoziție mineralologică simplă, la care participă cuarțul, biotitul, epidotul și accidental granatul.

f) *Metadioritele* apar ca o fâșie întreruptă, începînd din partea de N a Ceamurliei de Sus, unde sunt cele mai bine dezvoltate, apoi ca un mic petec la S de Pădurea Satului, la NE de localitatea Altin Tepe și la obîrșia Văii Satului.

Aceste rocii sunt de culoare neagră-verzuie, au structură hipidiomorfgranulară, divergentă, și textură masivă. Megascopic se observă cristale de amfiboli și feldspat; în multe cazuri se observă diaclaze umplute cu cuarț. Cristalele de hornblendă ajung pînă la 8 mm lungime și 2 mm lățime. Microscopic se constată o ușoară orientare a hornblendei. Cuarțul este prezent în procente ce nu depășesc 8% din masa rocii. În cantități cu totul neglijabile este prezent biotitul. Ca mineral accesoriu se întîlnește magnetitul.

Având în vedere faptul că roca dioritică își păstrează caracterele privind structura și textura, în părțile periferice ale corpului observîndu-se o ușoară orientare, conchidem că aceste intruziuni s-au pus în loc sincinematic.

2. *Şisturile cristalofiliene epizonale*. Rocile epizonale se dezvoltă de o parte și de alta a șisturilor mesozonale, respectiv la NE și SW de acestea. Ele sunt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțito-cloritoase și intercalații de cuarțite. Dezvoltarea cea mai mare în cadrul șisturilor epizonale o au șisturile sericito-cloritoase, urmînd în ordine șisturile cuarțito-cloritoase și cuarțitele.

a) *Şisturile sericito-cloritoase*. Megascopic, acestea au o culoare verde argintie datorită cloritului și sericitului. Structura este lepidoblastică iar textura şistoasă. Cu ușurință se distinge sericitul, care formează masa fundamentală a rocii, cloritul, cuarțul, feldspatul plagioclaz, mai rar muscovitul, actinotul și epidotul.

b) *Şisturile cuarțito-cloritoase* au o culoare verzuie, uneori alb-verzuie, având o structură lepidoblastică ușor granoblastică și textură şistoasă. Prezența sericitului dă rocii un aspect ușor argintiu.

Microscopic, se constată prezența în cantități variabile a cloritului și cuarțului, ca minerale subordonate fiind sericitul și rareori epidotul. Accesoriu apare pirlita și magnetita.

În aceste roci sunt localizate lentile de pirite cuprifere și magnetită, care se exploatează în mina Altın Tepe; dispoziția lentilelor este aproape concordantă cu direcția complexului care le găzduiește, afundîndu-se direcțional către E.

c) *Cuarțitele* apar ca lentile de dimensiuni reduse. Au o culoare cenușie-verzuie, structură grano-lepidoblastică și textură șistoasă masivă. În compoziția mineralologică predomină cuarțul, care ajunge pînă la 85% din rocă, apoi epidotul 10% actinotul 2%, biotitul și cloritul.

Tinînd seama de faciesurile petrografice sub care se prezintă rocile, după cum rezultă din cele spuse pînă acum despre seria cristalofiliană, conchidem că aceste roci au rezultat în urma unui metamorfism regional, ele reprezentînd fundamentul regiunii.

II. Șisturi verzi. Încă de la începutul cercetărilor geologice în țara noastră, șisturile verzi au atrăs atenția multor oameni de știință, fiecare dintre aceștia propunîndu-și lămurirea raporturilor dintre aceste roci și cele din jur, a constituției mineralogice și a originii lor. De asemenea, unii autori au încercat paralelizări la distanță cu roci asemănătoare, în dorința de a reconstitui vechile domenii de sedimentare ale acestor roci.

În cadrul grupării șisturilor verzi, distingem două serii: una inferioară și alta superioară. În regiunea cercetată, șisturile verzi și în special cele din seria inferioară au cea mai largă dezvoltare.

1. *Seria inferioară a șisturilor verzi.* În această serie încadrăm complexul de roci detritice (microconglomerate, gresii, șisturi aleuritice și șisturi pelitice) cu intercalări de roci eruptive efuzive și roci piroclastice.

Caracterul sedimentogen specific rocilor detritice ca structură clastică, granule rulate cît și faptul că în ele sunt remaniate elemente de Cristalin, ne fac să credem că aceste roci reprezintă un termen mai nou decît șisturile cristalofiliene.

Rocile acestei serii sunt ușor afectate, lucru pentru care unii autori au fost tentați să considere că ele au suferit un metamorfism regional.

După părerea noastră, acest complex a suferit un dinamo-metamorfism în care temperatura nu a atins valori prea mari. Martorii acestor fenomene mecanice sunt milonitizările întîlnite destul de frecvent în regiune. În felul acesta, se poate explica vaga orientare a mineralelor din roci după direcția efortului la care au fost supuse. Probabil că la aspectul actual al rocilor s-a ajuns nu numai prin metamorfismul dinamic, ci într-o mică măsură a contribuit și activitatea hidrotermală

ulterioară, căreia i se datorează filoanele de cuarț ce se întâlnesc în cadrul șisturilor verzi. Dăm mai jos descrierea petrografică și mineralologică a tipurilor de roci ce se individualizează în seria inferioară a șisturilor verzi.

a) *Microconglomerate, gresii și șisturi aleuritice.* Aceste roci se pare că stau în baza seriei șisturilor verzi; frecvența lor este mai însemnată în zona Ceamurlia de Sus, Eschibaba, V. Alexandri, Neafîrnarea, Doerani, Topolog, Canat Calfa, Dorobanțu. Au o culoare cenușie, verde închis, structură psamitică-aleuritică și textură masivă. Aceste roci se întâlnesc pe zone întinse sub forma unor fîșii orientate NW—SE, uneori ajungînd aproape EW, luînd parte la alcătuirea unor mici sinclinale și anticlinale cutate și deversate către NE, înclinările variind în jur de 65°.

Microscopic, roca prezintă următoarea compoziție mineralologică:

	mm	%
Cuarț	0,02—1	46
Clorit	0,5 —0,01	35
Biotit	0,5 —0,01	5
Feldspat	0,5 —0,01	5
Muscovit	0,5 —0,03	2
Sericit	1 —0,01	2
Epidot	0,02	1
Pirită	0,2 —0,1	3
Magnetit	0,2	1

Cuarțul, după cum reiese și din tablou, este constituentul principal al rocii; apare în granule cu conture angulare și rotunjite. Cristalele mari prezintă fisuri care-l fragmentează, observîndu-se frecvent cum cristalele de dimensiuni mici le înconjoară pe cele de dimensiuni mari, primele prezentînd aspect de îndințare, formînd în același timp masa fundamentală a rocii.

Cloritul este subordonat cuarțului și constituie cimentul de bază al rocii; se constatătă trecerea biotitului în clorit, în special în zonele marginale, demonstrînd astfel că o mare parte din clorit a rezultat pe această cale.

Muscovitul apare zdrobit ca indivizi izolați sau făcînd parte din cimentul rocii. Prin fragmentarea lui rezultă foișe aciculare care iau aspectul sericitului, fapt ce a determinat pe unii autori să-l considere ca provenit în urma unui metamorfism regional.

Feldspații au conture rotunjite, uneori angulare, fiind maclați polisintetic și Karlsbad, alteori nefiind maclați. Cristalele maclate prezintă o sericitizare destul de evidentă din centru către periferie, spre deosebire de indivizii nemaclați la care nu se remarcă acest aspect. Conținutul în An este de 28—38%.

Biotitul apare ca foișe lamelare care mulează cristalele de cuarț; frecvent se observă trecerea de la biotit la clorit.

Epidotul se prezintă cu totul sporadic, în granule izometrice, cu conture rotunjite, având crăpături frecvente care ajung uneori să rupă cristalul; fragmentele astfel rezultate sunt deplasate în apropierea cristalului, ceea ce ne-a condus la ideea că această rupere a avut loc după prinderea epidotului în rocă.

Zoizitul apare ca mici cristale alungite prismatice, asociate intim cu epidotul.

Magnetitul, ca mineral accesoriu, este diseminat în masa rocii sub formă de plaje. Trebuie să menționăm că în aceste gresii apar cuiburi de pirită, având dimensiuni cuprinse între 2–10 mm.

În împrejurimile satului Neafîrnarea, aceste apariții se întâlnesc pe suprafețe mari, ele dând rocilor un aspect pestriț, apărînd ca pete de culoare gălbuiie, ceea ce l-a determinat pe PETERS să le numească « Fleckschiefer » (= șisturi pătate). Aceleași cuiburi de pirită apar și la N de satul Doerani, iar la S de Dorobanțu frecvența lor este diminuată, dimensiunile fiind însă mai mari. (2–3 cm). O parte din pirita acestor roci, o considerăm ca fiind legată de unele nivele superioare ale complexului cristalofilian epizonal, purtător de mineralizații. La această idee ne conduce în special presupunerea că aria de răspîndire a gresiilor se află în apropierea litoralului. Nu este însă exclus ca sedimentarea să se fi produs la adîncimi considerabile, astfel încît au existat condițiile unui mediu anaerob propice pentru nașterea piritei sedimentare. Un argument în plus pentru existența unui mediu anaerob în domeniul de sedimentare al șisturilor verzi, îl constituie lipsa fosilelor care nu au fost întâlnite pînă în prezent.

b) *Şisturile pelitice* apar în regiune pe suprafețe însemnate la S de Beidaud, Sarighiol de Deal, Ramazanchioi, Rahman, Haidar, spre SW ajungînd să fie subordonate șisturilor aleuritice. Sunt roci de culoare verde deschis pînă la verde-albăstrui, având o microstructură plastică și o textură masivă.

Microscopic se observă o masă cuarțo-cloritoasă, microcristalele având dimensiuni în jur de 0,01 mm. Finețea materialului împiedică determinarea riguroasă a participării procentuale; se constată o echivalență între clorit și cuarț, primul având totuși o ușoară preponderență. Ambele însumează 85–90% din totalul rocii; restul procentajului îl completează sericitul și probabil muscovitul și biotitul. Nu este exclus că în compoziția șisturilor pelitice să intre și celealte minerale descrise anterior în gresii, deoarece este de presupus că mineralele care au constituit aceste roci nu sunt prea variabile, ele deosebindu-se numai prin granulație ca rezultat al formării lor în condiții de adîncime și distanțe diferite de țărm.

c) *Diabaz-porfirite*. Cu mare dificultate am putut deosebi în cadrul șisturilor verzi, o categorie de roci care, macroscopic, se asemănă cu șisturile pelitice, însă trădează afinități cu rocile eruptive efuzive bazice. Au o culoare verde, spărtură neregulată și o duritate mai mare. Aceste aspecte le-am putut separa numai în partea sudică a seriei, la SE de localitatea Sarighiol de Deal și la E de Casimcea,

apărînd ca o fîșie ce are alura unei curgeri. Microscopic, diagnosticarea lor este destul de dificilă, dat fiind transformările pe care le-au suferit în urma dinamo-metamorfismului. Aceste roci se prezintă ca o masă fin granulară, formată în cea mai mare parte din clorit (80%), în care feldspații apar ca fenocristale puternic calcitizate. Cuarțul nu depășește 10% din masa rocii, apărînd sub forma unor cristale izolate.

Aceste roci există probabil și în nivelele mai inferioare, prin aceasta putîndu-se explica orizonturile de tufite care apar în rocile grezoase aleuritice și pelitice, dar n-au fost scoase la zi.

d) *Tufite*. În cadrul rocilor grezoase, aleuritice și pelitice, se pot separa nivele cu o compoziție mineralogică similară gresiilor și pelitelor, în care însă apare în plus sticla vulcanică, iar mineralele cu conture rotunjite sunt subordonate celor angulare. De asemenea se constată o mai mare frecvență a feldspatului plagioclaz, care apare numai sub formă de cristale angulare. Prezența acestui material mixt, sedimentar și eruptiv, l-a determinat pe C. I. MOTĂȘ să considere toate varietățile grezoase ale șisturilor verzi ca fiind tufite. Cercetările microscopice arată însă că tufitele apar ca intercalații la diferite nivele în seria inferioară a șisturilor verzi.

2. *Seria superioară a șisturilor verzi*. În această serie încadrăm rocile în care sunt remaniate elemente de mărimi diferite de șisturi verzi din seria inferioară, precum și diabaze. Aceste roci se dispun la partea superioară a șisturilor verzi, eșalonîndu-se aproximativ E–W, limita lor nordică trecînd la S de localitățile Casimcea, Rahman și Haidar. Spre S ele au fost urmărite în apropiere de Rîmnicul Nou, unde sunt acoperite de loess, astfel încît este de presupus că domeniul lor de sedimentare este mult mai răspîndit decît apare pe harta noastră. La constituția acestei serii participă conglomerate, gresii și șisturi pelitice violacee.

a) *Conglomeratele* sunt formate din elemente de ordinul centimetrilor, cum sunt cele care apar la Casimcea. Elementele ce ating dimensiuni destul de mari (5–8 cm), se întîlnesc atât în conglomeratele de Casimcea și Rîmnicul Nou, cât și în jurul localităților Albina și Carapelit. Ca elemente constitutive participă fragmente de cuarțite, șisturi amfibolice, șisturi verzi de tipul gresiilor, șisturi aleuritice și pelitice, diabaze și tufite. Microscopic, se constată aceeași compoziție mineralogică, elementele fiind prinse într-un ciment argilos-cloritos, uneori calcaros. Unele cristale de feldspat sunt calcitizate, rezultînd pseudomorfoze de calcit, fapt observat de altfel și în rocile diabazporfirice, alteori se remarcă sericitizarea și caolinizarea feldspatului. Fragmentele de diabaz, datorită mărăimii lor, au putut fi ușor determinate. Sunt constituite din baghete de feldspat plagioclaz, maclat polisintetic, care determină structura ofitică caracteristică. Între baghetele de plagioclaz, se constată prezența cloritului, provenit din alterarea mineralelor preexistente.

b) *Gresii și șisturi pelitice violacee.* Tratăm împreună gresiile și șisturile pelitice violacee, deoarece pe teren separarea lor este aproape imposibilă, constatăndu-se treceri frecvente de la gresii la șisturi pelitice și invers pe distanțe și grosimi reduse. Acest fapt ne conduce la ideea că regimul lor de sedimentare a fost, în general, acela al unui facies de Fliș.

Macroscopic, sunt roci de culoare violacee, având o structură clastică și textură masivă, uneori prezintând aspecte de stratificație. Răspândirea acestor roci este strâns legată de aceea a conglomeratelor, ele apărând în zona Casimcea, Haidar, Rahman și Ramazanchioi.

Microscopic, în special gresiile arată o constituție asemănătoare cu aceea a conglomeratelor. Astfel, la compoziția mineralologică participă cuarțul și cloritul în cantități aproximativ egale, însumând 85–90% din compoziția rocii, subordonat apărând feldspatul, sericitul, muscovitul și biotitul.

III. Rocile eruptive. În zona cercetată de noi, rocile eruptive au fost întâlnite în partea de est, în jurul localității Camena. Aceste roci sunt reprezentate prin porfire cuartifere de culoare roșie și mai rar verzi-roșiatice. În cadrul acestora, D. M. CĂDERE a separat mai multe tipuri de roci, între care microgranite cu biotit, felsofire, vitrofire, granofire, porfiroide, microgranulite și microgranite. Apariția lor este orientată pe o direcție NW–SE în partea de N a șisturilor cristalofiliene, continuitatea lor fiind mascată de păturile de loess de sub care apar ca niște mameloane.

Filoanele de cuarț. Activitatea hidrotermală se face simțită în regiune prin prezența filoanelor de cuarț care străbat atât seria inferioară a șisturilor verzi cât și cea superioară. Frecvența lor este mai însemnată în partea nordică a perimetruului cercetat; dimensiunile acestor filoane variază foarte mult în lungime și grosime, atingând dimensiuni apreciabile. Astfel, în partea de N a satului Orumbei, se întâlnesc filoane cu o lungime de 200–250 m și o lățime de 50–57 cm. Aceste filoane apar atât concordant cu stratificația șisturilor verzi, pe care s-au insinuat, cât și discordant. Punerea în loc a filoanelor de cuarț o considerăm ca fiind legată de activitatea hidrotermală ce a urmat efuziunilor porfirice.

IV. Rocile sedimentare mesozoice. Formațiunile mesozoice au fost întâlnite la limita nordică a perimetruului cercetat, fiind reprezentate prin depozite triasice, jurasice și cretacice.

1. *Triasicul* apare în zona Başpunar, fiind reprezentat prin gresii și calcare.

2. *Jurasicul* îl sănătăuie calcarele negre cenușii, străbătute de diaclaze umplute cu calcit, care apar sub forma unor pete ce în partea de N a regiunii cercetate, în imediata apropiere a depozitelor triasice, fiind prezente și în aria de răspândire a șisturilor verzi la SW Dorobanțu.

3. *Cretacicul* alcătuiește cea mai mare parte din depozitele bazinului Babadag (situat în partea de NE a regiunii). Limita sud-estică a acesteia a fost atinsă în zona Ceamurlia de Sus — Gaugagia, unde apar pe suprafețe însemnate gresii calcaroase și calcare. De semnalat este faptul că aceste roci în facies grezo-calcaros apar și în zona șisturilor cristalofiliene, la N de Ceamurlia de Sus, sub forma unor pete ce rămase în porțiunile mai înalte, având aspectul unor martori de eroziune. De aici rezultă că domeniul de sedimentare al depozitelor cretacice a fost extins și mai la S de limita cunoscută astăzi.

V. Depozitele cuaternare. Cuaternarul este bine reprezentat în Dobrogea prin loessul care ocupă suprafețe considerabile, prin depozitele de terasă și prin aluviuni recente. Dintre acestea loessul constituie adevărate cîmpuri, ocupînd suprafețe ale căror dimensiuni sunt de ordinul kilometrilor, avînd o dezvoltare tot mai mare cu cât mergem spre S. Grosimea loessului atinge valori pînă la 30 m pe văile Dorobanțu, Casimcea, Haidar, Rahman, Calfa și Topolog.

Tectonica

Cu problema tectonicei Dobrogei s-au ocupat de-a lungul anilor o seamă de cercetători, ca L. MRAZEC, GH. MURGOCI, GH. MACOVEI, R. PASCU, care au elucidat o serie de probleme tectonice, legînd totodată tectonica Dobrogei cu a regiunilor din jur. GH. MURGOCI consideră fundamentalul format din șisturi verzi, care au suferit efectul cutărilor caledoniene, varistice și, aşa cum se exprimă el, «chiar huroniene». Ca vîrstă le-a atribuit Precambrianului. Același autor discută linia tectonică Peceneaga—Camena, socotind-o ca o linie de minimă rezistență.

GH. MURGOCI și apoi GH. MACOVEI admit că această linie a funcționat pînă în Cretacicul superior.

L. MRAZEC consideră că fundamentalul dobrogean are afinități cu cel al Podoliei și Crimeei, în care s-au găsit șisturi verzi.

Toți acești cercetători, considerînd că șisturile verzi reprezintă fundamentalul regiunii, au acordat o atenție deosebită formațiunilor din Dobrogea de N, regiune în care vedea posibilitatea găsirii soluțiilor pentru explicarea tectonicei întregii Dobroge.

În ceea ce privește tectonica regiunii cercetată de noi, ne vom rezuma la cîteva considerații în legătură cu succesiunea formațiunilor, vîrstă relativă a acestora, liniile și accidentele tectonice.

După cum reiese din cele expuse pînă aici, fundamentalul regiunii îl constituie șisturile cristalofiliene care apar în sîmburele unui anticlinal, ce se afundă sub șisturile verzi și depozitele mai noi. Seria cristalină are direcția NW—SE, cu căderi în general mari ($55-60^{\circ}$), atît spre S cât și spre N.

Peste șisturile cristaline se dispun șisturile verzi, pe care le considerăm că iau parte la alcătuirea a trei mari cute sinclinale și patru cute anticlinale, axele acestora având o direcție NW—SE, fiind în general paralele între ele. În afară de acestea, se pare că sunt și alte cute mai mici, de importanță secundară. Toate aceste cute sunt deversate către NE.

Date fiind relațiile cu șisturile cristalofiliene și cu rocile mai noi, sănrem de părere că șisturile verzi pot fi atribuite la două serii: una inferioară și alta superioară. Raporturile dintre Cristalin și seria inferioară pun în evidență o discordanță unghiu-lară în jurul a 20° . Acest fapt conduce la ipoteza că șisturile verzi sunt transgresive peste fundamentul cristalin. Ținând cont de fenomenele mecanice (milonitizări), care se observă cu deosebire la limita estică și șisturilor verzi inferioare, s-ar putea explica lățimea mică a epizonei. Astfel, ar trebui să admitem că în continuarea momentului de cutare a urmat o încălcare a șisturilor verzi peste fundament. Deci, ar fi vorba de o linie tectonică situată mai la S de linia Peceneaga—Camena.

Acestei serii inferioare îi urmează seria șisturilor verzi superioare, care, după cum se vede pe hartă, au un domeniu de sedimentare limitat, în ea fiind remaniate elemente de șisturi verzi inferioare. Așa dar, în mod cert, această serie este mai nouă decât prima.

Ca accidente tectonice, au fost identificate cîteva falii și linii minore de fracturi, acestea din urmă fiind mai frecvente și având o direcție în general NE—SW, aproximativ perpendiculară pe direcția șisturilor verzi.

Tectonica formațiunilor mai noi, așa cum rezultă din literatură, este reprezentată prin cutări și falieri frecvente, legate de mișcările chimerice, mesoretacice și laramice.

Concluzii

Din datele expuse pînă acum rezultă următoarele:

Fundamentul este reprezentat prin seria cristalofiliană de Cearmurlia de Sus — Başpunar, în care sunt prezente roci mesozonale și epizonale. Această serie este probabil de vîrstă antecambriană, metamorfozată în cutările caledoniene sau mai vechi decât acestea.

Șisturile verzi, care au o mare răspîndire în cadrul regiunii cercetate, aparțin la două serii, inferioară și superioară.

Șisturile verzi inferioare reprezintă un complex care se individualizează destul de bine din punct de vedere petrografic și care stă transgresiv pe fundamentul cristalin. Această serie inferioară a suferit un dinamo-metamorfism legat de mișcările hercinice. Ca vîrstă, aceste roci ar putea fi considerate Cambrian superior — Silurian inferior.

Acstea roci sunt lipsite de fosile, fapt ce ar demonstra depunerea lor într-un mediu anaerob. Ca urmare, posibilitatea existenței unor zăcăminte de pirită în aceste roci nu ar fi exclusă, prezentând oarecare interes în acest sens zona Dorobanțu—Topolog.

Seria superioară a șisturilor verzi se deosebește de prima prin faptul că rocile sunt mai slab cimentate și au în constituția lor elemente remaniate apartinând primei serii, precum și diabaze. Se constată că aceste roci conglomeratice, grezoase și pelitice sunt individualizate în zona Casimcea — Rîmnicul Nou — Corugea — Dulgheru — Rahman, deci în partea superioară a seriei mai vechi. Este de presupus asemănarea de vîrstă a rocilor seriei superioare cu acea a formațiunii de Carapelit (permo-carboniferă), descrisă în Dobrogea de N (L. MRAZEC și R. PASCU). Deocamdată, lipsindu-ne datele de ordin comparativ între aceste formațiuni, rămînem la ideea că rocile seriei superioare sunt sedimentate în timpul mișcărilor hercinice.

În ceea ce privește formațiunile sedimentare mai noi, acestea sunt reprezentate prin Triasic, Jurasic, Cretacic și Cuaternar. Demn de menționat este faptul că în timpul activității de teren s-au semnalat petece sedimentare în facies grezo-calcaros, stînd pe șisturi cristalofiliene. Concluzia ce se impune este că domeniul de sedimentare al depozitelor cretacice era mult mai extins spre S, decît limita sudică a depozitelor actuale.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir*, III.
2. CANTUNIARI ȘT. Notă asupra unor roci verzi de la Circacii (jud. Constanța). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916). București, 1917.
3. MACOVEI GH. Observații asupra liniei de încălcare Peceneaga—Camena (Dobrogea). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III. București, 1912.
4. MOTĂȘ C. I. Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altîn-Tepe, ein Beispiel der Epigenese. Berlin, 1913.
5. MURGOȚI GH. Cercetări geologice în Dobrogea nordică, cu privire specială la rocile paleozoice și eruptive. *An. Inst. Geol. Rom.*, V. București, 1914.
6. PASCU RADU. Mina Altîn-Tepe (Dobrogea). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, V. (1913—1914). București, 1916.
7. PASCU RADU. Zăcămîntul de minereuri de la Altîn-Tepe — Ceamurlia de Sus, districtul Tulcea. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII. București, 1918.
8. PASCU R. și MRAZEC L. Studii geologice și miniere în jud. Tulcea. București, 1904.
9. PETERS K. M. Geologie der Dobrudschha. *Verh. k. k. geol. RA*. Wien, 1863.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ДОБРУДЖЕ (ЗЕЛЕНЫЕ СЛАНЦЫ)

КОЗМА СТАНЧУ, ТЕОДОРУ ИОН, БРЕСТОЮ КАМЕЛИЯ

(Краткое содержание)

Область, составляющая предмет настоящей работы, расположена в Центральной Добруджи, будучи ограничена на С. условной линией СЗ—СЮ, соединяющей местности Чамурлия де Сус-Башпунар-Тополог-Доробанцу-Печенега, а на Ю — до линии, соединяющей местности Боя-Бейдауд-Касимча.

Первые данные, касающиеся геологии Добруджи, составленные в 1867 г., принадлежат М. К. Петреску, который описал зеленые сланцы под названием «Диабаз-пелиты» или «диабаз-туфы».

Тектоническая линия Печеняга-Камена имеет значение линии надвига наименьшего сопротивления, являясь местом становления порфиров Камены и Кыржеларов.

Геология иПетрография. В исследуемой зоне осадочные палеозойские породы имеют самое широкое распространение. В СВ части выявлены кристалло-жильные сланцы и осадочные мезозойские породы.

1. Кристалло-жильные сланцы выявлены в С. части исследуемой области, длиной, приблизительно, в 20 км. и шириной- в 3 км в центральной части, в то время как на СЗ и ЮВ окраинах- постепенно сужаются, до полного их исчезновения под более новыми отложениями. В этом комплексе были выделены кристалло-жильные мезозональные сланцы (представленные сплюдинными сланцами с мусковитом, биотитом и ставролитом, сплюдинными сланцами с мусковитом, биотитом и гранатом; амфибиолитами с амфиболовыми сланцами и метадиоритами) и эпизональные сланцы, серицито-хлоритовые сланцы, кварцево-хлористые сланцы и пропластки кварцита.

2. Палеозойские осадочные породы. В этой группе были выделены два комплекса — :

а) комплекс низших зеленых сланцев, составленных из обломочных пород (микроконгломератов, песчаников, алевритовых сланцев и пелитовых сланцев), с пропластками диабазов и туффитов.

б) комплекс высших зеленых сланцев, начинающийся конгломератами, в которых перекристаллизовались зеленые сланцы первого комплекса и диабазы, с продолжением процесса над песчаниками и пелитовыми фиолетовыми сланцами.

3. — Изверженные породы выявлены в восточной части области, в окрестностях местности Камена, где выходят на земную поверхность, микро-

литы с биотитом, фельзофиром, витрофиром, гранофирам, порфириодов, микрогранулитов и гранулитов. Гидротермальная деятельность становится чувствительной в области, наличием многочисленных кварцевых жил, пронизывающих как нижние зеленые сланцы, так и верхние. Эти жилы имеют в длину 200—250 м., а в ширину 50—75 см.

4. Мезозойские осадочные породы представлены триасовыми отложениями в зоне Башпунар, юрские — на ЮВ Доробанцу и меловые — в бассейне Бабадаг и в зоне Чамурлия де Сус Гаугаджия.

Тектоника. Г. Мургоч полагает, что фундамент области, составленный из зеленых сланцев, подвергся эффекту каледонской, вариисской и даже гуронской складчатости.

Л. Мразек полагает, что Добруджский фундамент имеет сродство с Подольским и Крымским фундаментами, в которых были выявлены зеленые сланцы.

Все прежние исследователи упоминают о существовании тектонической линии Печеняга-Камена, которую считают линией наименьшего сопротивления.

На основании исследований, проведенных авторами установлено, что фундамент области состоит из кристалло-жильных сланцев, которые выявлены в ядре одной антиклинали и погружаются под зелеными сланцами на ЮЗ и под более новыми отложениями на СВ. Над кристалло-жильными-трансгрессивно залегают зеленые сланцы, принимающие участие в образовании трех больших синклинальных складок и четырех антиклинальных складок, оси последних имеют простирание СЗ—ЮВ, будучи параллельны между собой. Все эти складки разворачиваются по направлению СВ. Принимая во внимание механические явления (милотинизации), наблюдаемые на С—В окраине зеленых сланцев, авторы допускают возможность, что во время складкообразования последовал надвиг зеленых сланцев над фундаментом; таким образом, речь идет о тектонической линии, находящейся южнее линии наименьшего сопротивления Печенего—Камена. Как тектоническое нарушение меньшей амплитуды было идентифицировано несколько сбросов в зоне зеленых сланцев, некоторые из них распространены и на кристаллических породах.

Заключение. Фундамент области представлен кристалло-жильным комплексом Чамурлия де Сус—Башпунар, состоящим из мезозональных пород.

Зеленые сланцы принадлежат двум комплексам: нижнему комплексу зеленых сланцев, верхнему комплексу зеленых сланцев.

По возрасту эти породы могут быть выделены верхнему кембрию — нижнему силуру.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES EN DOBROGEA CENTRALE
(SCHISTES VERTS)

PAR

ST. COSMA, I. TEODORU, CAMELIA BRESTOIU

(Résumé)

La région étudiée est bornée au N par une ligne conventionnelle NW—SE, qui unit les localités Ceamurlia de Sus — Başpunar — Topolog — Dorobanțu — Peceneaga, et au S par une ligne qui unit les localités Baia — Beidaud — Casimcea.

Le premier qui ait présenté des données géologiques sur la Dobrogea a été K. M. PETERS (1867), qui a décrit les schistes verts sous le nom de « diabases pélites » ou « diabases-tufs ».

La ligne tectonique Peceneaga—Camena est considérée comme ligne de chevauchement ou de résistance minimum, vu qu'elle permet la mise en place des porphyres de Camena et de Cîrjelari.

Géologie et pétrographie. Dans la zone étudiée les roches sédimentaires paléozoïques accusent le plus grand développement; au NE on rencontre des schistes cristallophylliens et des roches sédimentaires mésozoïques.

Les schistes cristallophylliens apparaissent dans la nord de la région étudiée, constituant une zone d'environ 20 km de longueur et 3 km de largeur au centre et qui vers les extrémités NW et SE s'amincit graduellement jusqu'à sa complète disparition sous les formations plus récentes. Dans cette série les auteurs ont distingué des schistes cristallophylliens de mésozone (représentés par des micaschistes à muscovite, biotite et staurolite, des micaschistes à muscovite, biotite et grenat, des amphibolites, des schistes amphiboliques et des métadiorites), et des schistes d'épizone (schistes séricito-chloriteux, schistes quartzito-chloriteux et intercalations de quartzites).

Les roches sédimentaires paléozoïques comprennent deux séries:

La série des schistes verts inférieurs, constituée par des roches détritiques (microconglomérats, grès, schistes aleuritiques et schistes pélitiques) à intercalations de diabases et de tuffites;

La série des schistes verts supérieurs qui débute par des conglomérats — dans lesquels sont remaniés des éléments de schistes verts de la première série et des diabases — et continue par des grés et des schistes pélitiques violacés.

Les roches éruptives apparaissent dans l'E de la région, aux environs de la localité de Camena. Elles comportent des microgranites à biotite, des felsophyres, de vitrophyres, des granophyres, des porphyroïdes, des microgranulites et des granulites. L'activité hydrothermale s'avère dans la région par la présence des nombreux filons de quartz qui traversent autant la série inférieure que celle

supérieure des schistes verts. Ces filons atteignent jusqu'à 200—250 m de longueur et 50—75 cm de largeur.

Les roches sédimentaires mésozoïques sont représentées par des dépôts triasiques dans la zone de Başpunar, des dépôts jurassiques au SE de Dorobanțu et des dépôts crétacés dans le bassin de Babadag et la zone de Ceamurlia de Sus — Găugagia.

Tectonique. Gh. MURGOCI considère que le soubassement de la région est formé de schistes verts qui ont subi l'effet des mouvements calédoniens, varisques et même huroniens. L. MRAZEC considère que le soubassement dobrogéen présente des affinités avec celui de Podolie et de Crimée, où l'on a trouvé des schistes verts.

Les anciens chercheurs signalent la ligne tectonique Peceneaga—Camena, qu'ils considèrent une ligne de résistance minimum.

Les recherches effectuées par nous mènent à la conclusion que le soubassement de la région est constitué par des schistes cristallophylliens qui apparaissent dans le noyau d'un anticinal et plongent sous les schistes verts, vers le SW et sous les dépôts plus récents, vers le NE. Sur les schistes cristallophylliens reposent en transgression les schistes verts qui participent à la composition de trois grands plis synclinaux et de quatre plis anticlinaux, leurs axes ayant une direction NW—SE et étant disposés parallèlement. Ces plis sont déversés vers le NE. Tenant compte des phénomènes mécaniques (mylonitisations) remarqués à la limite NE des schistes verts, il faut admettre que le plissement a été suivi par le chevauchement des schistes verts sur le soubassement; en conséquence il s'agit d'une ligne tectonique située plus au S de la ligne de résistance minimum Peceneaga—Camena. En tant qu'accidents tectoniques mineurs on a identifié quelques failles, dont quelques unes affectent également le Cristallin.

Conclusions. Le soubassement de la région est représenté par la série cristallophyllienne Ceamurlia de Sus — Başpunar, formée de roches de mésozone et d'épizone.

Les schistes verts appartiennent à deux séries, à savoir: la série inférieure des schistes verts et la série supérieure des schistes verts.

Quant à leur âge, ces roches pourraient être attribuées au Cambrien supérieur — Silurien inférieur.

OBSERVAȚII ASUPRA FLOREI TOARCIAN-AALENIANULUI DIN BANAT¹⁾

DE

A. SEMAKA

Începînd din 1955 am avut ocazia de a cerceta un interesant material paleobotanic provenind din Liasicul superior din Banat. O parte din eșantioane au fost găsite de noi în decursul lucrărilor geologice pe care le-am efectuat în anii 1955—1958; o altă parte ne-a fost pusă la dispoziție de către colegii noștri C. BOLDUR, V. MUTIHAC și S. NĂSTĂSEANU. În 1957—1958 am mai putut cerceta, datorită amabilității colegilor C. OARCEA și V. SENCU, și frumoasele resturi fosile provenind din aceleași formațiuni, păstrate în Colecția T.C.A. de la Anina. În felul acesta s-a conturat imaginea paleobotanică asupra Liasicului superior din Banat; studiul ei îl prezentăm în nota de față.

Considerații stratigrafice

Prin cercetările geologice mai noi asupra Banatului (6, 7) au fost obținute numeroase informații asupra Liasicului.

Peste Liasicul mediu, constituit din șisturi argiloase-bituminoase cu concrețiuni sferoidale, urmează în continuitate de sedimentare și cu numeroase treceri gradate (fig. 1), o serie de depozite litofacial net distințe. Litologic, ele sunt constituite din marne, marne calcaroase și marno-calcare, de coloare cenușiu-vînată, cu spărtură caracteristică în plăci neregulate, care prin alterare devin cenușiu-gălbui sau galbene și sfărâmicioase; ele prezintă adesea fenomene de dezagregare mecanică. Aceste roci conțin granule și fluturași de mică, cît și unele concrețiuni de silice, de formă mai mult lenticulară, ce apar în special în partea superioară a seriei.

Conținutul faunistic al acestor depozite a făcut ca ele să fie cunoscute din literatură și sub denumirea de «strate cu *Opalinus*», «strate cu *Neaera*» sau «strate

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 martie 1959.

cu *murchisoni*». Recent, GR. RĂILEANU (6), prin stabilirea poziției stratigrafice a unor resturi de *Harpoceras (Hildoceras) bifrons* BRUG., a putut situa baza acestei serii sedimentare în Toarcian. Înspre partea medie și superioară a depozitelor



Fig. 1. — Coloană stratigrafică prin Jurasicul inferior din Banat (schematic).

se găsesc numeroase resturi de *Lisoceras (Harpoceras) opalinum* REIN., *Neaera kudernatschi* STUR., *Ludwigia murchisoni* SOW., *Ostrea (Gryphaea) calceola* QUENST., *Entolium* sp., *Pecten* sp.

Acest ansamblu faunistic indică Aalenianul.

Seria de depozite marnoase aparține deci Toarcianului și Aalenianului, cele două etaje neputind fi însă separate cartografic din cauza identității litofaciiale.

Deasupra marnelor toarcian-aaleniene cu raporturi destul de complicate — uneori de transgresivitate — urmează Doggerul mediu și superior.

Punctele fosilifere

Resturile de plante cercetate provin din următoarele puncte:

Doman. La cca 2 km est de localitatea Doman și anume pe drumul comunal către Valea Sodolului, drum ce o leagă de șoseaua Anina—Sodol—Reșița, se află situate mai multe cariere din care s-a extras mai demult balastul necesar pentru construirea drumurilor. Două dintre acestea, cunoscute local sub denumirea de «Carierile Mari», se găsesc imediat la sud (cca 300 m) de locul fostului puț de exploatare Leopold I; ele sănt depărtate una de alta cu numai cîteva zeci de metri. Un profil geologic (fig. 2) ne arată că peste Liasicul inferior (productiv), ce aflorează în văile afluențe Văii lui Petru, urmează Liasicul mediu în facies bituminos, cu o dezvoltare pronunțat lenticulară. Peste aceste sisturi argiloase, foioase și ușor bituminoase, urmează Toarcian-Aalenianul marnos, în care este încastrată șoseaua. Depozitele acestea sănt foarte bine deschise în partea lor superioară de către amintitele cariere. Aici apar marne calcaroase fin micacee, cu un aspect adeseori ușor grezos, de culoare cenușie, care prin alterare devin sfărâmicioase și gălbui-ruginii. Ele se desprind în plăci-blocuri de dimensiuni și grosimi variabile. Pe suprafețele de stratificație se pot observa numeroase impresiuni de *Pecten*, *Entolium*, *Ostrea (Gryphaea)*. Adeseori, pe aceleași suprafețe de stratificație apar și imprăștiile vegetale. Din acest loc provine următoarea floră: *Equisetites* sp.

(*burchardti* DUNKER ?), *Pterophyllum longifolium* BRONGNIART, *Otozamites pterophylloides* BRONGNIART, *Otozamites reglei* (BRONGNIART) SAPORTA, *Otozamites cf. reglei* (BRONGNIART) SAPORTA, *Nellostrobus quadraticus* SEMAKA, *Nellostrobus inconstans* SEMAKA, *Nellostrobus* sp.

În acoperișul depozitelor marnoase urmează, cu raporturi de transgresivitate Doggerul mediu, constituit din marno-calcare cu concrețiuni elipsoidale de silex.

Anina, Puțul Principal. În cursul săpării Puțului Principal de la Anina, și anume între aprilie 1874 și mai 1878, cînd s-au străbătut primii 320 m, au fost găsite numeroase resturi fosile în depozite mai noi decît Liasicul mediu. Acestea au fost cercetate în acel timp de D. STUR și M. v. HANTKEN, după care dăm mai jos un profil al formațiunilor întlnite:

Puțul Principal Anina (început 9.IV.1874):

- 0–6 m, Callovian inferior: calcare marnoase-pelitice, masive, cu concrețiuni elipsoidale de silice, cu pelicule nisipoase; *Macrocephalites macrocephalus*.
- 7–129 m, Bathonian: marne și marne calcaroase fin micacee, de culoare cenușiu-închisă, în plăci groase, cu rare concrețiuni sferoidale; *Gryphaea calceola*.
- 130–140 m, Bajocian mediu — superior: marne cenușiu-închise, adesea șistoase, cu concrețiuni sferoidale; *Otoites sauzei*, *Gryphaea calceola*.
- 140–161 m, Aalenian superior: marne cenușiu-închise, compacțe, adesea concretionare; *Ludwigia murchisonae*, *Entolium demissum*, *Entolium gingensis*, *Inoceramus amygdaloïdes*. *Rhyncholites* sp.
- 162–180 m, Aalenian inferior: marne cenușiu-închise, compacțe pînă la șistoase, cu concrețiuni microgranulare; *Ludwigia murchisonae*, *Neaera kudernatschi*, *Gryphaea calceola*, *Posidonia opalina*, (*Oxycerites* cf. *aspidoïdes* ??).
- 181–303 m, Toarcian: marne și marne calcaroase foarte fine, de culoare cenușie deschisă pînă la cenușiu-închisă, cu numeroase intercalări ușor nisipoase sau foioase; *Neaera kudernatschi*, *Cucullea cancellata*, *Posidonia opalina*, (*Cardium striatum*?!).
- 303 m, Liasic mediu: șisturi argiloase-bituminoase, uneori cu concrețiuni sferoidale.

Din această succesiune D. STUR citează următoarea floră¹⁾:

La m 138 — *Zamites barrei* STUR nom. mus.

La m 146 — *Pterophyllum rigidum* = [*Ptilophyllum rigidum* (ANDRAE) KRASSER]
Zamites barrei STUR nom. mus.

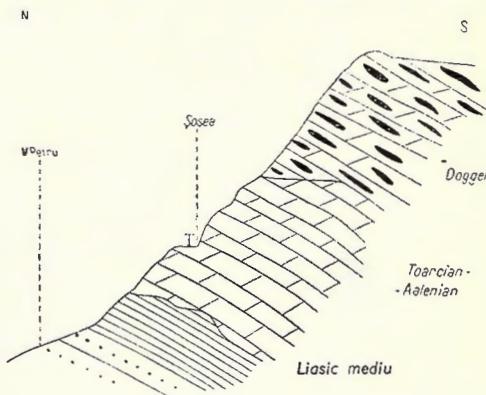


Fig. 2. — Profil schematic în zona «Carierelor» de la Doman-E.

¹⁾ Determinările sunt în cea mai mare parte de revizuit; multe din denumiri sunt simple *nomina musealia*. Între paranteze drepte am pus noile denumiri corespunzătoare.

- Thuites fallax* = [*Cheirolepis münsteri* (SCHENK) SCHIMPER]
Cycadopteris barrei = [? *Zamites barrei* STUR nom. mus.]
- La m 153 — *Taeniopteris* sp.
Zamites meriani STUR nom. mus.
Taeniopteris whytbiensis = [*Todites* sp. incerta]
Thuites fallax = [*Cheirolepis münsteri* (SCHENK) SCHIMPER]
- La m 162 — *Cyclopteris barrei* = [? *Zamites barrei* STUR nom. mus.]
Pterophyllum sp. indet.
- La m 166 — *Otozamites aff. decorus* SAPORTA
- La m 179 — *Otozamites decorus* SAPORTA
- La m 184 — *Otozamites* sp. [n. sp. STURI ?]
Otozamites cf. *marginatus*.
- La m 187 — *Thuites fallax* = [*Cheirolepis münsteri* (SCHENK) SCHIMPER]
- La m 196 — *Taeniopteris vittata* = [*Williamsoniella vittata* (BRONGNIART) THOMAS]
- La m 222 — *Pterophyllum rigidum* = [*Ptilophyllum rigidum* (ANDRAE) KRASSER]
- La m 223 — *Zamites* sp.
- La m 224 — *Pterophyllum barrei* = [? *Zamites barrei* STUR nom. mus.]
- La m 225 — *Zamites* sp.
- La m 289 — *Pterophyllum rigidum* = [*Ptilophyllum rigidum* (ANDRAE) KRASSER].

De aici, și anume din rocile străbătute între m 181—303, deci din Aalenianul inferior și din Toarcian, ne-au stat la dispoziție cîteva eșantioane ce conțin următoarea floră: *Pterophyllum longifolium* BRONGNIART, *Anomozamites spectabilis* n. sp. și *Otozamites pterophylloides* BRONGNIART.

Anina, sonda 4506. În zona «nouă» a platoului Brădet, Comitetul Geologic — I.S.E.M. a executat pe flancul vestic al structurii Anina, mai multe foraje de prospecțiune. Colegul nostru S. NĂSTĂSEANU a avut amabilitatea de a ne ceda un eșantion cu un rest de *Brachiphyllum* typus, provenind din sonda 4506 (fără indicarea adîncimii).

Anina, fundația vechilor cuptoare de cox. În colecția T.C.A. există un eșantion provenind din acest loc, din strate cu *Gryphaea*, și care conține impresiuni de *Otozamites decorus* SAPORTA.

Anina, galeria de apă 2 (C.F.R.). Tot în colecția T.C.A. mai există două eșantioane cu această indicație, asupra căreia nu se mai știe însă la ce loc se referă. Ele conțin impresiuni de *Sphenopteris obtusifolia* ANDRAE și *Branchiphyllum* typus.

Anina, Valea Celnicului. Colegul nostru C. BOLDUR a avut amabilitatea de a ne ceda două eșantioane cu urme de *Anomozamites spectabilis* n.sp. provenind din depozite aalenian-toarciene de pe V. Celnicului Mic.

Descrierea formelor

PTERIDO-PHYTA	Articulatae	Equisetales	Equisetaceae	<i>Equisetites</i> sp.
		Pteridospermophyta	Lyginopteridæ	<i>Sphenopteris obtusifolia</i> ANDRAE <i>Pterophyllum longifolium</i> BRONGNIART <i>Anomozamites spectabilis</i> n.sp. <i>Otozamites pterophylloides</i> BRONGNIART <i>Otozamites reglei</i> (BRONGNIART) SAPORTA <i>Otozamites decorus</i> SAPORTA
SPERMATO-PHYTA	Gimnospermae	Cycadophyta	Cycadaceae	
		Coniferae	Incerte sedis	<i>Brachiphyllum typus</i> <i>Nelostrobus quadraticus</i> SEMAKA <i>Nelostrobus inconstans</i> SEMAKA <i>Nelostrobus</i> sp.

Equisetites sp. (aff. *E. burchardti* DUNKER)

Exemplarul nostru provine din depozitele aalenian-toarciene de la Cariera Doman. El reprezintă un mulaj negativ al unui fragment de tijă, fără prea multe amănunte. Singurele particularități ce se pot observa sunt două articulații nodale (fragmentul de tijă cuprinde un internodiu complet și două internodii incomplete). Dimensiunile internodiului sunt: 14 mm lungime și 8 mm lățime. Tija prezintă numeroase striuri longitudinale (nu se pot număra).

După caracterele indicate în SEMAKA, « *Equisetites STERNBERG* »¹⁾ fragmentul nostru de tijă ar putea aparține grupului *burchardi* DUNKER. Informațiile pe care ni le oferă eșantionul sunt însă preasumare spre a permite conferirea sa la această specie.

Sphenopteris obtusifolia ANDRAE

1855 *Sphenopteris obtusifolia* ANDRAE K. J. Die Liasflora von Steierdorf, im Banate, p. 32; t. VI, f. 9.
1962 *Sphenopteris obtusifolia* SEMAKA, A. Flora liasică de la Anina (Banat).

Restul pe care îl posedăm provine din partea bazală a unui rachis bine dezvoltat. Foliolele ovoid-obtuse sunt de dimensiuni relativ mari față de materialul ce ne este cunoscut din Liasicul inferior. În general, dimensiunile lor sunt cuprinse între 3—5 mm. Nervatiunea se poate foarte bine observa pe unele foliole păstrate sub formă de peliculă cărbunoasă; ea este constituită dintr-un element principal, cu poziție mediană, și mai multe elemente secundare, în cea mai mare parte dichotome.

¹⁾ Lucrarea în manuscris, 45 p., 72 fig.

Prezența acestei specii în Aalenian este extrem de importantă pentru cunoașterea habitatului ei.

Pterophyllum longifolium BRONNIART

- (1828) *Pterophyllum longifolium* BRONNIART A. Prodrome d'une histoire des végétaux fossiles, p. 95.
 1903 *Pterophyllum longifolium* LEUTHARDT F. Die Keuperflora von Neuewelt bei Basel, p. 16; t. V, f. 4–5; t. VI, f. 3; t. VII, f. 1–3; t. VIII, f. 1–2; t. IX, f. 1–2; t. X, f. 1–2.
 1955 *Pterophyllum longifolium* SEMAKA A. Contributions à l'étude de la flore liasique de Vulcan-Codlea, I, p. 846, f. 16, 17, 18.
 1959 *Pterophyllum longifolium* SEMAKA A. Flora liasică de la Anina Banat.

Prezența acestei forme în Liasicul superior este deosebit de interesantă. Față de descrierile mai vechi nu sînt de adus completări sau modificări.

Anomozamites spectabilis n.sp.

(Pl. I și II)

În materialul ce ne-a fost pus la dispoziție spre studiu de către colegul nostru C. BOLDUR am găsit două exemplare ce aparțineau unei specii noi. Mai tîrziu, în materialul provenind din Colecția Trustului Cărbunelui Anina, am putut regăsi cîteva fragmente identice.

Noua specie se caracterizează prin următoarele particularități:

Rachis bine dezvoltat, pe care se inseră colateral și altern foliole numeroase, de formă dreptunghiulară-rotunjită; inserția se face cu toată baza. Dimensiunile foliolelor variază între 23 și 28 mm lungime, cu 9–11 mm lățime, păstrînd de obicei raportul de 26/10. Partea apicală a foliolelor este ușor rotunjită. Nervurile, emergente din zona bazală, sînt neramificate și drepte; dispoziția lor generală prezintă o ușoară tendință spre evantai.

Holotypus: Col. A. S. No. 1041–1042,

Locus typicus: Celnic, prope Anina (Banat),

Stratum typicum: Aalenian.

Otozamites pterophylloides BRONNIART

- Otozamites pterophylloides* BRONNIART A. (Manuscrit in Coll. du Mus. d'Hist. Nat. de Paris, No. 4920). Fide SAPORTA.
 1870 *Otozamites pterophylloides* SCHIMPER W. Ph. Traité de paléontologie végétale, II, p. 173.
 1870 *Otozamites icaunensis* SCHIMPER W. Ph. Traité de paléontologie végétale, II, p. 174.
 1875 *Otozamites pterophylloides* SAPORTA G. de Paléontologie Française, II, p. 157; t. CIV, f. 1–2; t. CV; t. CVI, f. 1–2; t. CVII; t. CVIII, f. 1; t. 111, f. 3.
 1916 *Otozamites petrophylloides* KNOWLTON F. H. A lower jurassic flora from the Upper Matanuska Valley, Alaska, p. 456; t. LXXIX.

Colegul nostru C. BOLDUR ne-a oferit două exemplare de plante fosile provenind din cariera situată între Doman și Valea Sodolului. Ambele exemplare provin din punctul fosilifer pe care l-am cercetat în anii 1955—1956, și anume din Liasicul superior. Unul dintre cele două exemplare, foarte frumos păstrat, reprezintă un fragment din partea superioară a foliolei unui *Otozamites pterophylloides*. În afară de aceasta, mai posedăm un fragment (mulaj) apartinând aceleiași specii, găsit de noi în iulie 1956, în același loc.

Specia *pterophylloides* a fost creată de BRONGNIART într-o lucrare manuscrisă, pe baza unor resturi găsite la Etrochey, datorită faptului că prezintă numeroase caractere de ansamblu apropiate de fizionomia genului *Pterophyllum*. SAPORTA o descrie cu numeroase amănunte și o figurează în toate detaliile esențiale. Astfel, fără a o arăta în mod expres, dînsul își asumă pe deplin — și în mod justificat de altfel — răspunderea publicării speciei *pterophylloides*; paternitatea nu o schimbă, din omagiu pentru BRONGNIART.

«Frunza» în ansamblul ei, este destul de mare, părind că depășește o lungime de 15—17 cm; însă din cauza modului de inserție a foliolelor — caracteristic de altfel tuturor formelor genului *Otozamites* — nu s-au putut conserva decât fragmente mici din ea. Rachisul pe care se inseră foliolele este bine dezvoltat, avînd o grosime de cca 4—7 mm; el permite să se observe striurile longitudinale characteristic, corespunzătoare fascicolelor de vase. Pe de altă parte, în zona lipsită de foliole, se poate destul de bine observa cum apar pe suprafața rachisului mici zone depresionare, de formă ovoidală alungită, cu axa mare orientată paralel cu lungimea rachisului. Aceste puncte depresionare sunt de fapt cicatricile de inserție ale foliolelor. Ele au un aspect cu totul characteristic și par a fi comune tuturor formelor din genul *Otozamites*. Poziția lor este alternă.

Foliolele au o formă ușor alungită, dreaptă în partea centrală și îngustindu-se către puțin spre ambele extremități. Partea cu care se inseră pe rachis are un aspect puțin bombat pînă la reniform; din 30 de foliole cercetate, 20 erau reniforme, 4 reniform-bombate și 6 bombate în zona de inserție. Partea terminală în schimb, prezintă o scădere mai accentuată a lățimii, avînd extremitatea ca un vîrf ușor rotunjit, sau cum spune SAPORTA «*apice autem suboblique truncatis rotundatisque*». Într-adevăr, trunchierea puțin oblică a porțiunii terminale poate fi de cele mai multe ori observată cu ușurință. Dimensiunea foliolelor variază între 25—32 mm lungime și 4—6 mm lățime. Acest fapt este un argument în plus pentru a considera restul nostru ca făcînd parte din zona terminală a frunzei (SAPORTA indică pentru zona centrală foliole de 4—4 1/2 cm lungime). Pe de altă parte, raportul ușor denaturat lungime/lățime este cunoscut ca un indiciu pentru formele tinere.

Poziția foliolelor față de rachis este ușor oblică; ele se inseră de obicei sub un unghi de 65°—80°. Totodată este de remarcat că ele se atașează pe rachis superficial și nicidcum lateral; în felul acesta ele apar ca fiind situate în alt plan. Acesta

este și motivul pentru care se deosebează cu mare ușurință — în serii — astfel că în cele mai multe cazuri se conservă numai fragmente de frunză. Inserția este alternă.

Nervațiunea este caracteristică, cu nervuri lungi, drepte, neramificate. În partea bazală a frunzei se observă o foarte ușoară convergență a capetelor slab îngroșate a nervurilor. Caractere particulare nu se pot distinge.

Otozamites reglei (BRONGNIART) SAPORTA

(1824) *Filicites reglei* BRONGNIART A. Note sur les végétaux fossiles de l'Oolithe. *Ann. Sci. Nat.* IV., t. XIX, f. 2.

1869 *Otozamites reglei* SAPORTA G. DE. (fide SAPORTA, 1875).

1869 *Otozamites reglei* SCHIMPER W. PH. Traité de paléonthologie végétale. II, p. 172.

1875 *Otozamites reglei* SAPORTA G. DE. Paléontologie Française, II — p. 170; t. CIX, f. 2—7.

În cursul lunii iunie 1955, am găsit în vechea carieră din drumul care duce de la Doman în Valea Sodolului, numeroase impresiuni răzlețe de foliole. În toamna anului 1956, V. MUTIHAC a avut amabilitatea de a ne oferi spre cercetare un eșantion, ceva mai bine conservat, de același tip. El provine de la Anina, colonia Uteriș. La acestea par a ieși din comun două fapte: Pe de o parte foliolele se găsesc întotdeauna răzlețe, fiind de cele mai multe ori complet detașate; numai rareori ele mai păstrează legătura cu fragmente mici de rachis. Pe de altă parte este de remarcat că foliolele nu au fost distruse prin transport. Aceste observații arată că legătura — sau poate mai bine zis articulația — dintre foliolă și rachis a fost foarte slabă.

SAPORTA le plasează, după o critică sistematică bine fundată, în grupul *Otozamites* (*Cyclozamites*). Este însă interesant de remarcat că din acest moment — 1875 — forma *reglei* pare să dispară complet din literatură. Dacă cumva a fost atribuită altui gen — și ne îndoim de aceasta — lipsa literaturii mai noi ne-a împiedicat să ne conformăm și noi.

Foliolele examineate au un habitus scurt-rotunjit, cu aspect sub-cordiform în partea bazală. Porțiunea terminală este rotunjită, aproape oval-circulară. Dimensiunile lor obișnuite sunt de 10—13 mm lungime și 5—7 mm lățime în partea bazală, care este cea mai bine dezvoltată. Aceste dimensiuni dau raportul 2/1 ce se înscrie perfect în diagnoza lui SCHIMPER și SAPORTA. Asupra raporturilor dintre ele nu ne putem pronunța din motivele arătate mai sus.

Nervațiunea este consecventă. Nervurile subțiri și neramificate pornesc de la baza foliolei, dintr-o zonă centrală, spre a se termina la marginea superioară a foliolei. Acest fapt determină autorii mai vechi de a vorbi de o « divergență a nervurilor », termen foarte plastic de altfel, dar relativ puțin precis.

Otozamites decorus SAPORTA

1875 *Otozamites decorus* SAPORTA G. DE. Paléontologie Française, II. p. 177; t.CX, f. 1; t. CXI, f. 1-2.

Această specie, puțin cunoscută de altfel, a fost caracterizată cu atât de multă precizie de SAPORTA, încât nici azi nu sunt de făcut adăugiri esențiale.

Exemplarul ce ne-a stat la dispoziție face parte din colecția Trustului Cărbunelui Anina (T.C.A. Nr. 129); el provine de la Anina, din locul unde s-au făcut săpaturile pentru fundația vechilor cuptoare de cocs, dintr-o marnă calcaroasă ce aparține Stratelor cu *Gryphaea*.

Acest exemplar, deosebit de bine păstrat, permite pentru prima oară cercetarea unei frunze aproape întregi. Rachisul nu se poate vedea, fiind acoperit de cele 23 de foliole, ce se inseră altern. Foliolele, cordiforme în partea bazală, prezintă o terminație alungită, ușor recurbată către partea terminală a frunzei. Dimensiunile foliolelor variază foarte mult după poziția pe care o ocupă: mari în partea bazală, ele devin din ce în ce mai mici către zona terminală. Valorile medii măsurate sunt:

<u>Lungime,</u>	<u>Lățime,</u>
În zona bazală 36 mm	14 mm
În centru 33 „	12 „
În zona terminală 26 „	9 „

Baza foliolelor prezintă binecunoscuta zonă auriculată, cu un caracter deosebit de pregnant mai ales la foliolele bazale.

Nervătinea este constituită din elemente numeroase, emergînd din zona auriculată, dispuse mai mult sau mai puțin în evantai. O ramificare a nervurilor nu s-a putut observa.

Brachyphyllum BRONGNIART

(1848) *Brachyphyllum* BRONGNIART A. Tableau des genres des végétaux fossiles. p. 107.

Brachyphyllum este o denumire colectivă pentru resturi de Gymnosperme greu determinabile; sistematic, valoarea sa depășește cu mult pe acea a unui gen morfologic — credem că nu gresim dacă afirmăm că are o sferă ce depășește cu mult pe acea a unei familii. Denumirea a fost creată inițial pentru ramuri acoperite de frunze scurte, adesea cu formă de solzi, aranjate sub forma unui mozaic în jurul ramurii. Cu timpul au fost create în paralel alte unități taxonomice, fără însă a permite o delimitare sistematică precisă. Așa sunt între altele:

Araucarites ETTINGHAUSEN
Cheirolepis SCHIMPER
Cunninghamites BRAUN (1843)

Pagiophyllum HEER
Palissya ENDLICHER
Sphenolepis SCHENK (1867)

<i>Cyparissidium</i> HEER	<i>Taxodites</i> PRESL (1838)
<i>Juniperites</i> BRONGNIART (1849)	<i>Thuites</i> DUNKER (1846)
<i>Lycopodites</i> DUNKER (1846)	<i>Widdringtonites</i> ENDLICHER
<i>Muscites</i> DUNKER (1846)	

Atribuirea la unități taxonomice mai restrînse este posibilă numai atunci cînd sîntem în posesia de fructificații. Pînă atunci este bine să se păstreze (după COTHAN 1954) următoarele denumiri: *Ullmania* GOEPPERT pentru forme paleozoice și *Brachyphyllum* BRONGNIART pentru forme mesozoice.

Exemplarele noastre reprezintă fragmente de ramuri acoperite de frunze mici, ce se pot caracteriza precum urmează: frunze scurte, rotunjite la partea terminală, de formă aproape pătratică, ușor bombate (carenate) în zona mediană.

Evidența materialului studiat

Equisetites sp. (*burchardti* DUNKER ?)

Col. A. S.¹⁾: 418, Doman, cariera Ponor

Sphenopteris obtusifolia ANDRAE

Col. T.C.A.: 157, Anina, galeria de apă nr. 2 C.F.R.

Pterophyllum longifolium BRONGNIART

Col. T.C.A.: 3264 ?

Col. A. S.: 1043, Doman, cariera Ponor (Ex. Col. S. NĂSTĂSEANU)

Anomozamites spectabilis n. sp. .

Col. T.C.A.: 3258 ?, 3267 (cf.) ?

Col. A.S.: 1041, 1042, V. Celnicul Mic (Ex. Col. C. BOLDUR)

Otozamites pterophylloides BRONGNIART

Col. T.C.A.: 1954, 1956, Anina, Puțul Principal

Col. A.S.: 416, 417, Doman, cariera Ponor (Ex. Col. C. BOLDUR)

Otozamites reglei (BRONGNIART) SAPORTA

Col. T.C.A.: 282, 283, Doman; 3259 (cf.) ?

Col. A.S.: 419 (cf.), 425 (cf.), Doman, cariera Ponor; 427 (cf.) Steierdorf, colonia Uteriș Vechi (Ex. Col. V. MUTIHAC)

Otozamites decorus SAPORTA

Col. T.C.A.: 129, Anina, fundația cuptoarelor de cox

Brachyphyllum typus

Col. T.C.A.: 162, Anina, galeria de apă nr. 2 C.F.R.; 1168 ?

Col. A.S.: 942, Anina, sonda 4506 (Ex. Col. S. NĂSTĂSEANU)

Nellostrobus quadratus SEMAKA

Col. A.S.: 421, Doman, cariera Ponor

Nellostrobus inconstans SEMAKA

Col. A.S.: 424, Doman, cariera Ponor

Nellostrobus sp.

Col. A.S.: 426, Doman, cariera Ponor

¹⁾ A.S. = colecția autorului; T.C.A. = colecția Trustului Cărbunelui, Anina.

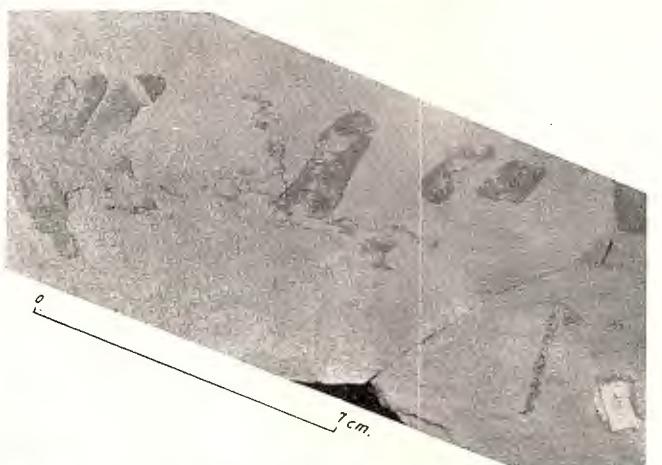
EXPLICĂȚIA PLANȘEI

EXPLICĂȚIA PLANȘEI

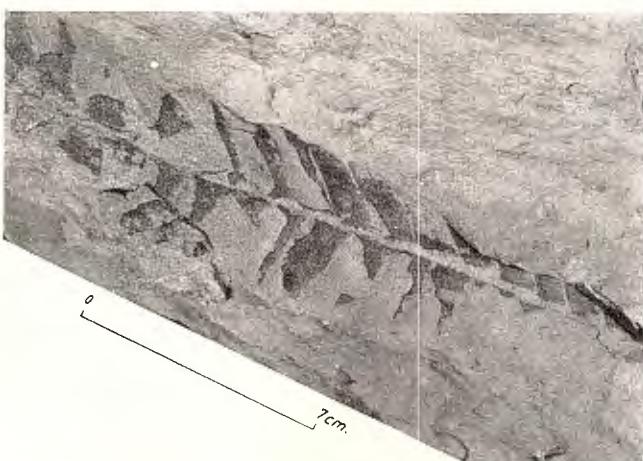
- Fig. 1. — *Ammozamites spectabilis* n. sp. Celnic (Anina), Aalenian, ex. col. C. BOLDUR, AS. 1041.
Fig. 2. — *Ammozamites spectabilis* n. sp. Celnic (Anina), Aalenian, ex. col. C. BOLDUR, Holotyp AS 1042.
Fig. 3. — *Ammozamites spectabilis* n. sp. Celnic (Anina), Aalenian, ex. col. C. BOLDUR, Holotyp AS 1042.

29h-1a

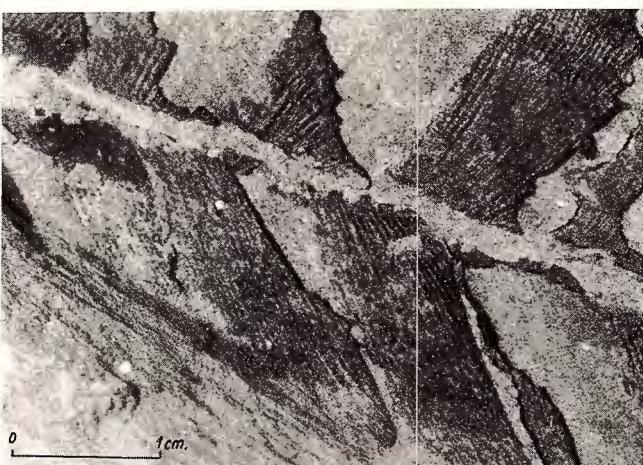
A. SEMAKA. Flora Toarcian-Aalenianului din Banat.



1



2



3

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRAE K. J. Die Liasflora von Steierdorf im Banate. *Abh. k.k. geol. R.A.*, III/4. Wien, 1855.
2. GOTHAN W., WEYLAND H. Lehrbuch Paläobotanik. Berlin 1954.
3. HANTKEN, M. R. V. (PRUDNIK). Die Kohlenflöze und der Kohlenbergbau in den Ländern der ungarischen Krone. Budapest, 1878.
4. KNOWLTON F. H. A lower jurasic flora from the Upper Matanuska Valley, Alaska. *Proced. U. S. Natur. Mus.* LI (2158). Washington, 1916.
5. LEUTHARDT F. Die Keuperflora von Neue Welt bei Basel. *Abh. Schweiz. pal. Ges.* XXX/3, Basel, 1903.
6. RÄILEANU GR. Cercetări geologice în regiunea Svinia — Fața Mare. *Acad. R.P.R. Bul. Științ., Sect. Geol. — Geogr.*, V/2. București, 1953.
7. RÄILEANU GR., MUTIHAS V., NĂSTĂSEANU S. Cercetări geologice în regiunea Anina—Doman (Zona Reșița — Moldova Nouă /Banat). *Acad. R.P.R. Bul. Științ., Sect. Geol. — Geogr.* II/2. București, 1957.
8. SAPORTA G. DE. Paléontologie Française, 2-e sér.: Plantes jurassiques, Paris, 1875.
9. SCHIMPER W. PH. Traité de paléontologie végétale. Paris, 1870.
10. SEMAKA A. Contributions à l'étude de la flore liasique de Vulcan—Codlea, I. *Acad. R.P.R. Bull. Sci. Sect. Biol.—Géol.—Géogr.*, VI/3. București, 1955.
11. SEMAKA A. Flora liasică de la Anina (Banat). *D. S. Com. Geol.* XLIV. București, 1962.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ФЛОРОЙ ТОАРСКОГО
И ААЛЕНСКОГО ЯРУСОВ БАНАТА

А. СЕМАКА

(Краткое содержание)

В настоящей работе приводятся некоторые указания, касающиеся переходной, очень мало исследованной до настоящего времени, флоры — между нижней и средней юрой. Материал, послуживший основой для настоящей работы, был предоставлен К. БОЛДУРОМ, В. МУТИХАКОМ и НЭСТЭСЯНУ из геологической коллекции Геологического Комитета и коллекции Угольного Треста Анна. Была использована также и личная коллекция автора.

Тоарские и ааленские отложения Баната, с точки зрения стратиграфии, представляют собой взаимоотношения — частичной трансгрессии над отложениями верхнего лейаса. Эти отложения литофациально представляют резкий переход из грестеноид — битуминозной среды лейаса в мергелистоизвестняковую среду доггера — мальма. Биофация этих отложений, также, отличается от лейаса. В то время как битуминозные отложения грестен лейаского возраста характеризуются почти полным отсутствием ископаемой фауны, мергелистоизвестняковая среда нижнего доггера приносит с собой

целую коллекцию, все более ярко выраженной морской фауны. Также и цветы указывают на ярко выраженную разницу. Тоарские — ааленские отложения, известные в более древней литературе под названием слоев с *Oparilinus*, слоев с *Neaera* или слоев с *Murchisoni*, а из более новой литературы (Рэйлину Гр.) — как слой с *Harodceras*, (*Hildoceras*) *bifrons* были охарактеризованы флорой нового типа, очень богатой в *Coniferales* (хвойной растительности).

Из различных пунктов, богатых ископаемыми, находящихся в Домане (карьера В. Содол), Анина (главной скважины), из различных пунктов, находящихся вблизи местности Анина (скважина 4506 И.С.Е.М.), фундамента старых коксовых печей, безнапорного туннеля 2 ж. д. Д. Челникулуй), был собран целый ряд остатков ископаемых (п. 228 рум. текста), описание которых приведено в настоящей работе.

Автор подчеркивает, что кроме нескольких редких остатков *Equisetaceae*, остальная часть ископаемой растительности принадлежит *Gymnospermelor*. Помимо этого необходимо выделить создание новой разновидности *Anomozamites spectabilis* — n. sp. (holotip; col. A. S. nr. 1041—1042; typicus; Celnic prope Anina; stratum typicum: Aalenian). Эта разновидность была определена следующим образом:

Rachis хорошо развит, на котором побочно и внешне включено многочисленное количество foliol прямоугольной округленной формы; включение произведено всей основой. Размеры foliol варьируют между 23 и 28 мм. длины, с 9—11 мм. ширины, сохраняя, в общем, пропорцию 26/10. Апикальная часть foliol немного округлена. Жилкования, поднятые из основной зоны, не разветлены, а прямые; общее их расположение представляет легкое стремление к форме веера.

В заключение произведен учет исследованного материала (стр. 234 рум. текста).

OBSERVATIONS SUR LA FLORE DU TOARCIEN-AALÉNIEN DU BANAT

PAR

A. SEMAKA

(Résumé)

Dans ce travail l'auteur apporte quelques précisions ayant trait aux flores de transition — moins connues jusqu'à présent — du Jurassique inférieur au Jurassique supérieur. Le matériel qui se trouve à la base de ce travail provient de la collection

des géologues G. BOLDUR, V. MUTIHAC, S. NĂSTĂSEANU (Comité Géologique), de la collection du Trust du Charbon d'Anina et de la collection de l'auteur.

Au point de vue stratigraphique les dépôts aaléniens — toaciens du Banat reposent en transgression partielle sur les dépôts du Lias supérieur. Au point de vue lithofacial ils représentent un changement brusque du milieu lequel, bitumineux au Lias (en faciès pareil au faciès de Gresten), devient marno-calcaire pendant le Dogger-Malm. Le bio-faciès de ces dépôts diffère nettement de celui du Lias. Tandis que les dépôts bitumineux, liasiques, sont complètement exempts de faune fossile, le milieu marnocalcaire du Dogger inférieur accuse une inversion toujours plus prononcée des faunes marines; les flores sont également différentes. Le Toarcien-Aalénien, connu dans la littérature plus ancienne sous le nom de « Couches à *Opalinus*, Couches à *Neaera* ou Couches à *Murchisoni* » et dans la littérature plus récente (GR. RĂILEANU) sous le nom de « Couches à *Harpoceras* (*Hildoceras*) *bifrons* », est caractérisé par une flore nouvelle particulièrement riche en Conifères.

Dans les points fossilifères situés à Doman (carrière du côté de Valea Sodol), à Anina (puits principal) et dans différents endroits à proximité de la localité d'Anina (sonde 4506 I.S.E.M., fondation des anciens fours de coke, galerie d'eau 2 C.F.R., Valea Celnicului) ont été prélevés des restes fossiles (p. 228 texte roumain) décrits dans cette étude.

Notons qu'à part quelques rares restes d'Equisétacées, les autres plantes fossiles appartiennent aux Gymnospermes. En même temps il faut souligner l'apparition d'une espèce nouvelle, *Anomozamites spectabilis* n.sp. (Holotype: col. A.S. no. 1041—1042; locus typicus: Celnic prope Anina; stratum typicum: Aalénien). La description de cette espèce est la suivante: rachis bien développé sur lequel sont insérées collatéralement et alternent de nombreuses folioles de forme rectangulaire arrondie; l'insertion comprend la base entière. Les dimensions des folioles varient de 23 à 28 mm de longueur et de 9 à 11 mm de largeur, accusant en général le rapport 26/10. La partie apicale des folioles est légèrement arrondie. Les nervures, émergentes à la base, sont droites et non-ramifiées; elles sont disposées quelque peu en éventail.

La partie finale de l'étude présente une liste du matériel étudié (pag. 234 texte roumain).

FLORA LIASICĂ DIN COLECȚIA DE LA ANINA¹⁾

DE
C. OARCEA ȘI A. SEMAKA

Zăcămîntul de cărbuni de la Anina a fost descoperit în anul 1790 de tăietorul de lemn M. Hammer, prin găsirea pe flancul de est al anticlinalului, și anume pe pîrîul Andreas, a unui afloriment de huilă. Doi ani mai tîrziu, în 1792, H. HENSCH începe cîteva lucrări de cercetare pe Văile Therezia și Ponor. După aceste începuturi, se fac numeroase lucrări de exploatare pînă în anul 1855, atît prin diferite întreprinderi particulare, cît și de către Statul Austro-Ungar. În acest an ia ființă « Societatea Privilegiată de Căi Ferate Austro-Ungare »²⁾, sub auspiciile căreia încep cercetări geologice. L. KUDERNATSCH, FR. SCHRÖCKENSTEIN, ROTH V. TELEGD, iar mai apoi F. SCHAFARZIK cercetează în amănunt nu numai geologia zăcămîntului Anina, ci și a întregului Banat. Tot acum se înființează și Biroul Geodezic al Minelor Anina, în a cărui atribuție cad reprezentările și coordonările grafice ale lucrărilor geologice.

În 1909 Direcția Generală a Minelor dă tuturor exploatarilor din subordine sarcina de a colecta eșantioanele cele mai frumoase și caracteristice, pentru a fi expuse într-o Colecție Geologică ce se înființează la Biroul Geodezic. De la inițierea acestui muzeu, șefii Biroului Geodezic și anume: GEZA V. BENE și ARPAD HERMAN (1900—1922), ARPAD HERMAN și VIRGIL UTTZAS (1922—1939), VIRGIL CIOBANU și JOHANN HUMMEL (1939—1940), VIRGIL CIOBANU și CORNEL OARCEA (1940—1946), CORNEL OARCEA (începînd din 1946), au îngrijit de îmbogățirea și întreținerea colecției.

În ultimii zece ani, Colecția a fost mutată în repetate rînduri, ajungînd în prezent la Grupul Școlar Anina, unde se află în îngrijirea geologului V. SENU.

Colecția conține un număr de cca 4000 eșantioane, reprezentînd roce, minerale, minereuri și fosile din întreg Banatul. Din nefericire însă, din cauza numeroa-

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 martie 1959.

²⁾ STEG = Staatliche Eisenbahn Gesellschaft.

selor mutări, o parte din material s-a pierdut, iar etichetele lipsesc adesea. Acest fapt a impus la un moment dat atât necesitatea unui control sistematic al etichetelor ce însoțesc fosilele, cît și o revizuire a determinării lor.

Din aceste considerente am început în 1957 cercetarea plantelor fosile liasice conținute în colecția acestui muzeu.

Rezultatele lucrărilor noastre interesează pe deoparte prin aceea că aduc noi informații pentru cunoașterea habitatului multor forme fosile din Liasic; pe de altă parte, și aceasta este poate mai important pentru noi, în urma cercetării materialului din colecția Anina am putut aduce numeroase precizări asupra conținutului paleontologic al Liasicului productiv din Banat. În fine, cercetările efectuate asupra acestui material au adus în unele cazuri, o lumină nouă asupra valorii sistematice a unora dintre vechile « specii și tipuri colective ».

Pentru cunoașterea provenienței formelor fosile întâlnite, ne-am folosit de cataloagele colecției, care sunt păstrate la Biroul Geologic al Trustului Anina. Din nefericire, în unele cazuri, indicațiile pe care le-am găsit au fost prea sumare.

În enumerarea de forme care urmează am arătat pentru fiecare din speciile întâlnite următoarele date: nr. curent al colecției T.C.A.¹⁾, localitatea de proveniență, lucrarea minieră (puț, orizont, etc.) și poziția stratigrafică față de un reper cunoscut; toate aceste indicații sunt luate după amintirile cataloage ale colecției. Modificări am introdus numai acolo unde ele se impuneau pentru păstrarea unității de exprimare.

Formele întâlnite se repartizează în felul următor:

a) Liasicul inferior

Marattiopsis hoernensis (SCHIMPER) THOMAS

Nr. 1274; 1322 Anina; 2908; 2909, Anina, puțul Ponor, oriz. IV, coperișul stratului 1 din culcuș.

Todites williamsoni (BRONGNIART) SEWARD

Nr. 2876, Anina, puțul Gustav (puțul 2 aeraj).

Todites goeppertianus (MÜNSTER) KRASSER

Nr. 1061, Secul.

Todites sp.

Nr. 1158, Anina.

Cladophlebis rumana SEMAKA

Nr. 3346.

Cladophlebis haiburnensis LINDLEY & HUTTON

Nr. 1158, Anina; 2909, Anina, puțul Ponor, oriz. IV, coperișul stratului 3 din culcuș.

Cladophlebis browniana DUNKER

Nr. 1297, Anina; 2897, Anina, puțul Kolowrat, oriz. IV, culcușul stratului 1 din culcuș; 2901, Anina, puțul Thinnfeld, oriz. IV, culcușul stratului principal.

Phleopteris muensteri (SCHEENK) HIRMER & HOERHAMMER

Nr. 2913; 2914, Anina, Puțul Principal, oriz. IV, coperișul stratului 3 din culcuș; 2928, Anina; 2933, Anina, puțul Kolowrat.

Clathropteris meniscoides BRONGNIART

Nr. 1158; 1276; 1285; 1314, Anina; 2899; 2890, Anina, puțul Thinnfeld, oriz. IV, culcușul stratului principal.

Sagenopteris sp.

Nr. 2928, Anina; 2932, Anina, puțul Kolowrat.

Thinnfeldia sp.

Nr. 2929; 2930; 2931; 2934, Anina, puțul Kolowart; f.n. 3.

Pterophyllum rigidum ANDRAE

Nr. 320, Doman; 1159, Anina, puțul Ponor, culcușul stratului principal; 1161, Steierdorf—Anina, culcușul stratului principal; 1275; 1487, Anina; 2888; 2889, Anina, puțul Gustav.

Pterophyllum brevipenne KURR

Nr. 1278, Anina, puțul Gustav, oriz. II, culcușul stratului 1 din culcuș; 1293; 1295, Anina; 2893, Anina, puțul Gustav; 2901, Anina, puțul Thinnfeld, oriz. IV, culcușul stratului principal; 2904, Anina, puțul Theresia, culcușul stratului 3 din culcuș; 2911, Anina, puțul Gustav, oriz. VI, culcușul stratului principal; 2913, Anina, puțul principal, oriz. IV, coperișul stratului 3 din culcuș.

Pterophyllum magoti SEMAKA

Nr. 1159, Anina, puțul Ponor, culcușul stratului principal; 1161, Steierdorf—Anina, culcușul stratului principal.

Pterophyllum sp.

Nr. 1290; 1296; 2905, Anina; 2912, Anina, puțul principal, oriz. VI, culcușul stratului principal.

Taeniopteris haidingeri (GOPPERT) STUR

Nr. 1287, Anina.

Taeniopteris multinervis WEISS

Nr. 1274; 1334, Anina; 2908; 2909, Anina, puțul Ponor, oriz. IV, coperișul stratului 1 din culcuș; f.n. 2.

Taeniopteris sp.

Nr. 1288, Anina, puțul Breuner, culcușul stratului 1 din culcuș; 1290, Anina.

Zamites gracilis KURR

Nr. 1275; 1282, Anina; 2869, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI; 2892, Anina, puțul Gustav; 2902, Anina, puțul Gustav, oriz. II.

Zamites sp.

Nr. 329; 330 Doman; 1290; 2588; 2589, Anina; 2582, Anina, puțul Kolowrat, coperișul stratului principal; 2917, Anina, puțul Kolowrat, oriz. IV, coperișul stratului intermediar.

Otozamites schmiedelii (STERNBERG) SEMAKA

Nr. 1277, Anina; 2855; 2856; 2867; 2860; 2861; 2865; 2866; 2873; 2874; 2975, Anina puțul Ferdinand, oriz. 6.

Otozamites andraeanus SEMAKA

Nr. 333; Doman, 1277; 1306, Anina; 2586, Anina, puțul Kolowrat, coperișul stratului intermediar; 2857; 2861; 2862; 2871, Anina, puțul Ferdinand, oriz. 6; 2916, Anina, puțul Kolowrat, oriz. 4, coperișul stratului intermediar.

Otozamites aninaensis SEMAKA

Nr. 332; 334, Doman; 1307; 1309; 2905, Anina; 2857; 2859; 2862; 2865, Anina, puțul Ferdinand, oriz. 6.

Otozamites sp.

Nr. 2902, Anina, puțul Gustav, oriz. IV.

Williamsoniella vittata (BRONGNIART) THOMAS

Nr. 327, Doman; 1274, Anina; 2908, Anina, puțul Ponor, oriz. IV, coperișul stratului 1 din culcuș; f.n. 2.

Williamsoniella sp.

Nr. 2855, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI.

Nilssonia orientalis HEER

Nr. 1287; 1301, Anina; 1288, Anina, puțul Breuner, culcușul stratului 1 din culcuș; 2584.

Anina, puțul Kolowrat, coperișul stratului principal; 2870, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI

Nilssonia acuminata PRESL.

Nr. 235, Anina, aerajul II (Friedrich), oriz. X, culcușul stratului Kolowrat (2 culcuș); 1281,

Anina, puțul Gustav, oriz. II, culcușul stratului 1 din culcuș; f.n.1, f.n.2.

Nilssonia sp.

Nr. 2874, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI; 2934, Anina, puțul Kolowrat; 3346.

Podozamites mucronatus HARRIS

Nr. 1311; 2928 Anina; 2931; 2933, Anina, puțul Kolowrat.

Podozamites sp.

Nr. 2858, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI.

Ginkgo digitata (BRONGNIART) HEER

Nr. 2858, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI.

Ginkgoites taeniata (F. BRAUN) HARRIS

Nr. 1273; 1300; 1332; 1334, Anina; 2584, Anina, puțul Kolowrat, coperișul stratului principal; 2855; 2856; 2857; 2859; 2862; 2874, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI; 2888; 2890, Anina, puțul Gustav; 2905, Anina; 2934, Anina, puțul Kolowrat.

Phoenicopsis lajor HEER

Nr. 2932, Anina, puțul Kolowrat.

Phoenicopsis sp.

Nr. 1288, Anina, puțul Breuner, culcușul stratului 1 din culcuș; 1322, Anina; 2908, Anina, puțul Ponor, oriz. IV, coperișul stratului 1 din culcuș.

Windwardia sp.

Nr. 2856, Anina, puțul Ferdinand, oriz. VI.

Cheirolepis typus

Nr. 2930, Anina, puțul Kolowrat.

Stachyotaxus lippoldi (STUR) KRAUSEL

Nr. 317, Doman, puțul Traian, oriz. VII vest, la 20 m de puțul auxiliar; 1163, Steierdorf—Anina, culcușul stratului principal; 1275; 1332, Anina; 2912, Anina, Puțul Principal, oriz. VI, culcușul stratului principal.

b) Liasicul mediu

Carpolithes liasinus ANDRAE

Nr. 182; 183, Anina, puțul Thinnfeld, din haldă; 286; 287, Doman, puțul Szecheny; 1115, Clocotici.

c) Liasicul superior

Sphenopteris obtusifolia ANDRAE

Nr. 157, Anina C.F.R., galeria de apă nr. 2, Strate cu *Neaera*.

Pterophyllum longifolium BRONGNIART

Nr. 3264.

Conspectul florei fosile din colecția Anina

PTERIDOPHYTAE	Filicinae	Eusporangiatae	Marattiaceae	<i>Marattiopsis hoernensis</i> (SCHIMPER) THOMAS <i>Todites williamsoni</i> (BRONGNIART) SEWARD <i>Todites goeppertianus</i> (MÜNSTER) KRASSER <i>Todites</i> sp. <i>Cladophlebis rumana</i> SEMAKA <i>Cladophlebis haiburnensis</i> LINDLEY & HUTTON <i>Cladophlebis browniana</i> DUNKER <i>Phleopteris muensteri</i> (SCHENK) HIRMER & HOERHAMMER <i>Clathropteris meniscoides</i> BRONGNIART
		Protolepto-sporangiatae	Osmundiales	Osmundaceae
		Lepto-sporangiatae	Eufilicales	Matoniaceae Dipteridaceae
HYDROPTERIDES		Hydropteridales	Marsiliaceae	<i>Sagenopteris</i> sp.
		Pteridospermephya	Lyginopterideae	<i>Sphenopteris obtusifolia</i> ANDRAE
		Cordaitales	Incertae Sedis	<i>Thinnfeldia</i> sp.
			Semina	<i>Carpolithes liasinus</i> ANDRAE <i>Pterophyllum rigidum</i> ANDRAE <i>Pterophyllum brevipenne</i> KURR <i>Pterophyllum longifolium</i> BRONGNIART <i>Pterophyllum magoti</i> SEMAKA <i>Pterophyllum</i> sp. <i>Taeniopteris haidingeri</i> (GOEPPERT) STUR <i>Taeniopteris multinervis</i> WEISS <i>Taeniopteris</i> sp. <i>Zamites gracilis</i> KURR <i>Zamites</i> sp.
		Cycadophyta	Cycadaceae	<i>Otozamites schmiedelii</i> (STERNBERG) SEMAKA <i>Otozamites andraeanus</i> SEMAKA <i>Otozamites aninaensis</i> SEMAKA <i>Otozamites pterophylloides</i> BRONGNIART <i>Otozamites decorus</i> SAPORTA <i>Otozamites reglei</i> (BRONGNIART) SAPORTA <i>Otozamites</i> sp. <i>Williamsoniella vittata</i> (BRONGNIART) THOMAS <i>Williamsoniella</i> sp.
SPERMATOPHYTA	Gymnospermae		Benettiteae	<i>Nilssoniaceae</i>
			Nilssoniaceae	<i>Nilssonia orientalis</i> HEER <i>Nilssonia acuminata</i> PRESL <i>Nilssonia</i> sp.
			Podozamiteae	<i>Podozamites mucronatus</i> HARRIS <i>Podozamites</i> sp. <i>Ginkgo digitata</i> (BRONGNIART) HEER <i>Ginkgoites taeniata</i> (F. BRAUN) HARRIS <i>Phoenicopsis latior</i> HEER <i>Phoenicopsis</i> sp. <i>Windwardia</i> sp.
		Ginkgophyta		<i>Stachytaxis lippoldi</i> (STUR) KRAUSEL <i>Cheirolepis typus</i>
		Coniferae	Taxales	
			Pinaceae	

Otozamites pterophylloides BRONGNIART

Nr. 1954; 1955; 1956, Anina, puțul Ferdinand.

Otozamites decorus SAPORTA

Nr. 129, Anina, fundația cupoarelor de cox, Strate cu *Gryphaea*.

Otozamites reglei (BRONGNIART) SAPORTA

Nr. 282; 283, Doman, cariera Ponor; 3259.

Brachiphyllum (Plagiophyllum) typus

Nr. 162, Anina C.F.R., galeria de apă nr. 2, Strate cu *Neaera*; 1668.

Din punct de vedere sistematic, formele enumerate se repartizează ca în tabela alăturată.

Materialul cercetat ce a stat la baza prezentei lucrări se află integral în Colecția Anina.

ФЛОРА ЛЕЙАСА КОЛЛЕКЦИИ АНИНА

С. ОАРЧА, А. СЕМАКА

(Краткое содержание)

В настоящей работе проведен пересмотр палеоботанического материала, изъятого с лейаса—Баната, который находится на сохранении в геологической коллекции «леодезического бюро» Угольного Треста Анина.

Эта коллекция, созданная более 100 лет тому назад, содержит очень интересный материал, оставшийся неиспользованным до последнего времени, как с точки зрения стратиграфии, так и систематики. В румынском тексте перечислены все разновидности лейасовой растительности этой коллекции, с указанием Ном. коллекции образца и его происхождения (стр. 240—243 рум. текст).

Список, пересмотренных форм, находится в добавочных таблицах румынского текста.

LA FLORE LIASIQUE DE LA COLLECTION D'ANINA

PAR

C. OARCEA et A. SEMAKA

(Résumé)

Ce travail contient la révision du matériel paléobotanique prélevé dans le Lias du Banat et conservé dans la collection géologique du « Bureau de Géodesie »

du « Trust du Charbon » d'Anina. Cette collection, créée plus de 100 ans auparavant, comporte un matériel très intéressant, resté encore inestimé du point de vue systématique et stratigraphique. Les auteurs présentent toutes les espèces de plantes liasiques de cette collection, en indiquant le numéro de collection de l'échantillon ainsi que sa provenance (p. 240 — 243 texte roumain). La liste des formes revisées se trouve dans le tableau annexe du texte roumain.

OBSERVAȚII ASUPRA TRIASICULUI DE LA AGIGHIOL-ZEBIL (DOBROGEA DE NORD)¹⁾

DE

V. MUTIHAC

Triasicul de la Agighiol este cunoscut de foarte mult timp și această localitate este considerată ca punctul cel mai bogat în faună triasică alpină din estul Europei. Descoperirea punctului fosilifer se datorește lui Gr. ȘTEFĂNESCU (9).

Cu toate acestea stratigrafia de detaliu a Triasicului din Dobrogea și în special a aceluia de la Agighiol, nu a fost încă pe deplin lămurită, din cauză că depozitele triasice sunt în cea mai mare parte acoperite de depozite cuaternare, încât nu se pot urmări profile continui. Pe de altă parte nu se cunosc exact punctele de unde a fost colectată fauna.

Asociația faunistică cunoscută este reprezentată printr-un număr de peste 80 specii de Amonoidee și Nautiloidee, afară de reprezentanții celorlalte grupe de animale.

În cercetările pe care le-am efectuat și ale căror rezultate preliminare vor fi expuse în cele ce urmează, s-a urmărit a se completa, pe cât posibil, această lacună; s-a căutat să se colecteze fauna numai din strat și din puncte bine localizate, iar în concluziile stratigrafice s-a ținut seama mai ales de aceste date, fără a se neglijă rezultatele paleontologice anterioare.

Fiindcă cercetările s-au extins pînă în împrejurimile satului Zebil, unde apar și etajele superioare ale Triasicului, concluziile noastre se vor referi și asupra acestora (pl. I).

Depozitele triasice apar de sub învelișul de loess sub forma unor insule cu întinderi diferite. Acest lucru face ca urmărirea unui profil continuu să fie foarte anevoieasă.

Aparițiile cele mai importante sunt cele de la SW de Agighiol, de la NW de Zebil și cele din colinele Uzum-Bair. Cu întinderi mai restrînse, depozite triasice mai apar în D. Pietrișului și în D. Stînca Mare.

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 martie 1959.

Din punct de vedere litologic, în Triasic se pot separa următoarele complexe: Complexul conglomeratelor bazale, Complexul calcarelor cenușii-roșiatiche masive și Complexul calcarelor negricioase cu accidente silicioase.

a) *Complexul conglomeratelor bazale (Werfenian)*. Conglomeratele bazale apar în partea de N a înălțimii Uzum-Bair. În alcătuirea lor intră cuarțul și ortoza în cantități apreciabile. Cu totul subordonat apar fragmente de amfibolit și muscovit. Conglomeratele se aştern transgresiv și discordant peste depozite mai vechi, intens cutate. Acestora li se atribuie vîrsta werfeniană prin comparație cu conglomeratele de la Monument (Tulcea), care se consideră că stau normal sub depozitele din punctul denumit «La Cazărmi», unde I. SIMIONESCU citează o faună ammonitică tipic werfeniană (8).

Acest complex ocupă o suprafață foarte restrânsă fiind acoperit transgresiv de depozitele mai tinere.

b) *Complexul calcarelor cenușii-roșiatiche masive (Anisian superior—Ladinian—Carnian inferior)*. Calcarele cenușii-roșiatiche masive apar foarte bine deschise la Agighiol, unde conțin și o bogată faună ammonitică. Atât aspectul litologic cât și fauna, aproape foarte mult depozitele de la Agighiol de Triasicul în facies de Hallstat din Alpi.

Pentru a fixa mai exact punctele fosilifere la care ne vom referi în lucrare, începem cu unele precizii de ordin topografic.

Dealurile Agighiolului se prelungesc spre E, către lacul Razelm, prin trei coline, care, de la N spre S, sunt: D. Pietros, Delușorul și Dealul Lung. Între D. Pietros și Delușorul se află o viroagă de forma unui găvan, de unde și numele de Căușul Mic, iar D. Pietros mai este denumit, de localnici și D. Căușului. Acest din urmă fapt a făcut ca atunci cînd se interpretau datele geologice, fără a se cunoaște terenul, să se confundă D. Pietros (punctul fosilifer de unde I. SIMIONESCU a colectat cea mai mare parte din fauna triasică), cu D. Căușul Mic, ce este mult mai spre W și este alcătuit din depozite superioare celor de la D. Pietros. De aici au provenit și unele erori în interpretarea stratigrafiei.

La extremitatea estică a colinei Dealul Lung, de sub învelișul de loess se ivesc calcare cenușii, albicioase-roșiatiche și vineții, stratificate, în grosime de 6–8 m și din care am colectat următoarele forme:

Monophyllites aonis Mojs.

Romanites simionescui Kitt.

Ioanites sp.

Protrachyceras sp.

Deasupra acestora urmează 8–10 m calcare cenușii din care am colectat:

Clionites catharinæ Mojs.

Pleuronaiutilus ampezzanus LORENZ

Succesiunea se continuă spre partea superioară prin calcare negre cu spărtură concoidală și cu alterațiuni albicioase, având o grosime de 6—8 m și în care s-au găsit numeroase Brachiopode și un fragment apartinând genului *Protrachyceras*.

Stratele descriu ușoare ondulații, încât calcarele roșiaticice din care s-a menționat fauna de mai sus, apar din nou la 200 m mai spre W, de unde am colectat formele:

- Arcestes ausseanus* MÜNST.
- Arcestes subdimidiatus* KITT.
- Monophyllites aonis* Mojs.
- Protrachyceras ladinum* Mojs.
- Trachyceras aon* MÜNST.
- Lobites euxinus* KITT.
- Anolcites promontis* KITT.
- Romanites simionescui* KITT.
- Ioanites* sp.

Mai departe succesiunea se continuă cu o alternanță de calcare vinete, cenușii și roșiaticice, care însumează o grosime de aproximativ 30 m.

Succesiunea calcarelor se poate urmări și pe colina Delușorul de unde am colectat, din calcarele roșiaticice ce stau sub calcarele negre, următoarele forme:

- Arcestes ausseanus* MÜNST.
- Ioanites difissus* HAUER
- Ioanites klipsteini* Mojs.
- Ioanites ștefănescui* KITT.
- Monophyllites aonis* Mojs.
- Protrachyceras aff. furcatum* Mojs.
- Romanites simionescui* KITT.

Acesta este unul din cele două puncte fosilifere menționate de I. SIMIONESCU și pe care acesta îl denumește Lutul Roșu (7) dar care nu trebuie confundat cu acela la care ne referim mai jos. Mai spre W, pe drumul ce vine dinspre Agighiol și se îndreaptă spre șeaua dintre Dealul Mare și Dealul cu Cunună, apar calcare roșii concreționare. Acesta este punctul pe care localnicii îl denumesc Lutul Roșu și din care am colectat următoarea faună:

- Arcestes barrandei* Mojs.
- Clionites* af. *arnulfi* Mojs.
- Ioanites difissus* HAUER
- Ioanites ștefănescui* KITT.
- Megaphyllites jarbas* MÜNST.
- Protrachyceras archelaus* LAUB.
- Protrachyceras* cf. *furcatus* Mojs.
- Sageceras haidingeri* HAUER
- Sturia sansovinii* Mojs.

Deasupra calcarelor roșii de la Lutul Roșu, urmează calcare cenușii cu *Clionites catharinae* Mojs. În continuare urmează calcare cenușii masive, calcare gălbui, concreționare, și apoi calcare roșii noduloase.

Calcarele cenușii-roșiatice mai apar pe versantul estic al dealului Pietros, de unde I. SIMIONESCU a colectat cea mai mare parte din fauna triasică, pe care a prezentat-o în lucrarea sa monografică (7). Din acelaș loc am colectat și noi o importantă cantitate de fosile, care însă, în bună parte, nu provine din strat, ci din blocurile de pe pantă. Astfel concluziile noastre stratigrafice s-au sprijinit mai mult pe fauna colectată din punctele menționate de la Dealul Lung, Delușorul și Lutul Roșu, puncte în care fauna a fost colectată direct din strat.

Calcarele cenușii-roșiatice, care apar la Agighiol, se leagă prin movila Taximin cu calcarele asemănătoare de la NW de Zebil, la partea superioară a cărora, pe Dealul Roșu-Zebil, s-a găsit *Anolcites promontis* KITT. La nord de cariera Zebil, pe pîraiele ce curg spre pîrul Teliței, calcarele apar cutate și conțin foarte numeroși amoniți. Dintre aceștia s-a putut determina *Arcestes ausseanus* MÜNST., formă răspîndită în Carnian. Acest lucru constituie un fapt nou în aprecierea vîrstelor calcarelor de la Zebil, căci din această regiune nu se cunoștea decît *Ceratites nodosus* HAAN și *Tirolites cf. dinarus* Mojs. (V. ANASTASIU 1898, pag. 46). Ultima formă, *Tirolites subillricum* KITTL., caracteristică pentru Werfenian, a fost redeterminată de I. SIMIONESCU. Depozite care să apartie Werfenianului nu se cunosc la Zebil, căci *Tirolites subllricum* a fost găsit în blocurile de pe malurile Lacului Babadag.

Luînd în considerație forma *Ceratites nodosus*, putem afirma, cu certitudine, că la Zebil, calcarele cenușii-roșiatice reprezintă Ladinianul și Carnianul inferior la care probabil se include și o parte cel puțin din Anisian, despre existența căruia nu avem încă pînă acum dovezi paleontologice sigure.

Calcarele cenușii-roșiatice mai sunt fosilifere la W de satul Sabangia, de unde au colectat:

Ioanites difissus HAUER
Romanites simionescui KITT.

La extremitatea sudică a înălțimii Uzum-Bair apar calcare roșii cu accidente silicioase în care s-au găsit:

Acrohordiceras af. *halili* HAUER
Monophyllites confucii DIEN.

ambele fiind forme răspîndite numai în Anisian. Cu aceeași dezvoltare, calcarele apar în Dealul Stînca Mare (Tașlı-Caira), precum și în Dealul Pietriș.

Revenind asupra calcarelor de la Agighiol, o primă observație ce rezultă din studiul faunei menționate este că în punctele din care ea a fost colectată (Dealul Lung, Delușorul, Lutul Roșu) este reprezentat acelaș nivel stratigrafic, fiindcă s-au întîlnit aproximativ aceleași forme. Se constată apoi că în acest nivel avem de-a face cu forme caracteristice pentru Carnian (*Romanites simionescui* KITTL.,

Arcetes ausseanus MÜNST., *Lobites euxinus* KITTL și *Clinoites arnulfi* Mojs.) și cu forme caracteristice pentru Ladinian (*Arcetes barrandei* Mojs.), alături de care se întâlnesc forme comune pentru etajele Ladinian și Carnian (*Megaphyllites jarbas* MÜNST.) și forme comune pentru etajele Anisian și Ladinian (*Sturia sansovinii* Mojs.). Acest fapt ne duce la concluzia că la Lutul Roșu, ca și în celelalte puncte cu fauna asemănătoare, ne situaăm la limita dintre Ladinian și Carnian, unde avem de-a face cu un amestec de forme carniene și ladiniene. Rezultă că între Ladinian și Carnian nu există un prag bionomic și nu se poate surprinde o limită paleontologică riguroasă; ne aflăm cu alte cuvinte în fața unei zone de tranziție.

Deasupra acestui nivel urmează calcar cenușii cu *Clionites catharinae* Mojs. și *Pleuronutilus ampezzanus* LORENZ, care trebuie socotite ca reprezentând baza Carnianului.

Dacă luăm în considerație fosilele de la Dealul Pietros, de unde VICTOR ANASTASIU citează pe *Ptychites stoliczkai* Mojs. (12) (punct denumit de autor Căușul Mic), iar I. SIMIONESCU menționează pe *Celtites neumayeri* Mojs., *Anolcites furcosus* Mojs., *Gymnites bosnensis* HAUER, *Ptychites reductus* Mojs., *Ptychites flexuosus*, etc. (7), forme caracteristice pentru Anisian, putem atribui calcarelor roșiatice masive de la Agighiol vîrstă Anisian superior – Ladinian–Carnian inferior. Această vîrstă le-a atribuit-o și VICTOR ANASTASIU în 1896 (1), însă KITTL contestă existența Carnianului în cuprinsul calcarelor roșiatice masive (4). Prezența formelor *Clionites catharinae* și *Pleuronutilus ampezzanus* în calcarele cenușii ce vin deasupra calcarelor roșii de la Lutul Roșu, confirmă părerile lui VICTOR ANASTASIU.

Trebuie să mai menționăm că la Agighiol ca și în toată regiunea de altfel, nu poate fi vorba de urmărirea anumitor orizonturi litologice de calcar roșii sau calcar cenușii. Culoarea roșie apare ca epizoade cu totul locale și la diferite nivele, ca rezultat a unor procese chimice ce au avut loc în mediul de sedimentare, încît succesiunea litologică de la Dealul Lung și Delușorul nu are decât o valoare strict locală.

Nicăieri în regiunea cercetată nu s-a întâlnit un profil deschis în care să se poată observa relațiile dintre calcarele cenușii-roșiatice masive și depozitele inferioare lor, încît nu putem aprecia dacă între Werfenian și Anisian există continuitate de sedimentare.

Din cercetările de pînă acum rezultă că în calcarele masive din regiunea cercetată este reprezentat cu siguranță Anisianul superior, Ladinianul și Carnianul inferior, fără a se putea trasa limitele între aceste etaje.

c) *Complexul calcarelor negricioase cu accidente silicioase (Carnian mediu–Carnian superior)*. Deasupra calcarelor cenușii și roșiatice urmează o serie de calcare stratificate cu intercalării de argile foioase, care ocupă vîrfurile dealurilor de la Agighiol și din celelalte părți. Succesiunea de detaliu observată pe văiuga Căușu Mic arată că deasupra calcarelor roșii cu aspect concreționar urmează o suită de

strate care pun în evidență o schimbare de facies destul de accentuată. Acestea încep cu calcare cenușii, dure, în strate pînă la 3 cm grosime, cu intercalații de argile verzui-negricioase. Calcarele prezintă frecvente accidente silicioase interstratificate (silexite). Au o grosime de 12—15 cm. Spre partea superioară calcarele devin mult mai dezvoltate și uneori capătă aspect grezos ajungînd în strate pînă la 1 m grosime. Aceste depozite care se dezvoltă deasupra calcarelor cenușii-roșiatice și care au o grosime totală de aproximativ 80—100 m, ocupă părțile cele mai înalte din regiune. Astfel la Agighiol, Dealul cu Cunună, Dealul Mare și Dealul Căușul Mic sînt formate din aceste depozite. Cu întinderi restrînse mai apar calcarele cu accidente silicioase la N de Dealul Ceatal-Bair, la Dealul Pietriș și NW de Zebil. Important de remarcat este faptul că la Uzum-Bair aceste depozite vin în contact direct cu conglomeratele werfeniene, ceea ce pune în evidență o ușoară transgresiune, căci la extremitatea sudică, de sub calcarele cu accidente silicioase, apar calcarele cenușii-roșiatice, în care s-au găsit forme de anisienă menționate mai sus.

Calcarele negricioase cu accidente silicioase se mai întîlnesc în insula Grădiște de la S de satul Sarichioi.

În lucrările anterioare (3) aceste depozite au fost incluse, la Agighiol, în calcarele cenușii-roșiatice, iar spre W au fost socotite că trec lateral la gresii. Pe harta lui KITTL (1908) apar separate de calcarele cenușii-roșiatice.

Vîrsta acestora nu poate fi susținută deocamdată cu argumente paleontologice, întrucît acestea sînt foarte puține și neconcludente. Nu s-au găsit decît doi amoniți, unul pe versantul estic al Dealului cu Cunună și al doilea în insula Grădiște. Tot aici s-a găsit și un exemplar de *Myophoria*. Amoniții sînt într-o stare de conservare ce nu permite determinarea nici chiar generică, încît singurul criteriu de stabilire a vîrstei rămîne poziția geometrică a acestora. După cum s-a amintit mai sus calcarele negricioase cu concrețiuni de silex, urmează deasupra calcarelor fosilifere de la Agighiol în care am arătat că este cuprinsă și partea inferioară a Carnianului. Rezultă că depozitele cu silexite reprezintă o parte cel puțin a Carnianului.

Deasupra acestora urmează marnele cu halobii de la Cataloi.

Din observațiile făcute asupra stratigrafiei Triasicului din regiunea Agighiol-Zebil se desprind următoarele concluzii:

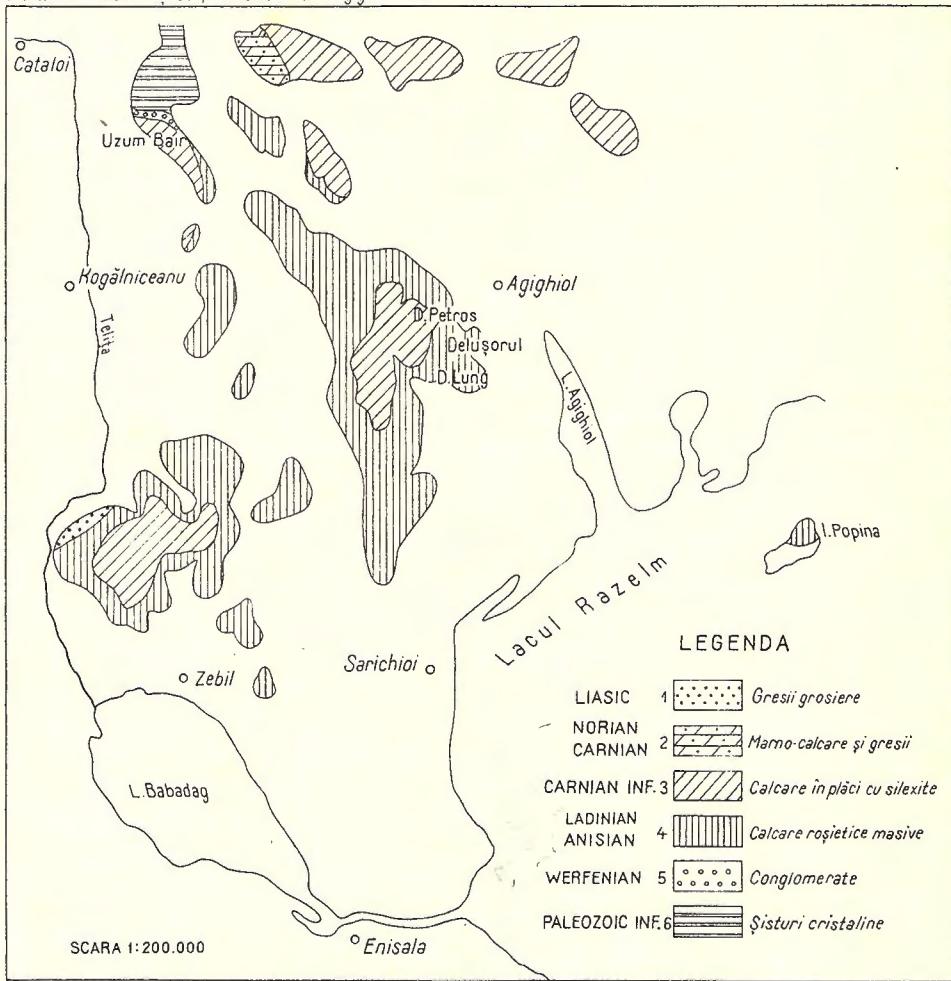
Triasicul urmează transgresiv și discordant peste depozite paleozoice, intens cutate, după încetarea mișcărilor hercinice.

În Triasicul mediu existau condiții pentru formarea depozitelor cu caracter batial (calcarele cenușii-roșiatice, masive, cu amoniți, faciesul calcarelor de Hallstatt).

În Carnian are loc o schimbare accentuată de facies, iar în unele locuri (Uzum-Bair) se surprinde o ușoară transgresiune. Acest fapt se datorește unor slabe mișcări care trebuie luate drept preludiul mișcărilor chimerice vechi.

SCHIȚA GEOLOGICĂ A SECTORULUI AGIGHIOL-ZEBIL

MUTIHAC V.: Observații asupra Triasicului de la Agighiol-Zebil



BIBLIOGRAFIE

1. ANASTASIU V. Le Trias de la Dobrogea. *Bull. Soc. géol. France*, XXV, seria 3. 1897.
 2. — L'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Paris, 1898.
 3. ATANASIU I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași 1940.
 4. KITTL F. Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der nord-östlichen Dobrudscha. Viena, 1908.
 5. PETERS K. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschriften d. k. k. Akad. d. Wiss.* Bd. XXVII. Wien
 6. REDLICH K. A. Geologische Studien in Rumänien. II. *Verhandl. k. k. R.A.* Wien 1896.
 7. SIMIONESCU I. Fauna Amonitilor triasici de la Agighiol. *Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi*. XXXIV, 1913.
 8. — Fauna triasică inferioară din Dobrogea. *Ibid.* XXIX. 1910.
 9. ȘTEFĂNESCU GR. Cursu elementar de geologie. 1890.
-

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ТРИАСОМ ЗОНЫ АДЖИ—ГИОЛ —
ЗЕДЖИЛ (СЕВЕРНАЯ ДОБРУДЖА)

В. МУТИХАК.

(Краткое содержание)

Область к которой относится настоящая работа, охватывает самые богатые участки триасовой фауны Добруджи. С литологической точки зрения выделены снизу кверху три следующих комплекса: комплекс основных конгломератов, комплекс пепельно-красноватых известняков и комплекс черноватых известняков.

Конгломератовый комплекс залегает трангрессивно и несогласно над более древними образованиями. По возрасту — отнесен к нижнему верфенскому ярусу на основании отложений с фауной — старой Тульчи, чередующихся в продолжение седиментации конгломератов (И. Симионеску).

Массивный красновато-серый комплекс известняков представляет самое полное распространение в Аджигиол, где была собрана богатая коллекция фауны.

Над горизонтом с вышеуказанной фауной были собраны *Clionites catharinae* Mojs, *Pleuronautilus ampezzanus* LORENZ.

Из узловых красных известняков, с кремнистыми пропластками на южной окраине вершины Узум Баир были собраны автором: *Acrohordiceras halili* HAUER, *Monophyllites confucii* DIEN.

Автором установлено, что аммонитовая фауна Аджигиол, кроме разновидностей форм общих для ладинского—карнийского ярусов, встречаются и формы, характерные для карнийского яруса (*Romanites simionescui* KITT., *Lobites euxinus* KITLL, *Clionites arnulfi* Mojs, *Arcestes ausseanus* MÜNST. etc.).

Это доказывает наличие в указанном горизонте Аджи-гиол смеси фауны ладинского и карнийского ярусов и полное отсутствие биономического порога, по какой причине, нельзя установить точную палеонтологическую границу.

Комплекс красноватых известняков по возрасту выделен анизийскому—ладинскому ярусам и нижней части карнийского яруса.

Комплекс черноватых известняков с кремнеземным нарушением на поверхности известняков, верхняя часть которых представляет нижний карнийский ярус, была выделена среднему карнийскому ярусу. В Узум Байре черноватые известняки залегают непосредственно над верфенскими конгломератами, маркируя слабую трансгрессию моря. Возможно, что это обстоятельство объясняется наличием некоторых слабых движений, которые должны быть интерпретированы, как прелюдия более древних киммерийских движений.

OBSERVATIONS SUR LE TRIAS D'AGIGHIOL—ZEBIL (DOBROGEA DU NORD)

PAR
V. MUTIHAC

(Résumé)

La région étudiée comprend les points les plus riches en faune triasique de Dobrogea. Au point de vue lithologique on distingue trois complexes de bas en haut, à savoir: le complexe des conglomérats de base; le complexe des calcaires gris rougeâtre et le complexe des calcaires noirâtres.

Le complexe conglomeratique repose en transgression et en discordance sur les formations plus anciennes. Il est attribué au Werfénien inférieur suivant les dépôts à faune de Tulcea Veche, qui succèdent en continuité de sédimentation aux conglomérats (I. SIMIONESCU).

Le complexe des calcaires massifs, gris rougeâtre accuse le développement le plus complet à Agighiol d'où nous avons prélevé une faune très riche (les collines Delușorul, Dealul Lung, Dealul Petros) (voir texte roumain, pag. 246).

Au-dessus du niveau renfermant la faune mentionnée suit un niveau de calcaire gris, à 8—10 m d'épaisseur, dont nous avons prélevé: *Clionites catharinæ* Mojs., *Pleuronaiutilus ampezzanus* LORENZ.

À l'extrême Sud de la colline Uzum Bair, dans des calcaires rouges noduleux à accidents siliceux, ont été récoltées les formes *Acrohordiceras halili* HAUER, *Mono-phyllites confucii* DIEN.

On constate, que la faune d'Ammonites d'Agighiol, à part les formes communes du Ladinien-Carnien contient également des formes caractéristiques pour le Carnien (*Romanites simionescui* KITTL, *Lobites euxinus* KITTL, *Clionites arnulfi* MOJS., *Arcestes ausseanus* MÜNST. etc).

Il en résulte que le niveau mentionné à Agighiol renferme un mélange de faune ladinienne et carnienne; ce fait dénote qu'entre le Ladinien et le Carnien existe un seuil bionomique et qu'une limite paléontologique rigoureuse ne saurait être établie.

Le complexe des calcaires rougeâtres appartient à l'Anisien—Ladinien et à la partie inférieure du Carnien.

Le complexe des calcaires noirâtres à accidents siliceux qui surmonte des calcaires dont la partie supérieure a été attribuée au Carnien inférieur, appartient en réalité au Carnien moyen. À Uzum Bair, ces calcaires reposent directement sur le conglomérats werféniens, marquant une légère transgression. Ceci s'explique probablement par certains mouvements assez faibles qui doivent être considérés comme le prélude des mouvements cimmériens anciens.

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA REŞIȚA — DOMAN — SECUL¹⁾

DE
C. BOLDUR, AL. BOLDUR

Colțul de NE al zonei sedimentare Reșița—Moldova Nouă, adică împrejurimile orașului Reșița și localităților Doman și Secul, reprezintă regiunea cercetată și obiectul lucrării de față.

Din punct de vedere orografic, în această regiune se distinge o zonă de dealuri la Reșița și Tîrnova, un platou la sud de Secul—Cuptoare și în rest cîteva culmi cu vîrfuri mai înalte, dintre care Vf. Certej atinge maximum de altitudine (940 m).

Rețeaua hidrografică este reprezentată prin Valea Bîrzava și afluenții săi: Rîul Alb, Valea Secul, Valea Cuptoare, Valea Domanului și Valea Predovei.

În zona Reșița—Moldova Nouă studiile geologice sistematice au început în jurul anului 1850, însă primele publicații asupra regiunii cercetate de noi au apărut de-abia după 1890.

Printre primii cercetători ai acestei regiuni se numără G. BENE, care s-a ocupat cu tectonica formațiunii liasice de la Reșița—Doman (1) și mai tîrziu cu tectonica regiunii minelor de la Reșița, Anina și Secul—Cuptoare (2).

I. HALAVÁTS (7) a efectuat un studiu stratigrafic al regiunii, din care se desprinde un fapt important și nou, menționarea formei *Harpoceras* (*Hildoceras*) *bifrons*, găsită în regiunea Doman sub depozite atribuite Doggerului inferior.

FR. SCHAFARZIK (17) face un studiu petrografic și tectonic al fundamentului cristalin și dă referințe generale asupra Sedimentarului de la Reșița și Secul—Cuptoare. Tot lui i se datorește harta geologică a regiunii Doman—Secul la scara 1: 10.000²⁾.

¹⁾ Comunicare în ședința din 27 martie 1959.

²⁾ Manuscris.

O contribuție deosebită în cunoașterea stratigrafiei zonei Reșița—Moldova Nouă a fost adusă de ROTH L. v. TELEGD, care s-a ocupat cu studiul geologic al regiunilor imediat învecinate dinspre sud de Doman și Secul (15, 16) ca și a altor regiuni ceva mai îndepărtate.

Pe lîngă încercarea de sinteză stratigrafică, un aport esențial în cunoașterea geologiei întregii zone sedimentare Reșița — Moldova Nouă a fost adus de Z. SCHRÉTER prin elaborarea interpretărilor tectonice de ansamblu regional (18) în care este cuprinsă și regiunea cercetată.

Prima lucrare importantă de sinteză stratigrafică și tectonică, referindu-se la întregul Banat, a fost făcută de AL. CODARCEA (4), în anul 1940. Această lucrare marchează începutul unei noi etape de cercetări și în ea autorul enunță o nouă concepție tectonică asupra Banatului și Platoului Mehedinți.

O lucrare tratînd despre Sedimentarul regiunii Anina—Doman aparține lui GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și V. MUTIHAC (13). Autorii stabilesc o coloană stratigrafică a Mesozoicului regiunii, bazați pe noi considerente paleontologice și litologice.

De curînd S. NĂSTĂSEANU¹⁾ a semnalat prezența Albian—Cenomanianului la Doman.

Studiul florei fosile și al formațiunilor purtătoare de cărbune de la Doman și Secul a fost făcut de I. MATEESCU (9) și AL. SEMAKA (20).

Consideraționi geologice asupra regiunii au mai fost făcute de ȘT. CANTUNIARI (3) și de C. EUFROSIN (6).

Date nepublicate referindu-se la regiunea cercetată, se găsesc consemnate într-o serie de rapoarte geologice nepublicate.

Stratigrafie

În regiunea sus-amintită apar la zi: Cristalinul, Paleozoicul superior, Mesozoicul, Neogenul și Cuaternarul.

Cristalinul. Fundamentalul regiunii este format din Cristalinul Getic de tip Lotru, reprezentat prin micașisturi cu granați, micașisturi cu disten și gnais. Acestea se întîlnesc la NE de Reșița, pe Valea Bîrzava și la E de Secul, pe Rîul Alb.

Sedimentarul. I. Paleozoicul superior. A) *Carboniferul superior* (*Stephanian*). Peste fundamentalul Cristalin se dispun transgresiv conglomerate

¹⁾ Notă asupra prezenței speciei *Ostrea (Alectryonia) diluviana* LINNÉ la Doman. Comunicare în ședința din 13. II 1959.

cu elemente de Cristalin, urmate de o alternață de gresii, șisturi cărbunoase și cărbuni. Acestea au fost atribuite Carboniferului superior, încă de I. HALAVÁTS (7). De asemenea, din aceste depozite, la Secul, I. MATEESCU (9) menționează o bogată floră stephaniană. De pe halda minei Secul am colectat:

Lepidodendron sp.

Stigmaria sp.

Phenophyllum oblongifolium GERM. et KAULF.

Calamites sp.

Annularia stellata SCHLOTH.

Annularia sphenophylloides ZENK.

Asterotheca arborescens SCHLOTH.

Asterotheca candolleana BRONGN.

Acitheca polimorpha BRONGN.

Ptychocarpus unitus BRONGN. (formă care n-a mai fost menționată).

Sub acest facies conglomeratic grezos Stephanianul se întâlnește la Reșița, la S de Dealul Jupa, la obîrșia Rîului Alb, la Secul, și la NE, către satul Tîrnova.

La W de Reșița și de Valea Domanului s-au mai întîlnit depozite grezoase, conglomeratice, cu un procent ridicat de fragmente de roce cristaline. Uneori acestea se prezintă stratificate, alteori, masive; sunt puternic tectonizate și au un ușor dinamometamorfism. La partea superioară ele trec treptat la depozite cu faună și floră autuniană (6), fapt care ne face să presupunem că foarte probabil ele revin Stephanianului și în mod sigur, Carboniferului. Deoarece în Banatul estic, pe Valea Ideguilui, se cunoaște Carbonifer inferior nemetamorfozat (5), credem că ușorul dinamometamorfism al Carboniferului de la vest de Reșița a survenit în decursul mișcărilor tectonice ulterioare.

Carboniferul superior la Secul are 200—250 m grosime, iar la Reșița, chiar mai mult.

B) *Permianul inferior* (*Autunian sau Rothliegende inf.*). În concordanță și în continuitate de sedimentare cu depozitele Stephanianului, urmează gresii roșii și șisturi argiloase micacee roșii sau negricioase, de vîrstă permian-inferioară. Din gresii și șisturi roșii asemănătoare, de la Anina și Carașova, ROTH L. v. TELEGD (14, 15, 16) a menționat: *Walchia piniformis* SCHLOTH., *Walchia filiciformis* SCHLOTH., *Hymenophyllites semialatus* GEIN., *Odontopteris obtusiloba* NAUM., *Callipteris (Alethopteris) conferta* STERNB., etc.

La Secul s-a găsit un rest prost păstrat care pare să aparțină genului *Walchia*.

La S de Secul, pe unul din afluenții de stînga ai Rîului Alb, în partea bazală a Permianului, se intercalează cîteva bancuri subțiri de calcare cenușii fine cu diaclaze de calcit. Paralelezăm aceste calcarе cu calcarеle lacustre, găsite de GR. RĂILEANU pe pîrîul Povalina (12), în partea bazală a Permianului de la Svinița.

La W de Reșița, în Valea Berzavița, C. EUFROSIN (6) semnalează prezența formei *Palaeoniscus duvernoy* AGASS.

Atât flora cât și fauna citată arată în mod sigur că gresiile și șisturile roșii sau negricioase reprezintă Permianul inferior, respectiv Autonianul sau Rothliegend-ul inferior, sedimentat într-un mediu continental-lacustru cu climat cald.

Permianul inferior apare la zi însotind Stephanianul de la S de Reșița și de la S de Dealul Jupa. La Secul apare ca fîșii paralele cu Rîul Alb, stînd adesea direct peste Cristalin. Pe Dealul Colibelor, Dealul Teiuș și Ogașul Florii, mai există mici iviri de gresii roșii.

Grosimea Permianului inferior este foarte variabilă pe diverse profile și în diverse lucrări miniere, dat fiind faptul că-a fost erodat în perioada de exondare anteliasică.

II. Mesozoicul. Formațiunile mesozoice ale regiunii studiate nu au putut fi separate în subdiviziunile clasice, ci numai în complexe litologice, a căror vîrstă a fost stabilită pe baza argumentelor paleontologice care le conțin, sau atribuită pe baza superpoziției cînd acestea lipsesc.

A) *Jurasicul*. 1. Complexul conglomeratic grezos (Rhetician? — Liasic inf. — Liasic mediu în parte). Transgresiv peste Cristalin, Carbonifer sau Permian, s-a depus un puternic complex conglomeratic grezos cu cărbune, care îmbracă faciesul de Gresten al Liasicului. Acest complex are în partea bazală un orizont conglomeratic, iar la partea superioară, un orizont grezos cu cărbune.

a) Orizontul conglomeratic este format din bancuri puternice care însumează o grosime totală ce variază între 60—130 m. Principalele componente ale conglomeratului sunt blocurile de cuarț alb lăptos și rare elemente de șisturi cristaline. Acest conglomerat se întâlnește în Vf. Budinic, Vf. Arșița, la E de Ogașul Driglovăț, la S de Dealul Jupa, Dealul Cristalovăț, pe Valea Secul, la obîrșia Sodolului Mare și în Vf. Certej.

b) Orizontul grezos cu cărbuni are la partea inferioară gresii cuarțitice grosiere, iar la partea superioară trec treptat la gresii micacee cu cărbuni. Din nivelul cu cărbuni, la Doman, AL. SEMAKA (19) a determinat o bogată floră aparținînd genurilor: *Speirocarpus*, *Pterophyllum*, *Carpolites*, *Williamsonella*, *Taeniopteris*, *Zamites*, *Nilssonia* și *Sphenobaiera*. Ca specii noi menționează: *Pterophyllum magoti* SEMAKA, *Nilssonia banatica* SEMAKA și *Sphenobaiera rarefurcata* SEMAKA.

După AL. SEMAKA, în asociația floristică liasică de la Doman, majoritatea formelor sunt specii liasic-inferioare, la care se adaogă și cîteva exemplare liasic-medii.

Grosimea orizontului cu cărbuni atinge cca 300–350 m, iar acesta este bine dezvoltat la Doman, pe Sodolul Mic și la Secul.

Din cele arătate mai sus reiese că orizontul conglomeratic reprezintă probabil Rethianul, iar orizontul grezos cu cărbune reprezintă sigur Liasicul inferior și probabil partea bazală a Liasicului mediu.

2. Complexul șisturilor bituminoase (Liasic mediu – Liasic superior în parte). De la complexul conglomeratic grezos se trece treptat la o alternanță de șisturi argiloase bituminoase, șisturi cărbunoase, gresii foarte fine și blackband-uri. Aceste roci au culoarea negricioasă-brună și, în general, sănătoase. Deseori se observă laminarea parțială sau totală a întregului complex. Din șisturile bituminoase, la Anina, se menționează (16): *Carpolites liasinus* ANDR., *Zamites gracilis* KURR. și *Esteria*.

Grosimea complexului șisturilor bituminoase atinge cca 200 m la Doman, iar la Secul uneori ajunge la cîțiva metri. Considerăm că șisturile bituminoase reprezintă partea superioară a Liasicului mediu și superior, exclusiv Toarcianul, după cum vom vedea.

3. Stratetele de Valea Morii (Toarcian, Dogger, Callovian inf.). La Doman șisturile bituminoase suportă un complex marnos calcaros, de cca 100 m, cu un orizont marno-nisipos la partea inferioară și un orizont marno-calcaros cu concrețiuni elipsoidale la partea superioară. Aceste orizonturi nu se pot separa cartografic. La Anina, complexul marno-calcaros a fost descris sub numele de Stratete de Valea Morii (13).

a) Orizontul marno-nisipos are în partea bazală un nivel de marne șistoase brune în care *I. HALAVÁTS* (7), la Doman, a găsit forma *Harpoceras (Hildoceras) bifrons* BRUG. care este caracteristică Toarcianului. Peste aceste marne șistoase urmează marne nisipoase micacee, cenușii-gălbui. Din acestea, la Anina și Carașova, se citează (15, 16, 18): *Neaera kudernatschi* STUR., *Cucullea inaequivalvis* GOLDF., *Nucula* sp., *Pinna* cf. *tenuistriata* MÜNST., *Posidonomya ornata* QUENST., *Pecten lens* Sow., *Ostrea knorri* ZIET., *Gryphaea calceola* QUENST., *Harpoceras (Leioceras) opalium* REIN., *Harpoceras (Ludwigia) murchisonae* Sow., etc.

De la Doman, din marnele nisipoase uneori mai calcaroase, am determinat următoarele forme:

Clamys ambiguus MÜNST.

Entolium spatulatum ROEM.

Anatina plicatella BENKE

Gervilleia acuta SOW.

Dintre acestea, forma *Clamys ambiguus* MÜNST. se citează frecvent în Bajociul din bazinul Parisului și în Germania, ajungind însă pînă în Callovian. Întrucît la Doman această formă a fost colectată deasupra nivelului cu *Harpoceras bifrons*, respectiv a Toarcianului, și sub nivelul cu *Clydoniceras discus*, respectiv a

Bathonianului superior, ea face dovada existenței Bajocianului. La aceeași concluzie ne duce și forma *Gervilleia acuta* Sow. Așa fiind trebuie să considerăm că marnele micacee reprezintă Aalenian-Bajocianul și o parte a Bathonianului.

b) Orizontul marno-calcaros cu concrețiuni elipsoidale este alcătuit din marne, marne calcaroase și calcare cu elipsoizi calcaro-silicioși. La Anina, în nivelul de trecere dintre orizontul marno-nisipos și orizontul marnos-calcaros cu elipsoizi, Gr. RĂILEANU și colab. (13) menționează prezența formei *Clydoniceras discus* Sow., dovedind astfel existența Bathonianului superior. În calcarele cu concrețiuni elipsoidale se citează (16) forme *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. care indică vîrsta callovian-inferioară.

Așadar Stratele de Valea Morii sunt alcătuite dintr-un complex marno-calcaros, care reprezintă Toarcianul, Doggerul în întregime și Callovianul inferior. Sub acest facies Stratele de Valea Morii se întâlnesc la SE de Doman și pe coastele de N și E ale Culmii Ponor.

La Secul situația se schimbă și numai Toarcianul și Aalenianul sunt reprezentate prin marne, în care pe Ogașul Ventzel, am colectat:

Arca sp.

Ostrea calceola ZIET.

Corbula sp.

Cerithium sp.

În literatură, forma *Ostrea calceola* ZIET. se citează numai în Toarcian—Aalenian.

Peste marnele cu *Ostrea calceola* sau direct peste complexul conglomeratic grezos, stau gresii calcaroase micacee, uneori spatice. Acestea se întâlnesc chiar în centrul localității Secul, la S și E de comuna Cuptoare, la E de Piatra Albă, în Ogașul Toplița și mai la sud în afara regiunii cercetate.

Din gresiile calcaroase micacee spatice, la Secul Cuptoare s-au colectat:

Modiola sp.

Gervillea acuta Sow. (pl. I).

Camptonectes saturnus D'ORB. (pl. I).

Camptonectes aratus WAAGEN

Plagiostoma sp.

Astarte nicklesi BENEKE (pl. II).

Astarte cf. *subtrigonum* MÜNST. (pl. I).

Proenoella cf. *stafferbergensis* KÜHN.

Corbis sp.

Protocardium aequistriatum BAILY (pl. I).

Greslya sp.

Nerinella pseudojurensis RICH (pl. I).

Dintre aceste forme *Nerinella pseudojurensis* RICH este caracteristică pentru Bajocianul superior din Anglia, iar forma *Protocardium aequistriatum* BAILY se

menționează numai în Bathonianul din Crimeea. Forma *Astarte subtrigonum* MÜNST. în Bajocian—Bathonianul din Germania, iar *Astarte nicklesi* BENEKE, în Aalenian, ajungînd însă și mai sus. Forma *Gervilleia acuta* Sow. a fost descrisă în marele oolit din Anglia, în Doggerul din Germania și în Bajocianul din Franța. Aceeași formă a fost găsită de asemenea la Doman și Anina în marnele dintre Toarcian și Bathonianul superior.

Pe baza acestor considerente socotim că gresile calcaroase micacee spatice reprezintă Bajocianul și Bathonianul.

În afara regiunii pe care o prezentăm, la sud de cantonul Naveșul Mare, ROTH L. v. TELEGD (15) amintește de existența unor gresii calcaroase la partea superioară a Liasicului. Din acestea menționează formele: *Pholadomya* sp., *Gryphaea* sp., *Nucula* sp., *Chemnitia* sp., *Turritella* sp., *Pecten cingulatus* PHILL, *Pecten demisus* PHILL. După ROTH L. v. TELEGD o parte a acestor gresii calcaroase revine Liasicului în facies marin și o parte Doggerului.

Deoarece formele fosile aparținând genului *Turritella* se cunosc de-abia în Cretacic, ne permitem să considerăm posibil că *Turritella* sp. menționată de ROTH L. v. TELEGD la S de Naveșul Mare să reprezinte de fapt o formă de *Nerinella* și ca atare gresile calcaroase, situate între Liasic și Callovian să revină Bajocian-Bathonianului.

Mai la S de Naveșul Mare, la Girvan și Predilcova, V. MUTIHAC (11) menționează prezența unor calcare grezoase fosilifere pe care le atribuie Liasicului în facies marin și le echivalează cu gresile calcaroase micacee semnalate de noi la Secul, în 1955. Acum suntem în măsură să precizăm că gresile calcaroase micacee de la Secul au vîrsta bajocian-bathoniană și ca atare și cele de la Girvan, Cereșnaia, Predilcova foarte probabil să fie echivalente acestora.

Din cele sus arătate deducem că Doggerul în regiunea cercetată are un facies marnos în centrul zonei și unul grezos calcaros spatic spre rama cristalină de est. Deoarece gresile calcaroase micacee spatice ale Bajocian—Bathonianului stau peste marnele toarcian-aaleniene, peste șisturile bituminoase, sau direct peste gresile și conglomeratele liasic-inferioare, considerăm că s-au sedimentat într-o zonă de țărm depășind adesea formațiunile mai vechi. Doggerul sub faciesul grezos-calcaros litoral se continuă spre sud în afara regiunii cercetate de noi, unde se susținea existența unei lacune stratigrafice corespunzînd Aalenianului, Bajocianului și Bathonianului inferior (11).

4. **Calcarele de Gumpina** (Callovian mediu—Callovian sup.). Peste gresile calcaroase micacee spatice sau peste complexul marno-calcaros al Stratelor de Valea Morii stau calcare cenușii-vineții cu accidente silicioase, cunoscute în regiunea Anina sub numele de calcare de Gumpina (13). Aceste calcare, la Doman, ating cca 200 m grosime, iar spre rama de est a bazinului sunt mai subțiri. Deoarece sunt cuprinse între nivelul cu *Macrocephalites macroce-*

phalus SCHLOTH. în bază și Oxfordianul fosilifer la partea superioară, le socotim ca aparținând Callovianului mediu și superior. Calcarele de Gumpina le-am întîlnit pe coastele culmii Ponor, la obârșia Sodulului Mic, la sud de comuna Cuptoare, la Secul și în Gruniul Casei la sud de Vf. Certej.

5. Marnele de Tămășa (Oxfordian). Calcarele calloviene suportă în culmea Ponor și în Ogașul Sodulul Mare, marne cenușii micacee, uneori calcaroase. Prin lovire acestea se desfac în plăci aşchioase și emană un miros de bitumen. Din ele, la Naveșul Mare, ROTH L. v. TELEGD (15) menționează formele *Aspidoceras perarmatum* Sow. și *Belemnites hastatus* BLAINV., considerîndu-le pentru prima oară ca aparținând Oxfordianului. Aceleași marne au fost descrise de GR. RĂILEANU și colab. (13) sub numele de marne de Tămășa, în regiunea Anina, menționînd din ele forma *Eoaspidoceras perarmatum* Sow.

Din Valea Sodolului Mare spre E, marnele de Tămășa devin mai calcaroase, ajungînd ca la S de comuna Cuptoare să fie înlocuite total prin calcare grezoase cu frecvente entroce. Schimbarea de facies a Oxfordianului a fost arătată de GR. RĂILEANU și colab. (13) în regiunea Ogașul Toplița cantonul Comarnic, unde din calcarele cu entroce menționează formele *Parapeltoceras* și *Cardioceras tuberculata alternans*, caracteristice pentru Oxfordian.

Grosimea Oxfordianului nu depășește 100 m în regiunea Doman, dar spre rama de cristalin ajunge la 30–40 m.

6. Calcarele de Valea Aninei (Lusitanian-Kimmeridgian inf.). În culmea Ponor, la S de Cuptoare și în Gruniul Casei, peste depozitele oxfordiene se dispun calcare vineții-gălbui, bine stratificate, conținînd silice sub formă de intercalări stratiforme. Aceste calcare sunt puțin dezvoltate în regiunea cercetată de noi și au fost atribuite Lusitanian—Kimmeridgianului inferior pe baza poziției lor față de Oxfordianul fosilifer și pe baza comparației litologice cu depozite asemănătoare din Valea Aninei, unde au fost denumite calcare de Valea Aninei (13).

7. Calcarele de Brădet (Kimmeridgian sup.—Tithonic) Peste calcarele cu silice stratificată, în Gruniul Casei avînd o dezvoltare redusă, apar calcare cenușii noduloase. Din acestea, chiar de pe Gruniul Casei, ROTH L. v. TELEGD (15) a colectat un exemplar de *Aptychus lamellosus* PARK. Puțin mai la S, la gura peșterii Comarnic, am găsit un fragment de *Aptychus* sp. Prin aspectul lor și după formele fosile care se menționează, echivalăm aceste calcare cu calcarele de Brădet, care au fost atribuite Kimmeridgianului superior — Tithonic (13).

B) Cretacicul. 1. Calcarele de Plopă (Barremian-Bedoulian). În regiunea Reșița — Doman — Secul, Berriasianul, Valanginianul și Hauterivianul lipsesc. Peste calcarele jurasic-superioare, peste Dogger, peste Liasic sau direct peste Permian și Carbonifer, fiind transgresive, stau calcare barremian-bedouliene în facies Urgonian. Aceste calcare sunt masive, organogene și au culoarea

alb-gălbui sau alb-cenușie, ca cele de la Peștera Plopă (13) în regiunea Anina. În regiunea cartată ele se întâlnesc în Valea Domanului și la S de comuna Cuptoare. Uneori, în baza calcarelor masive organogene, stau calcare cenușii stratificate, cu lentele și accidente de silice. Acestea remaniază blocuri de gresii micacee și galeti de cuarț alb-lăptos. Ca resturi organice ele conțin Corali diagenizați, fragmente de Pachiodonte și Nerinei. Astfel de calcare cu silice se întâlnesc în Dealul Crucii, la Reșița, în Valea Domanului, la mina Secul și în partea de nord a Pietrei Albe.

Considerăm că în regiunea cercetată transgresiunea Barremian—Bedoulianului a început cu aceste calcare cenușii cu silice, care remaniază din formațiunile mai vechi și ca atare le-am inclus la calcarele masive de Plopă.

2. Stratetele de Valea Minis (Gargasian inferior). În regiunea Podu Doman, peste calcarele de Plopă, se dispun calcare cenușii marnoase, uneori gălbui-roșcate cu aspect nodulos. Din acestea am recoltat un exemplar de *Goniopygus rogesi* COTT. (determinat de S. NĂSTĂSEANU) și un exemplar de *Ceritopsis* sp. Din Valea Domanului, în aceste calcare se mai menționează frecvente Orbitoline (18) și rare exemplare de *Psudodiadema* (1). Pe baza asociației formelor amintite, considerăm că aceste calcare marnoase noduloase reprezintă probabil numai Gargasianul inferior. Calcare asemănătoare au fost descrise în regiunea văii Minis, la Anina (13).

3. Albian—Cenomanianul. În ultimul timp S. NĂSTĂSEANU a semnalat prezența formei *Ostrea (Alectryonia) diluviana* LINNÉ la SW de Doman¹⁾ într-un mic petec de gresii marnoase verzui. Prin menționarea acestei forme s-a dovedit existența unor depozite care se atribuie Albian—Cenomanianului în partea de N a zonei sedimentare Reșița — Moldova Nouă.

III. Neozocul. A) *Neogenul.* În partea de nord a regiunii cercetate, la Reșița și Tîrnova, se întâlnesc depozite sedimentare mai tinere aparținând Neogenului, care însă nu au intrat în preocupările prezentei lucrări.

B) *Cuaternarul.* Este reprezentat prin aluviunile văilor: Bîrzava, Rîul Alb Valea Domanului și Valea Predovei. Am mai întâlnit o mică terasă la confluența Văii Bîrzava cu Valea Predova, câteva praguri de travertin pe Ogașul Sodolul Mare și grohotișuri de pantă. Grohotișurile de pantă sunt mai dezvoltate la N de Vf. Budinic și Vf. Arșița, la E de culmea Ponor și la marginea platoului calcaros de la S de comuna Cuptoare.

Tectonica

Din punct de vedere tectonic, regiunea cercetată se poate împărti în zone. Regiunea Doman—Reșița formează prima zonă, iar regiunea Secul, cea de a două, separate fiind prin anticlinalul Jupa—Sodol.

¹⁾ Comunicare în ședința Com. Geol. din 13. II 1959.

Zona Doman—Reșița. Această zonă cuprinde: unitatea Stîrnic—Butovăț—Dealul Crucii, unitatea Podu Doman și unitatea Doman—Reșița propriu-zis.

A) *Unitatea Stîrnic—Butovăț—D. Crucii.* Această unitate este formată din depozite stephaniene și cîteva petece de calcare de Plopă, care se păstrează în regiunea Văii Butovăț și gara Reșița. În estul acestei unități se situează marea linie de dislocație Carașova-Reșița, prin care Carboniferul încalcă peste depozitele mai noi ale unității Podu Doman. Linia tectonică Carașova-Reșița s-a urmărit de la S de Podu Doman pînă la Reșița, în Dealul Crucii, fiind pusă în evidență și printr-un foraj.

B) *Unitatea Podu Doman.* Se amplasează în lungul Văii Domanului și este alcătuit din depozite cretacice care formează un sinclinal asimetric, ce se afundă spre S. Calcarele cretacice stau peste marne de Valea Morii, peste șisturi bituminoase, peste gresii liasic-inferioare sau direct peste Permian sau Carbonifer. Acest lucru a fost de asemenea constatat în parte prin lucrări de foraj. Sinclinalul Podu Doman reprezintă o zonă strînsă, fiind încălcată la W de Carboniferul unității Stîrnic—Butovăț, iar spre E ușor împinsă peste unitatea Reșița—Doman. În estul sinclinalului Podu Doman se află falia Dumbrava, care a fost urmărită de la Reșița pînă la SW de Doman.

C) *Unitatea Doman—Reșița.* La E de falia Dumbrava se situează o unitate mai mare în care am conturat mai multe cute. Dintre acestea mai importante sunt anticlinialul Doman și sinclinalul Ponor. Spre NW, la Reșița, se situează anticlinialul Flacăra și sinclinalul Budinic, ca niște cute secundare.

1. **Anticlinialul Doman.** A fost urmărit din Valea Mircovăț pînă la Reșița, unde se pierde. El este alcătuit din depozite carbonifere, permiene și liasice. Spre S, în afara regiunii cartate, anticlinialul se afundă. La Reșița anticlinialul Doman este normal, iar la S, în regiunea localității Doman, este răsturnat spre E. Aici, el este foarte strîns, în aşa fel încât flancul de W este laminat, iar cel de E este deversat. Deversarea flancului de E se deduce și din profilul mecanic al unui foraj executat în această zonă. Forajul a traversat complexul bituminos, complexul marnelor de Valea Morii, calcarele calloviene și a intrat apoi în sucesiunea normală formată de complexul marnelor de Valea Morii, complexul șisturilor bituminoase, complexul conglomeratic grezos și gresile roșii permiene în care s-a oprit.

2. **Sinclinalul Ponor.** La E de Doman se dezvoltă un larg sinclinal, format din depozite paleozoice și jurasiche. Sinclinalul este făiat axial de falia Prolaz și este foarte asimetric. Flancul de W este deversat, iar cel de E este foarte dezvoltat, prezentând căderi vestice, cuprinse între 30° — 35° .

Anticlinialul Jupa—Sodol. A fost urmărit între Dealul Jupa și obîrșia văii Sodolului Mic. În lungul zonei sale axiale apar la zi: Cristalinul, Carboniferul, Permia-

nul și Liasicul. Pe flancul de W mai apare Doggerul și Malmul, iar pe cel de E apare sporadic Callovianul și Oxfordianul sau direct Cretacicul. În partea de NW a anticinalului semnalăm existența faliei Minda, în lungul căreia Liasicul este aproape complet laminat. Pe flancul vestic se situează falia Sodol, după care se laminează complet Liasicul mediu și superior, Doggerul și uneori chiar Malmul.

Zona Secul. Încă din 1955 am stabilit în zona Secul existența a două sinclinale, despărțite de un anticinal.

1. **Sinclinalul Ranchina** a fost conturat între comuna Cuptoare și comuna Tîrnova. În zona lui axială apar ca ultim termen marnele de Valea Morii în grosime de cîțiva metri. Sinclinalul are caracter de solz, avînd flancul vestic răsturnat, laminat și încălecătat de Cristalin prin falia Ranchina a cărei pas atinge 700–800 m. Flancul estic al sinclinalului Ranchina este normal și prezintă cîteva cute secundare.

2. **Anticinalul Teiuș** se plasează în lungul aliniamentului dat de Vf. Ursușita, Vf. Teiuș și ajunge chiar pînă în Dealul Secul. De la N spre S în lungul său apar: Cristalinul, Permianul și Liasicul. Anticinalul Teiuș este aplecat spre E și are acest flanc laminat prin falia Teiuș, care spre S probabil să coincidă cu falia Sodol, fiind însă puternic decroșată. În general anticinalul Teiuș prezintă caracterul unei cute-falii.

3. **Sinclinalul Secul** are zona axială mai căzută, fiind cuprinsă între falia Secul și Falia Lazu. Aici, ultimul termen care se păstrează este Callovianul. Flancul de E al sinclinalului este normal, avînd căderi vestice de 50°–60°. Flancul de W este mai strîns, cu cute secundare și probabil deversat. Prin acțiunea unor forțe de subîmpingere născute în timpul cutărilor în D. Teiuș a fost scos la zi Permianul.

Din cele arătate mai sus rezultă că:

1. Toate structurile descrise sunt orientate aproximativ NE–SW, și spre S ele se afundă;
2. Regiunea Reșița – Doman – Secul reprezintă un sector foarte frâmînat, cu sinclinale asimetrice, anticlinale strînse, aplecate spre E. Acestea deseori au evoluat pînă la cute-falii, solzi și mici încălecări locale;
3. Zona Secul a fost puternic strînsă și decroșată spre E față de masa calcaroasă care se dezvoltă mai la sud.

Evoluția geologică a regiunii

După stingerea ultimelor mișcări orogenice ale cutării hercinice, care au afectat fundamental cristalin, regiunea Reșița–Doman–Secul se scufundă, și aici se instalează un regim de sedimentare continental-lacustră, care ține din Carboniferul

superior pînă în Permianul inferior. În Carbonifer exista un climat umed, care a favorizat dezvoltarea unei vegetații bogate, din care au provenit zăcămintele de cărbuni, pe cînd în Permian clima era aridă. Încă din Permianul inferior regiunea începe să se ridice, se exondează și depozitele permo-carbonifere fiind supuse eroziunii. Exondarea nu durează mult; regiunea începe din nou să se scufunde și este invadată de apele mării liasic-inferioare, care au depus sedimente litoral-neritice cu cărbuni. Scufundarea regiunii se continuă în Liasicul mediu și superior, în Dogger și în Malm, interval de timp în care s-au depus sedimente cu granulație mai fină, care conțin faună marină de adîncime. Existența faciesurilor litorale ale Doggerului și Oxfordianului la Secul, Certej și mai la sud, ne face să presupunem că marginea zonei sedimentare în Jurasic, cel puțin în estul regiunii cercetate, se situa probabil nu prea departe de actuala ramă cristalină. Un moment de oscilație în mișcarea de scufundare a regiunii a avut loc în Bajocian-Bathonian și a provocat, pe alocuri, o ușoară depășire de margine a sedimentelor acestora peste depozite mai vechi. După Tithonic, regiunea se ridică și este iar exondată pînă la începutul Barremianului. Acest lucru este dovedit prin lipsa Berriasianului, Valangianului și Hauterivianului, adică prin lipsa calcarelor de Marila și a marnelor de Crivina, din care, între Miniș și Nera, mult mai la S, V. MUTIAC (10) menționează: *Berriasella grandis* MEZENOT, *Berriasella latecostata* KIL., *Neocomites eucyrtus* SAY., *Neocomites neocomiensis* D'ORB. §. a. În Barremian regiunea se scufundă din nou, apele marine au revenit și au depus sedimente neritice-calcaroase organogene (calcare de Plopa și calcare de Valea Minișului) care au depășit cu mult aria de răspîndire a sedimentelor jurasice.

Lipsa Valangian-Hauterivianului și transgresivitatea calcarelor masive urgoniene în unele părți ale zonei Reșița—Moldova Nouă a fost arătată de G. MACOVEI și I. ATANASIU (8).

Către sfîrșitul Aptianului, în regiunea cercetată a avut loc o fază de cutare a depozitelor sedimentare (primul paroxism getic) cînd au luat naștere o serie de cute de tip jurasian. După aceasta, în unele porțiuni ale regiunii, apele marine au revenit pentru scurt timp în Albian-Cenomanian, din depozitele căruia se păstrează micul petec de la SW de Doman (11). După Albian-Cenomanian regiunea Reșița—Doman—Secul a fost exondată definitiv și o bună parte a calcarelor barremian-aptiene a fost îndepărtată prin eroziune. Presupunem totuși că la W de Doman și la S de Cuptoare, acestea s-au mai păstrat încă de-atunci. În faza de cutare post-cenomanian-turoniană (al II-lea paroxism getic) cînd s-a definitivat actuala alcătuire tectonică a regiunii, cutele de tip jurasian au evoluat la cute strînse, aplecate și faliante, la solzi și la mici încălecări. Tot atunci sectorul Secul a fost împins și decroșat spre E. După cel de al II-lea paroxism getic regiunea Reșița — Doman — Secul a fost afectată numai de mișcări epirogenetice și evoluția ei a intrat în faza de gliptogeneză.

PLANŞA I

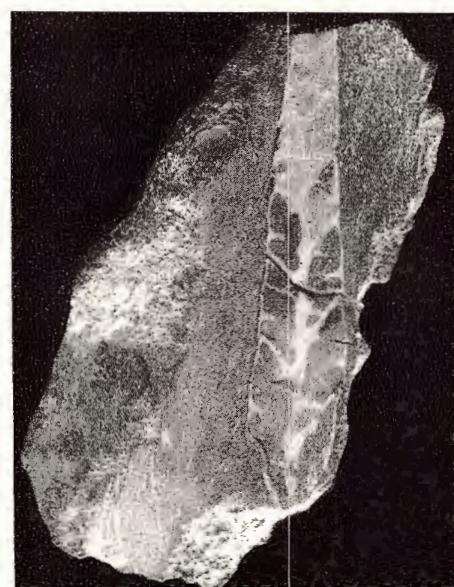
PLANŞA I

- Fig. 1—3. — *Nerinella pseudojurensis* RICH. Secul. Bajocian-Bathonian. 1 și 3, vedere generală; 2, secțiune. $\times 1,4$.
- Fig. 4—5. — *Protocardium equistriatum* BAILY. Secul. Bajocian-Bathonian. 4, valvă dreaptă; 5, idem. 1/1.
- Fig. 6. — *Camptonectes saturnus* D'ORB. Secul. Bajocian-Bathonian. Valvă dreaptă. 1/1.
- Fig. 7. — *Astarte cf. subtrigonum* MÜNST. Secul. Bajocian-Bathonian. Valvă stângă. 1/1.

C. BOLDUR, AL. BOLDUR. Cercetări geologice în regiunea Reșița—Secul PII.



1



2



3



4



5



6



7

PLANŞA II

PLANŞA II

Fig. 1—3. — *Astarte nicklesi* BENEKE. Secul. Bajocian-Bathonian. 1, vedere generală; 2, valvă stîngă văzută în interior; 3, idem, văzută în exterior. 1/1.

Fig. 4—6. — *Gervilleia acuta* Sow. Secul. Bajocian-Bathonian. Mărime naturală.

C. BOLDUR, AL. BOLDUR. Cercetări geologice în regiunea Resia—Secul Pl. II.



1



2



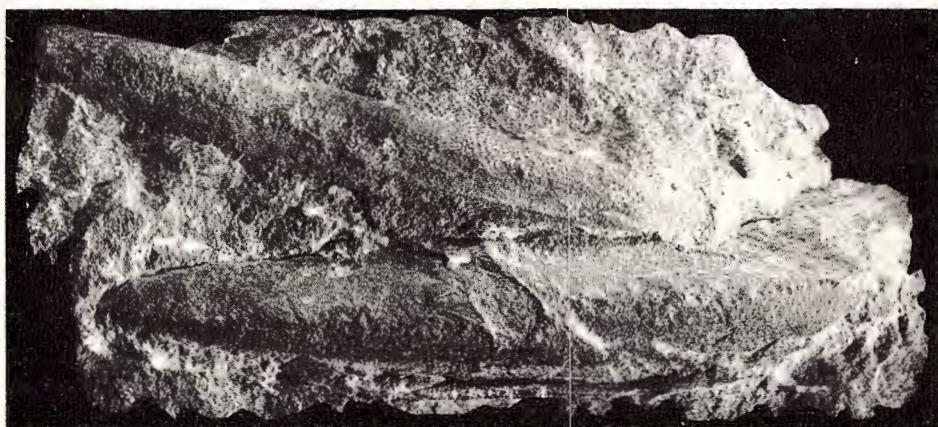
3



4



5

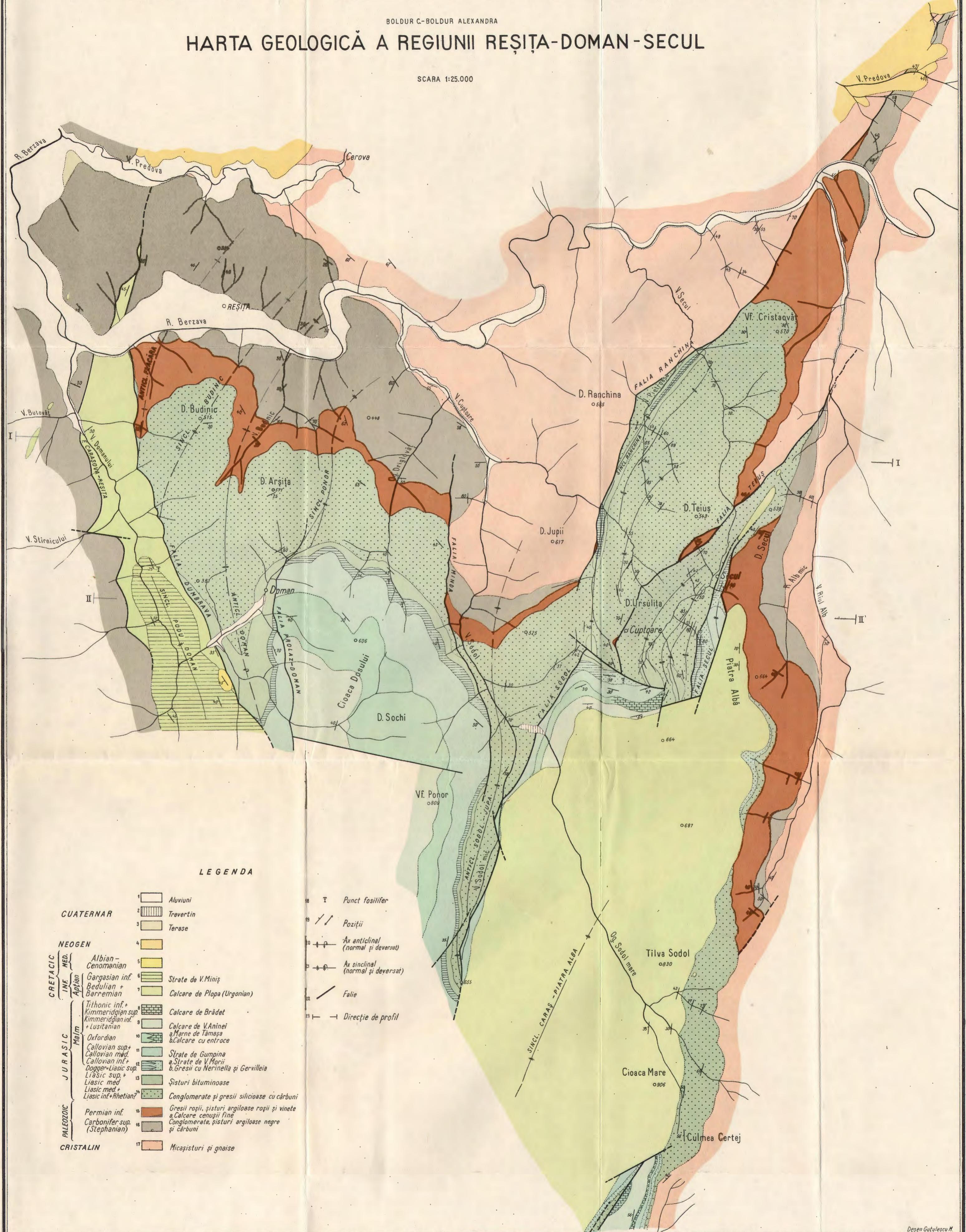


6

BOLDUR C-BOLDUR ALEXANDRA

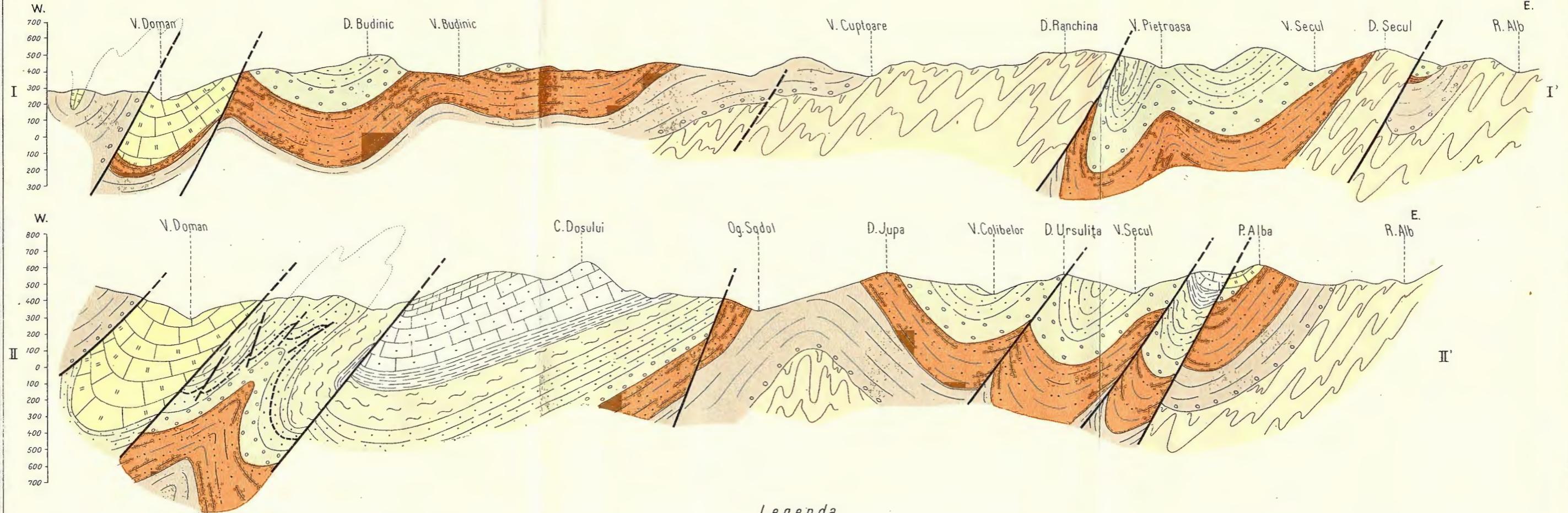
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII REȘIȚA-DOMAN - SECUL

SCARA 1:25.000



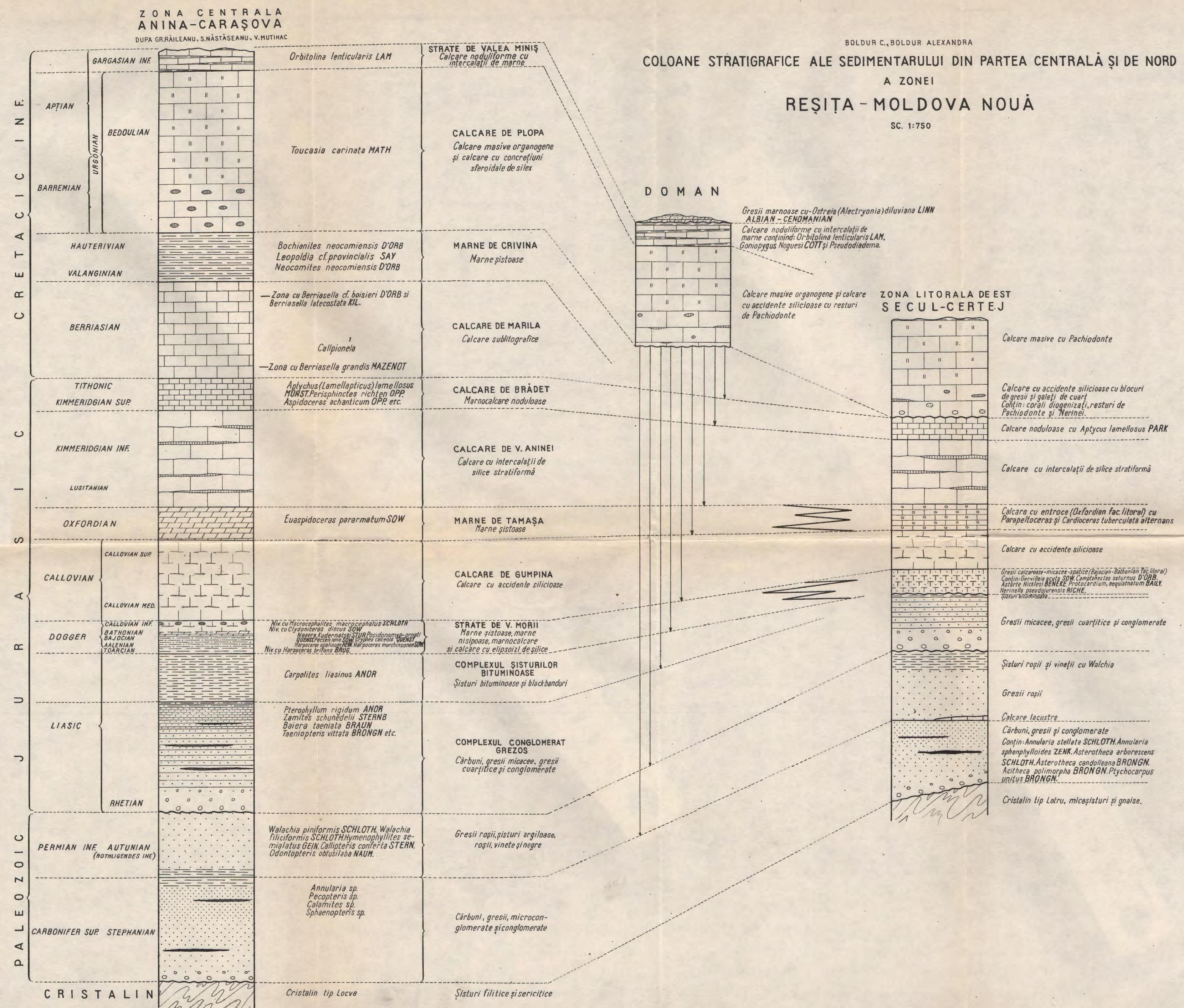
PROFILE GEOLOGICE IN REGIUNEA RESITA - DOMAN - SECUL

SCARA 1:25.000



Legenda

APTIAN	1		Strate de V.Miniș	M A L M	3		Marne de Tămașa	Permian	8		Gresii roșii, șisturi argiloase roșii și vinete
	2		Calcare de Plopă (Urgonian)		4		Calcare de Gumpina		9		Conglomerate, șisturi argiloase negre și cărbuni
BEDULIAN + BARREMIAN	5		Strate de V. Morii	CRISTALIN	10		Micașisturi și gnais				
	6		Șisturi bituminoase								
CALLOVIAN	7		Conglomerate și gresii silicioase cu cărbuni								
	8		Gresii roșii, șisturi argiloase roșii și vinete								



BIBLIOGRAFIE

1. BENE G. Über die geologischen Verhältnisse der Lyas Kohlengruben von Resicza—Doman. *Földt. Közlöny* XXI. Kötet 10—11 füzet. Budapest, 1891.
2. — A resicabányai, stájerlaki es kemen ceszéki szénbanyaterülét hégszerkezettani viszonyai. *Földt. Közlöny* XLVI kötet. Budapest, 1916.
3. CANTUNIARI ST. Contribuționi la cunoașterea Banatului. II. Studii geotectonice în regiunea Moniom—Reșița—Vodnic. (Jud. Caraș—Banat). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII (1928—1929). București, 1931.
4. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinti. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București, 1940.
5. CODARCEA AL., RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. Carboniferul inferior de pe V. Idegului. *Studii și cercetări geologice. Academia R.P.R.* V, 3. București, 1960.
6. EUPROSIN C. Prezența genului Palaeoniscus în asociatie cu flora autuniană în V. Berzavița la W de Reșița (Banat). *An. Com. Geol.* XXX. București, 1957.
7. HALAVÁTS J. Die östliche Umgebung von Resicza. *Jahresber. d. k. ung. Geol. A.f.* 1893. Budapest, 1895.
8. MACOVEI GH., ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București, 1934.
9. MATEESCU I. Studiul petrografic al cărbunilor din bazinile Secul și Doman. *An. Inst. Geol. Rom.* XXX, București, 1957.
10. MUTIHAC V. Contribuționi la cunoașterea Cretacicului inferior dintre V. Minișului și V. Nerei (Banat). *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Sec. Geol.-Geogr.* II, 2, București, 1957.
11. — Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița—Moldova Nouă (Banat). *Edit. Acad. R.P.R. Bibl. de Geologie și Paleontologie.* IV, p. 11. București, 1959.
12. RĂILEANU GR. Cercetări geologice în regiunea Șvinecea—Fața Mare. *Acad. R.P.R., Bul. Șt. Secția Biol.-Agr., Geol.-Geogr.* V, 2, București, 1953.
13. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., MUTIHAC V. Cercetări geologice în regiunea Anina—Doman—Reșița—Moldova Nouă—(Banat). *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Secția Geol. Geogr.* II, 2. București, 1957.
14. ROTH L. v. TELEGD. Die unmittelbare Umgebung von Steierdorf—Anina. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1886, Budapest, 1890.
15. — Der nördliche Theil des Krassó-Szörényer „Kalk-Gebirges“ in den Umgebung von Krassova. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1893. Budapest, 1895.
16. — Umgebung von Krassova und Teregova. Erläuterung zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone. Budapest, 1906.
17. SCHAFARZIK FR. Revision der kristallinen Schiefer des Krassószörenyer Grundgebirges in petrographischer und tectonischer Beziehung. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1913.
18. SCHRÉTER Z. Tectonische Studien im Krassószörenyer Gebirge. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1911. Budapest, 1913.
19. SEMAKA AL. Flora liasică de la Doman. *D. S. Comit. Geol.* XLIII (sub tipar).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В ОБЛАСТИ РЕШИЦА — ДОМАН — СЕКУЛ

К. БОЛДУР, АЛ. БОЛДУР

(Краткое содержание)

В северо-восточной части зоны осадконакоплений Решица—Молдова Ноэ, на фундаменте кристаллических сланцев развиты палео-мезозойские и неогеновые осадочные образования.

Самые древние осадочные отложения залегают трансгрессивно на кристаллических сланцах и относятся к верхнекаменноугольному отделу (степанский ярус). Они сложены из конгломератов, песчаников и углистых сланцев с богатой ископаемой флорой и с прослойками угольных слоев. На них залегают согласно песчаники и нижнепермские красные или серовато-черные глинистые сланцы (отэнский или ротлигендский). У основания пермских отложений, к югу от Секул, наблюдаются линзевидные прослойки серого известняка, считающиеся озерными отложениями.

Среди геологических отложений залегающих выше в стратиграфической последовательности, были выделены литологические комплексы, возраст которых был определен на основании палеонтологических данных, а за неимением их на основание стратиграфической последовательности.

Нормальная стратиграфическая колонка мезозойских отложений исследуемой области включает:

песчанисто-конгломератовый комплекс (рэтский — нижнелейаский — частично среднелейаский) развитый в грестенской фации и залегающий трансгрессивно, иногда на кристаллических породах;

комплекс битуминозных сланцев (частично нижний лейас — частично верхний лейас) более развит на западе области, в то время как к востоку он выявляется редко или вовсе не выявляется;

слои Вали Морий (тоар — доггер — нижний келловей) обладают известково-мергелистой фацией к западу и песчанисто-известковошпатовой — к востоку, вблизи кристаллической рамы. Авторы подчеркивают что восточная фация представлена байосом и батом. Среди шпатовых известковых песчаников в Секул были найдены и определены ископаемые формы: *Gervillea acuta* Sow., *Camptonectes saturnus* D'ORB., *Astarte nicklesi* BENEKE, *A. cf. subtrigonum* MÜNST., *Protocardium aequistriatum* BAILY, *Nerinella pseudojurensis* RICH. и прочие. Вышеуказанная фауна является первой палеонтологической основой, доказывающей наличие байоса в зоне Решица—Молдова Ноэ и доказательством существования неритовой литоральной фации доггера, наблюдавшейся в данной области;

известняки Гумпины (средний келловей — верхний келловей) представлены песчанистыми серыми известняками с кременистыми неровностями.

мергели Тэмаша (оксфорд), развитые в мергелисто-сланцевой фации, в западной части области и шпатово-известковой фации — в восточной части;

известняки Валя Аниней (лузитанский — нижнекиммериджский) образуют комплекс синевато-желтых известняков, слоистых, с кременистыми переслойками в виде пластов;

известняки Брэдеть (верхнекиммериджский — титонский ярусы), серого цвета, содержит узлы и ископаемые формы *Aptychus*;

известняки Плопа (баррем — бедульский подъярус апта) развит в виде желтовато-белого органогенного известняка, рифового происхождения, представляющего ургонскую фацию. В данной области ясно наблюдается их трангрессивность.

Слои Валя Миниш (нижнегаргасского подъяруса) сложенные из мергелистых серых известняков, с узлами в которых была обнаружена форма *Goniopygus Neguesi* Сотт.

Альб-сеноман завершает мезозойское осадконакопление этой области, он представлен зеленоватыми мергелистыми песчаниками, сохранившимися в виде небольшого участка в Домане.

В северной части области широко распространены неогеновые отложения, которые не были исследованы детально.

С тектонической точки зрения были выделены две зоны: Решица—Доман к западу и Секул — к востоку, между которыми находится антиклиналь Жупа—Содол. Складки расположены по направлению СВ—ЮЗ, к югу они погружаются и переходят часто в складки-бросы и чешуи, или даже в надвиги.

В нормальной стратиграфической колонке области наблюдается ясно выраженный перерыв осадкоотложения между пермью — ниж. лейасом и титоном — барремом. Вблизи кристаллической рамы наблюдается местами перерыв осадконакопления, как например, между нижним лейасом и байосом.

Что касается геологической эволюции области, авторы указывают что, вначале, осадконакопление происходило в континентальных условиях и отложения являются озерными, и что в течении верхнекаменноугольной эпохи климат был сырьим, а во время пермской — сухим. После непродолжительного периода поднятия, осадконакопление возобновилось во время лейаса в неритовой и литоральной зонах моря и затем вследствие постепенного погружения области вплоть до титонского времени, образовались мергелистые и известковые отложения. Литоральные фации доигера и оксфорда, как и перерыв осадкообразования в некоторых местах, к востоку от кристаллических пород, свидетельствуют о том, что во время юры границы бассейна не особенно

отличались от настоящей кристаллической рамы и что во время погружения области, были моменты преобладания колебательных движений. Отсутствие берриаса и валанжина-готерива свидетельствует о новом поднятии области. Во время баррема, морские воды снова залили область переходя за границы распространения юрских отложений. Конец апта является фазой сильного складкообразования (первый гетский пароксизм). Море отступило и разлилось только в некоторых местах в течении короткого времени во время альба и сеномана. Альба-сеномана поднятие над уровнем моря стало окончательным, а во время послесенонско-туронского складкообразования (второго гетского пароксизма), были оконтурены тектонические формы данной местности.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES
DANS LA RÉGION DE REȘIȚA — DOMAN — SECUL
PAR
C. BOLDUR et AL. BOLDUR

(Résumé)

Dans la partie NE de la zone sédimentaire Reșița-Moldova Nouă sur le socle de schistes cristallins se développent des formations sédimentaires appartenant au Paléo-Mésozoïque et au Néogène.

Les dépôts sédimentaires les plus anciens reposent transgressivement sur les schistes cristallins et appartiennent au Carbonifère supérieur (Stéphanien). Ils sont formés de conglomérats, grès et schistes charbonneux avec une riche flore fossile et des intercalations de couches à charbon. Au-dessus, en continuité de sédimentation, sont disposés des grès et des schistes argileux rouges ou gris noirâtre du Permien inférieur (Autunien ou Rothliegende inférieur). À la base du Permien, au S de Secul, sont intercalées des lentilles de calcaires gris, considérés comme formations lacustres.

Dans la succession stratigraphique du Mésozoïque surjacent, on a séparé des complexes lithologiques dont l'âge a été établi à l'aide d'arguments paléontologiques et faute de tels éléments, au moyen de la superposition.

La colonne stratigraphique normale du Mésozoïque de la région étudiée comprend :

Le complexe conglomératique gréseux (Rhétien ? — Lias inférieur — en partie Lias moyen) revêtant le faciès de Gresten ; il est disposé transgressivement, parfois directement sur le Cristallin ;

Le complexe des schistes bitumineux (Lias moyen — Lias supérieur) plus développé dans l'W de la région, tandis qu'à l'E les affleurements sont rares ou inexistantes;

Les couches de Valea Morii (Toarcien — Dogger — Callovien inférieur) accusent un faciès marno-calcaire à l'W et un faciès gréso-calcaire spathique à l'E vers la bordure cristalline. On souligne le fait que le faciès E représente le Bajocien et le Bathonien. Dans les grès calcaires spathiques, à Secul, ont été prélevées et déterminées les formes suivantes: *Gervillea acuta* Sow., *Camptonectes saturnus* D'ORB., *Astarte nicklesi* BENEKE, *A. cf. subtrigonum* MÜNST., *Protocardium aequistriatum* BAILY, *Nerinella pseudojurensis* RICHE, etc. Cette faune représente la première preuve paléontologique de l'existence du Bajocien dans la zone de Reșița — Moldova Nouă et de la présence d'un faciès néritique littoral du Dogger, pour le moment seulement signalé dans cette région;

Les calcaires de Gumpina (Callovien moyen — Callovien supérieur) sont représentés par des calcaires gris gréseux à accidents siliceux irréguliers;

Les marnes de Tâmașa (Oxfordien) revêtent un faciès marno-schisteux dans la partie W de la région et un faciès calcaire spathique dans l'E;

Les calcaires de Valea Aninei (Lusitanien — Kimméridgien inférieur) constituent un complexe de calcaires violacé-jaunâtre, bien stratifiés à intercalations stratiformes de silice;

Les calcaires de Brădet (Kimmeridgien supérieur — Tithonique) de couleur grise, sont nodulaires et contiennent des formes d'*Aptychus*;

Les calcaires de Plopă (Barrémien — Bédoulien) se développent sous forme de calcaires jaunâtre blanchâtre, organogènes, récifaux, représentant le faciès urgonien. Dans la région étudiée leur transgressivité est évidente;

Les couches de Valea Miniș (Gargasien inférieur) constituées par des calcaires gris, marneux, noduleux dont on a prélevé la forme *Goniopygus neguesi* COTT.

L'Albien — Cénomanien termine la sédimentation du Mésozoïque dans la région et il est représenté par des grès marneux, verdâtres, conservés dans un petit lambeau à Doman.

Dans le N de la région sont largement distribués les dépôts néogènes non étudiés de près.

Au point de vue tectonique ont été distinguées deux zones: Reșița-Doman à l'W et Secul à l'E, séparées par l'anticlinal Jupa-Sohodol. Les plis orientés NE—SW plongent vers le S et souvent ont évolué jusqu'à des plis-failles et des écailles, voire même des chevauchements.

Dans la colonne stratigraphique normale de la région nous avons observé des lacunes de sédimentation nettes entre le Permien — Lias inférieur et le Tithonique — Barrémien. Vers le bordure cristalline on rencontre des lacunes locales comme par exemple entre la Lias inférieur et le Bajocien.

Quant à l'évolution géologique de la région, les auteurs montrent qu'au début la sédimentation a eu lieu dans un domaine continental lacustre, humide pendant le Carbonifère supérieur et aride pendant le Permien. Après une courte période d'exondation, la sédimentation a été reprise au Lias, dans un régime marin néritique littoral, mais ultérieurement — par suite de l'affaissement graduel de la région jusqu'au Tithonique — elle est devenue une sédimentation de profondeur, marneuse et calcaire. L'existence des faciès littoraux du Dogger et de l'Oxfordien ainsi que les lacunes locales de sédimentation à l'E, vers le Cristallin, prouvent que pendant le Jurassique les bords du bassin ne différaient pas trop de l'actuelle bordure cristalline et que l'affaissement de la région a connu des moments d'oscillation. L'absence du Bériasien et du Valanginien-Hauterivien atteste une nouvelle émergence de la région. Au Barrémien les eaux de la mer sont revenues et ont beaucoup dépassé l'aire de distribution des sédiments jurassiques.

STRATIGRAFIA ȘI TECTONICA MOLASEI MIOCENE DIN REGIUNEA VALEA MARE — BERZUNT — ONEȘTI¹⁾

DE
MIRCEA SĂNDULESCU

În anii 1957 și 1958 am efectuat cercetări geologice în bazinul inferior al Tazăului Mare și în Culmea Pietricica. Problema majoră a fost cercetarea depozitelor miocene din zona subcarpatică.

Stratigrafia

Paleogenul. Fundamentul imediat al Zonei miocene subcarpatice este constituit din depozitele Flișului paleogen. Acest fapt este demonstrat de aflorarea depozitelor oligocene în porțiunile cele mai ridicate ale Zonei miocene.

Oligocenul. Depozitele de vîrstă oligocenă de la izvoarele Pîrîului Valea Mare sînt cunoscute de multă vreme (1, 13, 15, 16). În urma cercetărilor noastre am conturat cu precizie zona de aflorare a Oligocenului putînd separa:

Orizontul șisturilor disodilice superioare, care aflorează pe o suprafață de 800 m lungime și 600 m lățime, fiind deschis numai pe 200 m grosime stratigrafică. Este alcătuit din șisturi disodilice tipice, ce admit, cu totul subordonat (în bază), intercalații de gresii de tip Kliwa, iar la partea superioară conglomerate cu elemente verzi.

Orizontul menilitelor superioare, bine dezvoltat la izvoarele pîraielor Valea Mare și Slătioarele (unde nu era cunoscut pînă acum); are o grosime de 80—120 m. Este în întregime alcătuit din menilit, rareori menilit conglomeratice cu șisturi verzi.

Orizontul supra menilitic, care apare pe versantul vestic al Dealului Ghimelci, la izvoarele unui affluent al Pîrîului Slătioarele, unde am găsit

¹⁾ Comunicare ținută în ședința din 3 aprilie 1959.

peste menilitele superioare și sub Conglomeratele de Pietricica un pachet, de cca 2 m, de argile verzi-cafenii bine consolidate, cu aspect rubanat. Considerăm aceste argile, pe care nu le-am mai întîlnit nicăieri la contactul minilite superioare — Conglomerate de Pietricica, ca fiind resturile scăpate de eroziunea premiocenă a unui orizont supramenilitic, pe care îl echivalăm cu orizontul II flișoid (8) și cu stratele de Gura Șoimului (17) din Autohtonul marginal.

La sud de Ciortea, în regiunea Dealul Nernoiiului (15, 16) pe o lungime de cca 3 km și o lățime de 200—500 m, apare gresie de Kliwa cu intercalații disodilice la partea superioară. Gresia de Kliwa este uneori conglomeratică, cu elemente de 0,3—1 cm de sisturi verzi, reprezentate prin sisturi cloritoase fine și filte grezoase (determinate în secțiuni subțiri).

Din considerente pe care le vom analiza mai departe, înglobăm Formațiunea cu sare în Oligocen.

Sub denumirea de Formațiunea cu sare întălegem tot ansamblul de roci brecioase și nebrecioase paragenetic și stratigrafic, legate de masivele de sare. În general Formațiunea cu sare are aspectul «breciei sării» (P. Slatina — Berzunț, P. Fundul Ghilei, D. Nernoiu (pl. I). Formațiunea cu sare prezintă însă și faciesuri nebrecioase, aşa cum am întîlnit la Scăriga, unde pîrîul cu același nume deschide o serie de cca 200 m formată în bază din gresii și microconglomerate cu elemente de sisturi verzi (20 m), peste care urmează sisturi argiloase bituminoase negre cu o intercalație de 2 m gips și cu eflorescențe saline (cca 20 m). După o lacună de observație de aproximativ 50 m urmează un pachet gros de 100 m de argile și marne verzui, uneori rubanate, bine consolidate, cu intercalații de gresii subțiri, calcaroase, verzui, care aparțin tot «Formațiunii cu sare».

În ceea ce privește vîrstă Formațiunii cu sare, în regiunea noastră ea este neîndoios mai veche decît Miocenul inferior întrucât peste tot apare diapir de sub depozitele acestuia. Avînd în vedere caracterul esențial regresiv al Formațiunii cu sare, perioada formării ei se plasează la sfîrșitul unui ciclu normal de evoluție a unui bazin (domeniu) de sedimentare, în spăta la sfîrșitul Oligocenului. Caracterul bituminos dovedește continuitatea funcțională nemijlocită a bazinului de sedimentare a Formațiunii cu sare cu cel al Flișului bituminos oligocen. Prezența evaporitelor (sare și gipsuri) accentuează caracterul regresiv al acestei formațiuni, prezența rocilor detritice grosiere fiind legată de procesul de regresiune și nu de transgresiune. De aceea atribuim Formațiunii cu sare vîrstă oligocenă cea mai superioară. Problema vîrstei acvitaniene a sării se pune numai dacă se dovedește apartenența acestuia la Paleogen, problema mult controversată în literatura europeană.

În ceea ce privește mecanismul genezei Formațiunii cu sare, considerăm posibilă următoarea ipoteză: Datorită amorsării mișcărilor savice în avant-fosă se creează zone ridicate, ce separă zone în care sunt realizate condiții pentru formarea

evaporitelor (mai ales a sării). Materialul detritic este furnizat de marginea platformei (șisturile verzi) și de zonele ridicate de Paleogen. Abundența detritusului de Paleogen în Formațiunea cu sare în comparație cu Miocenul, precum și lipsa Formațiunii cu sare și chiar a orizonturilor superioare a Flișului paleogen (Culmea Pietricica, Dealul Nernoiu) pledează pentru existența acestor zone ridicate, formate din depozite paleogene.

Miocenul. În cadrul depozitelor miocene am distins Miocenul inferior cu două orizonturi: orizontul comglomeratic-grezos și orizontul cu gipsuri; Tortonianul inferior; Tortonianul superior; Stratele de Haloș (Buglovian ?); Sarmatianul inferior; Sarmatianul mediu și Sarmatianul superior — Meotianul.

Miocenul inferior. Deși nu avem dovezi paleontologice, este neîndoioasă apartenența la Miocenul inferior a stivei de strate, groasă de 2000 m, situată stratimetric sub Tortonianul inferior (dovedit micropaleontologic) și în continuitate de sedimentare cu acesta din urmă. De asemenea este greu să admitem o exondare de lungă durată în avant-fosă tocmai în stadiul final de evoluție a geosinclinalului carpatic.

Orizontul grezoș-conglomeratic. Sub această denumire înțelegem stiva de strate cuprinse între baza Miocenului și complexul gipsului de Perchiu. În acest orizont am distins faciesul conglomeratic (Conglomeratele de Pietricica) și faciesul roșcat (Strate de Tețcani).

Conglomeratele de Pietricica sunt cantonate numai în estul regiunii. Poziția lor în baza Miocenului le precizează orecum vîrstă, probabil burdigalian-inferioară. În ideia apartenenței Acvitanianului la Miocen, conglomeratele ar apartine Acvitania-Burdigalianului inferior. Caracterul transgresiv al Conglomeratelor de Pietricica este demonstrat de faptul că se aşază pe diferite orizonturi ale Oligocenului (orizontul menilitelor inferioare, orizontul supramenilitic), că în conglomerate am găsit remaniată gresia de Kliwa și că pe flancul vestic al Oligocenului de la Dealul Ghimelci se poate vedea o discordanță unghiulară, între conglomerate și menilitele superioare.

Marea masă a conglomeratelor este alcătuită din șisturi verzi dobrogene (60–70%). Pe lîngă acestea, în ordinea frecvenței, am mai întîlnit gresii și conglomerate roșii, de vîrstă triasic-inferioară, (prin comparație cu cele de la Tulcea). D. M. PREDA (16) le consideră permiene, iar I. BĂNCILĂ (2) ca fiind resturi ale unui Triasic continental. De asemenea se mai întâlnesc calcare albe fine sau breicioase cu șisturi verzi, probabil jurasice. În aceste calcare am găsit împreună cu L. ATANASIU un fragment de *Rhynchonella*. Fragmentele de șisturi verzi din aceste calcare demonstrează caracterul lor transgresiv pe bombardamentul de șisturi verzi de la marginea platformei. Calcarele cu Numuliți din care s-a determinat o faună

lutejană (16) sănt mai des prezente în nordul regiunii. Cîteva fragmente de gresie de Kliwa am găsit pe pîrîul Cîrligata. Analiza lor în secțiuni subțiri ne-a convins de identitatea lor cu gresia de Kliwa din zona Flișului.

Caracterul ritmuriilor de sedimentare, variabilitatea mare a dimensiunilor elementelor, gradul diferit de rulaj, cimentarea neuniformă, atestă caracterul de molasă a acestor conglomerate. Ritmurile de sedimentare sănt variate și în succesiunea lor se observă schimbări brûște. Pe distanțe scurte se pot urmări succesiuni neregulate de ritmuri asimetrice și simetrice. Variațiile laterale sănt foarte frecvente și se fac foarte rapid. Toate aceste caractere precizează apartenența Conglomeratelor de Pietricica lito-faciesului molasei, pe lîngă faptul că în sens funcțional toate depozitele avant-fosei aparțin Formațiunii de molasă.

Sub denumirea de facies roșcat înglobăm ceea ce s-a înțeles prin orizontul roșu al Saliferului (1), strate de Tescani sau « Formațiunea roșcată » (14, 15). Grosimea faciesului roșcat crește de la est spre vest (de la 600 m la 1100 m), din cauza faptului că la est de Tazlăul Mare jumătatea sa inferioară este treptat înlocuită de Conglomeratele de Pietricica. Indințarea celor două faciesuri am putut-o urmări amănunțit atât transversal cât și longitudinal. Rocile ce alcătuiesc faciesul roșcat sănt foarte variate ca granulometrie și compoziție. Am înfîlnit toate varietățile de roci detritice: de la conglomerate, microconglomerate și gresii argiloase sau calcaroase, pînă la argile și marne fine. Principalele elemente constitutive sănt cuarțul, șisturile verzi și gresiile roșii (triasice), muscovitul și biotitul. Glauconitul este prezent, în cantități variabile, în aproape toate gresiile. Argilele sănt de culoare roșie (caracteristică pentru acest facies) cenușie sau verde.

Seria virtuală locală pentru faciesul roșcat este aproape identică cu seria virtuală tipică (11) pentru rocile detritice, cu deosebire că în cazul nostru gresiile calcaroase preced gresiile argiloase. Diagramele de sedimentare (pl. II, diagramele I – IX) le-am construit la nivele și în zone diferite. Diagramele I și II sănt din zona estică a regiunii, de la nivele apropiate de trecerea la faciesul conglomeratic și păstrează foarte pregnant caracterul sedimentării acestuia. Diagramele III, IV și V sănt construite pentru zone din faciesul roșcat, situate la W de Valea Tazlăului, remarcîndu-se pe anumite porțiuni, o orînduire mai regulată a sacadelor, ca de altfel și pe diagramele constituite pentru nivele superioare ale faciesului roșcat (VII, VIII și IX). Toate diagramele de sedimentare ale faciesului roșcat arată mari asemănări cu cele construite în alte regiuni cu molasă, atât în alcătuirea lor (5, 12) cât și în caracterul litotopilor (ex. gresiile remaniază rocile pelitice subiacente) (4, 5).

Din analiza generală a conținutului în roci vorlandice (șisturi verzi, gresii roșii, etc.) a gresiilor faciesului roșcat am putut desprinde următoarele:

În zona de la est de Tazlău, elementele de vorland sănt abundente mai ales în jumătatea inferioară a faciesului roșcat unde răspîndirea lor în suprafață este uniformă. În jumătatea superioară elementele exotice sănt neuniform distribuite:

la nord de Pîrîul Rotunda ele lipsesc sau sănt foarte rare, la sud însă ele sănt abundente și ajung pînă sub complexul gipsului de Perchiu cu dimensiuni apreciabile (microconglomerate). Această distribuție ne sugerează imaginea unor direcții preferențiale de răspîndire a materialului detritic în timpul depunerii jumătății superioare a faciesului roșcat, direcții orientate, probabil, est—vest.

În zona de la est de Tazlău se poate observa scăderea de la nord spre sud a cantității și dimensiunilor elementelor clastice de vorland. Acest fapt îl punem pe seama existenței unui prag orientat N—S care a oprit răspîndirea materialului detritic de vorland de la est spre vest, dar a permis transportul lui de la nord spre sud.

O r i z o n t u l c u g i p s u r i. Denumirea de gips de Perchiu a fost întrebuită prima oară de FL. OLTEANU (14, 15) pentru a desemna un pachet de gips, de cca 30 m, la baza orizontului cu gipsuri. Întrucît aproape totdeauna la baza orizontului cu gipsuri nu există un singur nivel cu gips, noi am separat sub denumirea de *c o m p l e x u l g i p s u l u i d e P e r c h i u*, un pachet gros de cca 150 m care cuprinde toate gipsurile masive de la partea inferioară a orizontului cu gipsuri, inclusiv rocile ce se intercalează între ele. Deasupra acestui complex nu mai apare pe o zonă destul de groasă nici un gips masiv, excluzîndu-se orice confuzii. Gipsurile sănt separate de pachete mai groase (10—40 m) sau mai subțiri (2—5 m), formate din gresii masive argiloase sau calcaroase, gresii curbicorticale și argile cenușii. Din cauza constanței relative a caracterelor petrografice a acestui complex, el poate fi urmărit pe distanțe mari, și în afara regiunii noastre. El s-a depus într-o perioadă de calm și regularizare a subsidenței, din acest punct de vedere putînd fi în principiu comparabil cu aşa zisele «nivele palustre» ale lui A. BERSIER (4). De aceea el reprezintă singurul reper valabil din Miocenul inferior, întrucît în depozitele de molasă, rocile detritice nu pot forma asemenea repere. Separarea marnelor de Poiana și marnelor roșii de Valea Calului (14, 15) ca nivale-reper, ni se pare, tocmai din acest punct de vedere, greu de susținut.

Orizontul cu gipsuri este format din gresii și argile în proporții variabile. Gresiile sănt masive, argiloase și calcaroase, sau curbicorticale, cu hieroglife și urme de valuri. Argilele sănt variate ca textură și culoare. Argilele roșii apar numai sporadic ca pete sau intercalații subțiri la diferite nivele. Gipsurile și șisturile calcaroase constituie caracterul petrografic tipic al acestui orizont. Gipsurile sănt abundente în bază (complexul gipsului de Perchiu) și în jumătatea superioară. Șisturile calcaroase sănt neuniform răspîndite pe verticală în diferite zone, în sensul că la est de Valea Tazlăului se intercalează din baza orizontului cu gipsuri pînă la partea superioară, pe cînd în zona de la vest de Tazlău, sănt prezente numai în jumătatea superioară.

Diagramele X și XI (planșa II) construite pentru porțiuni din complexul gipsului de Perchiu ilustrează caracterul mai regulat al sedimentării, fapt care ne-a făcut să-l asemuim cu «nivelele palustre» amintite mai sus. Caracterul lito-faciesului

de molasă redevine pregnant pentru depozitele de deasupra gipsului de Perchiu (diagramele XII și XIII).

Analizînd variațiile raportului roci clastice /argile în diferite zone de apariție a orizontului cu gipsuri, ne-am dat ușor seama de scăderea de la vest spre est a conținutului în roci clastice masive. La est de Tazlău, orizontul cu gipsuri este aproape lipsit de roci clastice masive, dar în schimb este foarte bogat în șisturi calcaroase, fapt care ne face să considerăm că sursa de alimentare cu material clastic s-a mutat de la exteriorul avant-fosei (marginea platformei) unde era în timpul depunerii orizontului grezos-conglomeratic, la interiorul avant-fosei (catena muntoasă), în timpul depunerii orizontului cu gipsuri. Lipsa șisturilor verzi în rocile orizontului cu gipsuri întărește această ipoteză.

Miocenul mediu (Tortonian). Limita Miocen inferior—Tortonian am trasat-o cu ajutorul cineritelor și a microfaunei¹⁾. Apariția masivă în Tortonianul inferior a cineritelor cît și îmbogățirea bruscă a conținutului micropaleontologic atât a argilelor (Foraminifere) cît și a gresiilor (*Lithothamnium* și Foraminifere) ne-au permis să separăm Tortonianul de Miocenul inferior. Abundența viețuitoarelor în Tortonian marchează stabilirea unui regim de mare deschisă. Schimbarea se produce însă în condițiile unei sedimentări continuă. Aceasta este dovedită în primul rînd de îmbogățirea treptată și progresivă în glauconit a gresiilor de la partea superioară a orizontului cu gipsuri (gresiile au fost analizate în secțiuni subțiri). În Valea Tazlăului sub Tortonianul inferior, am putut urmări chiar un nivel continuu cu gresii foarte glauconitice. În al doilea rînd, în Tortonianul inferior din sinclinalul Belci se intercalează gipsuri masive și șisturi calcaroase. Ele apar clar în umplutura sinclinalului de Tortonian încît apartenența lor la acesta este indisputabilă. Tot în Tortonianul inferior se intercalează clar gipsuri pe Pîrul Rău (la vest de Bîrsănești).

Tortonianul inferior. Este păstrat numai în zonele sinclinale mai adînci și anume în sinclinalul Belci, pe Valea Tazlăului, în sinclinalale Clenciu și Brătești în vest și sinclinalul Biena în estul regiunii (pl. I).

Caracteristice pentru acest orizont sunt cineritele, gresiile calcaroase organogene (de tip Răchitașu) și marnele cu Globigerine. Gresiile calcaroase de tip Răchitașu, analizate în secțiuni subțiri, au arătat un conținut ridicat în resturi organice (*Lithothamnium*, Foraminifere, mai ales Globigerine). Pe lîngă acestea mai apar gresii curbicortice sau în plăci, și argile cenușii.

În cuprinsul Tortonianului inferior am putut stabili două faciesuri. În Valea Tazlăului și la est de ea, acesta este dezvoltat în faciesul gresiei de Răchitașu (cu tufuri și marne cu Globigerine) cunoscut și la S de Trotuș (7); pe cînd în vestul regiunii (sinclinalale Clenciu și Brătești) el are multe afinități cu Tortonianul din

¹⁾ Analizată la laboratorul de micropaleontologie de la Întreprinderea «Prospecțiuni», microfauna s-a dovedit a fi de vîrstă tortonian-inferioară.

Muntenia, fiind alcătuit aproape exclusiv din cinerite, cărora li se asociază marne cu Globigerine.

Această variație în alcătuirea litologică a Tortonianului demonstrează revenirea sursei de alimentare cu material clastic pe platformă. Prezența elementelor verzi în gresia de Răchitașu întărește cele spuse mai sus.

Este cît se poate de clar acum că în timpul formării molasei sursa de material detritic a oscilat de la exteriorul la interiorul avant-fosei. În timpul depunerii orizontului grezos conglomeratic ea era situată pe platformă; în timpul depunerii orizontului cu gipsuri s-a schimbat în catena muntoasă, în Tortonian din nou pe platformă iar în Sarmățian și Pliocen din nou în catena muntoasă. Această pendulară a sursei de material detritic se datorează, probabil, unei balansări izostatice a cuplului platformă—catenă muntoasă. Oscilația pozitivă (de ridicare) cea mai importantă a marginii platformei o înregistram la începutul depunerii molasei (Conglomeratele de Pietricica și faciesul roșcat), iar oscilația pozitivă cea mai importantă a catenei muntoase, la sfîrșitul depunerii molasei (Sarmățian și Pliocen). Celelalte două oscilații sunt de valoare medie.

Tortonianul superior (calcarele de Clenciu). Tortonianul superior apare pe suprafețe restrânse în SW regiunii (Dealul Clenciu, Dealul Curmătura și Dealul Straja). Este alcătuit din calcar organogene cu intercalații de cinerite (Dealul Clenciu) și gresii calcaroase. Din Dealul Clenciu D. M. PREDA (16) citează *Pecten aff. substriatus*, *Lucina aff. haidingeri*, *Arca barbata*, *Conus aff. dujardini*, *Ostrea*, *Turritella*, etc. Noi am determinat¹⁾:

Chlamys malvinae DUB.

Mohrensternia sp.

Ervilia sp.

Ostrea sp.

Corali

Lithothamnium

Prezența lui *Chlamys malvinae* și a genurilor *Mohrensternia* și *Ervilia* pledează pentru vîrstă tortonian-superioară. Este pentru prima oară cînd se determină Tortonian superior la nord de Trotuș. Atât D. M. PREDA (16) cît și FL. OLTEANU (14, 15) au atribuit calcarelor de Clenciu vîrstă tortonian-inferioară.

Stratele de Haloș (Buglovian?). Stratele de Haloș au fost separate pentru prima oară de I. DUMITRESCU (7) în regiunea de la S de Trotuș atribuindu-le vîrstă Tortonian superior-Buglovian? În regiunea noastră Stratele de Haloș se reduc la două petece, unul în malul stîng al Trotușului, la Onești (pe șoseaua Onești-Bacău), altul la vest de satul Brătești. Stratele de Haloș sunt alcătuite aproape exclusiv din gresii nisipoase, albe, fine, cu rare intercalații de argile.

¹⁾ Determinările macrofaunei au fost făcute în colaborare cu geolog JANA SĂNDULESCU.

Având în vedere că Tortonianul superior, demonstrat paleontologic, are cu totul alt facies, presupunem că stratele de Haloș sănt bugloviene.

Miocenul superior (Sarmațianul). S a r m a ț i a n u l i n f e r i o r . Depozite de această vîrstă se întâlnesc numai în vestul regiunii, într-o zonă sinclinală afundată. În general, baza Sarmațianului inferior este marcată de un complex grezo-conglomeratic care spre partea superioară admite și intercalări argiloase. De la un nivel situat la cca 80 m grosime stratigrafică de limita inferioară, am determinat:

Gibula hörnsei JEK. (*Trochus pictum* EICH.).

Hydrobia subsuturata JEK.

Bulla lajonkaireana BAST.

Natica sp.

Mactra aff. *eichwaldi* LASK.

Tapes vitalianus vitalianus D'ORB.

Musculus sarmaticus GAT. (*Modiola sarmatica* GAT.)

Cardium vindobonense PARTSCH

Ervilia pusilla dissita EICHW. (*Ervilia podolica* EICHW.)

Ervilia pusilla andrussovi KOL.

La cca 300 m grosime stratigrafică deasupra acestui nivel am colectat din gresiile conglomeratice formele:

Trochus aff. *lapuschensis* SIM.

Bulla lajonkaireana BAST.

Tapes navicularis HORN.

Ervilia pusilla dissita EICHW.

Ervilia podolica EICHW.

Modiolus incrassatus D'ORB.

Cardium sp.

Pe Pîrîul Rău am colectat:

Ervilia pusilla andrussovi KOL.

Cardium aff. *vindobonense* (PARTSCH)

Tapes vitalianus vitalianus D'ORB.

Având în vedere că *Mactra eichwaldi*, *Cardium vindobonense*, *Ervilia pusilla andrussovi* și *Ervilia pusilla dissita* se întâlnesc numai în Sarmațianul inferior, putem atribui acestor depozite vîrsta sarmațian-inferioară, fapt deja semnalata și de D. M. PREDA (16).

S a r m a ț i a n u l m e d i u . În zona P. T. Dealul Călugăreni, la N de comuna Rîpile, dintr-un pachet de gresii calcaroase masive am recoltat:

Sinzowia striatotuberculata SINZ.

Trochus woronzowi D'ORB.

Trochus quadristriatus DUB.

Donax lucidus EICHW.

Musculus sarmaticus GAT. (= *Modiolus sarmaticus* GAT).

Modiolus incrassatus incrassatus D'ORB.

Cardium sp.

Înînd seama că *Sinzowia striatotuberculata* și *Trochus woronzowi* sînt citate doar din Sarmațianul mediu și avînd în vedere lipsa lui *Cardium fittoni*, atribuim acestei gresii părtii inferioare a Sarmațianului mediu¹⁾.

În zona Dealului Limburu—Pîrîul Valea Mare am separat un complex grezosargilos, care, pe baza asemănărilor litologice, îl atribuim tot Sarmațianului mediu.

S a r m a t i a n u l s u p e r i o r — M e o t i a n u l . Depozitele aparținînd acestor două etaje au fost separate împreună. Ele se aşază discordant pe termeni mai vechi și îmbracă în întregime periclinul sudic al Culmii Pietricica, continuîndu-se și la est de aceasta.

Tectonica

Interpretările pe care geologii le-au dat structurii tectonice a regiunii noastre și în general a Zonei miocene se pot grupa în două categorii. Majoritatea geologilor consideră Zona miocenă ca o unitate autohtonă. L. MRAZEC și I. P. VORTEŞTI consideră Zona miocenă ca o singură unitate șariată, iar FL. OLTEANU (14, 15) ca fiind formată din mai multe pînze suprapuse. După cercetările întreprinse ne raliam primei categorii.

În porțiunea din Zona miocenă subcarpatică cercetată de noi am deosebit o serie de cute-falii și cute faliate care se grupează în patru fascicole principale (pl. I). În cadrul acestor fascicole de cute paralele am deosebit un stil propriu de cutare pentru Zona miocenă și anume stilul de cute în trepte. Am numit astfel această grupare de cute, întrucît în profil transversal (pl. I) și în sensul vegetației, ele se succed ca treptele unei scări, cuta cea mai externă fiind și cuta cea mai ridicată.

Fascicolul Pietricica. Este format din trei cute: cuta-falie Drăcoani, sinclinalul Dealul Turcului și cuta faliată Dealul Pîrlituri—Pîrîul Belci. Cele două cute anticlinale au un punct de virgație în zona Oligocenului de la Valea Mare, fapt care a determinat probabil această ridicare a fundamentului. La est acest fascicol este mărginit de o importantă falie inversă—falia Dealul Dumache—care are o înclinare destul de mică, după cum se poate vedea din alura ei la N de Dealul Dumache. Structural cuta-falie Drăcoani este mai ridicată decît cuta faliată Dealul Pîrlituri—Dealul Belci.

Fascicolul « Tazlău-est » este format din trei cute paralele: cuta-falie Dealul Măgura, cuta-falie Drăgușeni, cuta-falie Brătila și sinclinalul Belci. La acest fascicol

¹⁾ Fapt confirmat și de E. SAULEA, care a avut amabilitatea să verifice aceste determinări.

se poate observa și mai clar dispoziția «în trepte» a structurilor. Mai mult chiar, sinclinalul Belci (cel mai vestic) este afectat și de falii gravitaționale, ce nu se întâlnesc în porțiunile mai ridicate ale fascicolului. De asemenei, sinclinalul Belci are în umplutură depozitele cele mai noi (tortoniene în acest caz). În sâmburele anticlinalelor apar succesiv, de la E spre W, depozite din ce în ce mai noi: Conglomerate de Pietricica în cuta-falie Măgura, faciesul roșcat în cuta-falie Drăgușeni și orizontul cu gipsuri în cuta-falie Brătila.

Fascicolul «Tazlău-vest». Acesta este cel mai întins fascicol de cufe în trepte cuprinzând: cuta-falie Scăriga—Ciorteia, cuta faliată Valea Tazlăului, sinclinalul Perchiu, cuta-falie Scăriga—Caraclău, sinclinalul Bîrsănești, cuta faliată Moreni—Bîrsănești, sinclinalul Dealul Pușcașului, cuta faliată Albele, cuta-falie Berzunți—Glodoșu, cuta-falie Butucari, sinclinalul Clenciu, sinclinalul Brătești și cuta-falie Pîrful Slatinei—Caracuda.

Deosebirea între cufele-falii și cufele faliate este uneori greu de făcut (mai ales în vestul fascicolului) pentru că ele trec pe direcția de la un tip la altul; alteori sunt faliate axial și punctele de observație reduse împiedică urmărirea flancurilor.

Una din cufele majore ale acestui fascicol este cuta-falie Scăriga—Ciorteia. Ea prezintă o culminăție axială în zona Ciorteia—Dealul Nernoiu marcată de aflorarea Oligocenului și de lățirea suprafeței de aflorare a faciesului roșcat. Poziția tectonică extrusivă a Oligocenului este demonstrată de mai multe fapte: grosimea faciesului roșcat de-a lungul contactului cu depozitele oligocene este variabilă (de la 350 m la 700 m); profilul stratigrafic nu este complet (grosimea normală a faciesului roșcat este în această zonă de 1000—1100 m); pozițiile măsurate în Oligocen sunt orientate discordant față de cele măsurate în Miocen; nici una din sondele M.I.P.C.H. amplasate pe Pîrful lui Marcu, pe flancul vestic al acestei structuri, nu au întâlnit depozitele oligocene cu toate că se pare că au traversat planul faliei de încălcare a cufei-falii Scăriga—Ciorteia. Între cuta-falie amintită mai sus și sinclinalul Belci se interpune cuta faliată Valea Tazlăului, care în raport cu cuta majoră, are un caracter de cută secundară (satelită).

A doua cută majoră a fascicolului «Tazlău-vest» este cuta-falie Scăriga—Caraclău, ce prezintă în zona Scăriga o supraridicare axială marcată de apariția Formațiunii cu sare și de laminarea complexului gipsului de Perchiu de pe flancul vestic.

Celelalte cufe anticlinale sunt din ce în ce mai coborîte structural cu cât ne deplasăm mai la vest, ajungînd ca sinclinalul Brătești să aibă depozite sarmatiene inferioare în umplutură.

Cuta-falie Pîrful Slatina—Caracuda, pare a marca începutul unui nou fascicol în trepte, întrucât ea este mai ridicată decît cuta adiacentă spre est, iar în axul ei apare formațiunea cu sare.

Fascicolul «pericarpatic». Între zona monoclinală sarmato-pliocenă și Zona miocenă, în extremitatea estică a regiunii cercetate, există o importantă dislocație cunoscută sub denumirea de falia pericarpatică (L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI). Unii (D. M. PREDA, 14) au legat-o cu falia Onești–Cașin (falia pericarpatică în sens ST. MATEESCU). Nu putem fi de acord cu D. M. PREDA întrucât între Onești și Rîpile, depozitele sarmato-pliocene repauzează normal pe depozitele miocene. Falia pericarpatică în sensul L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI, am urmărit-o spre sud pînă în Dealul Molna (la E de Rîpile). De aici urmărirea ei devine dificilă din cauza diferenței mici de vîrstă a depozitelor ce vin în contact de-a lungul faliei. Presupunem că se continuă spre sud dincolo de V. Trotușului și ne punem întrebarea dacă falia din Pîrîul cu Brazi, semnalată de I. MOTAŞ, nu ar fi prelungirea în zona Pralea a faliei pericarpaticice din regiunea noastră.

Între falia pericarpatică și falia Dumache se individualizează fascicolul alcătuit din două cute: anticlinalul Pîrîul Zimbrului–Valea Limburu și anticlinalul Pîrîul Ciobănașului. În axul ultimului, pe Pîrîul Slatina, apar puternice izvoare sărate în legătură cu un masiv de sare diapir. Tot pe acest fascicol mai coborât structural se plasează sinclinalul Biene cu Tortonian inferior și sinclinalul Valea Cleja, cu Sarmațian mediu, în umplutură.

Cutarea în trepte. Din cele prezентate ca și din analiza profilelor și hărții se desprinde foarte clar caracterul «cutelor în trepte». Așezarea ascensională a cutelor în sensul vîrstei se datorează unei ridicări inegale a fundamentului. În cadrul unui fascicol în trepte, cea mai externă cută (în sensul vîrstei) este cea mai ridicată. Lipsa Formațiunii cu sare tocmai pe o asemenea cută (Valea Mare, Ciortea) dovedește că acele zone mai ridicate de la sfîrșitul Oligocenului, care separau porțiuni depresionare cu condiții optime pentru depunerea Formațiunii cu sare, și-au continuat rolul de ridicări majore și în timpul cutării Miocenului. Ele au determinat formarea cutelor celor mai ridicate din cadrul unui fascicol în trepte. Asimetria acestor fascicole se datorează probabil existenței unor fracturi mai importante pe flancul extern (în sensul vîrstei) ale acestor ridicări primare.

Legătura ce există între cutarea în trepte a Miocenului și fundament dovedește caracterul autohton al structurilor avant-fosei. Desigur că pe ridicările majore ale fiecărui fascicol pot lua naștere falii de încălcare cu o săritură pe orizontală mai accentuată (exemplu: falia Dumache) cărora însă nu li se poate acorda valoarea de linii de șariaj.

Mișcările tectonice. Zona miocenă a suferit în timpul Neogenului o serie de mișcări de ridicare sau coborâre întrerupte de faze de cutare. Mișcările structogenice savice sunt urmate de o scufundare la începutul Miocenului inferior a cărei intensitate se reduce spre sfîrșitul lui (depunerea orizontului cu gipsuri) și se accentuează din

nou în Tortonianul inferior. Urmează cutarea stîrnică nouă după care are loc transgresiunea Tortonianului superior. Urmează mișările moldave, apoi transgresiunile Buglovianului, a Sarmatianului inferior, mediu și superior, datorate unor mișări de basculare pe verticală.

Concluzii. Cercetările efectuate ne-au permis să ajungem la cîteva concluzii mai importante.

Avînd în vedere caracterele litologice ale Formațiunii cu sare, aceasta aparține ciclului Paleogen (Oligocen superior). Ea s-a format în zone depresionare alungite, separate de zone mai ridicate, născute spre sfîrșitul Paleogenului.

Analiza diagrameelor de sedimentare și a petrografiei rocilor ne permite atribuirea caracterului de molasă depozitelor miocene.

Molasă miocenă inferioară a fost împărțită în orizontul grezos-conglomeratic ce cuprinde un facies conglomeratic (Conglomeratele de Pietricica) și un facies roșcat, și orizontul cu gipsuri. Tortonianul inferior, separat pe baze micropaleontologice, este în continuitate de sedimentare cu Miocenul inferior.

Pentru prima dată este dovedit paleontologic vîrsta tortonian-superioară a calcarelor de Clenciu care sănăt transgresive.

Analizînd răspîndirea și variația dimensiunilor materialului detritic am putut stabili oscilația sursei de material de la exteriorul avant-fosiei (pe platformă) la interiorul ei (în catena muntoasă). Afeastă oscilație care s-a făcut de cel puțin două ori, o punem pe seama balansului izostatic a cuplului catena muntoasă—platformă.

Studiind așezarea cutelor în secțiune transversală și în sensul vergenței lor, am putut defini un nou stil de cutare: «cutarea în trepte». Aceasta se datorește ridicării inegale a fundamentului Zonei miocene.

BIBLIOGRAFIE

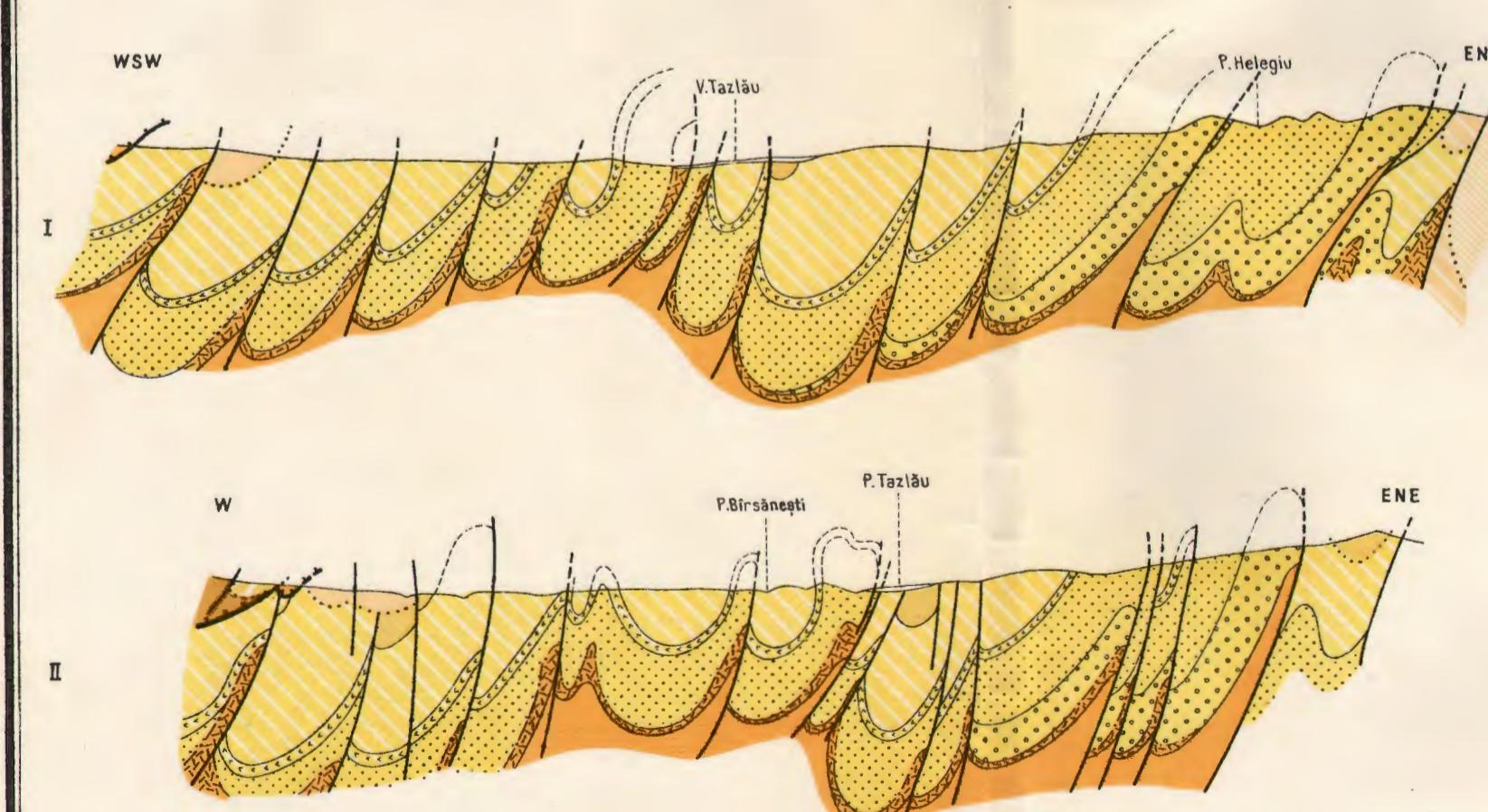
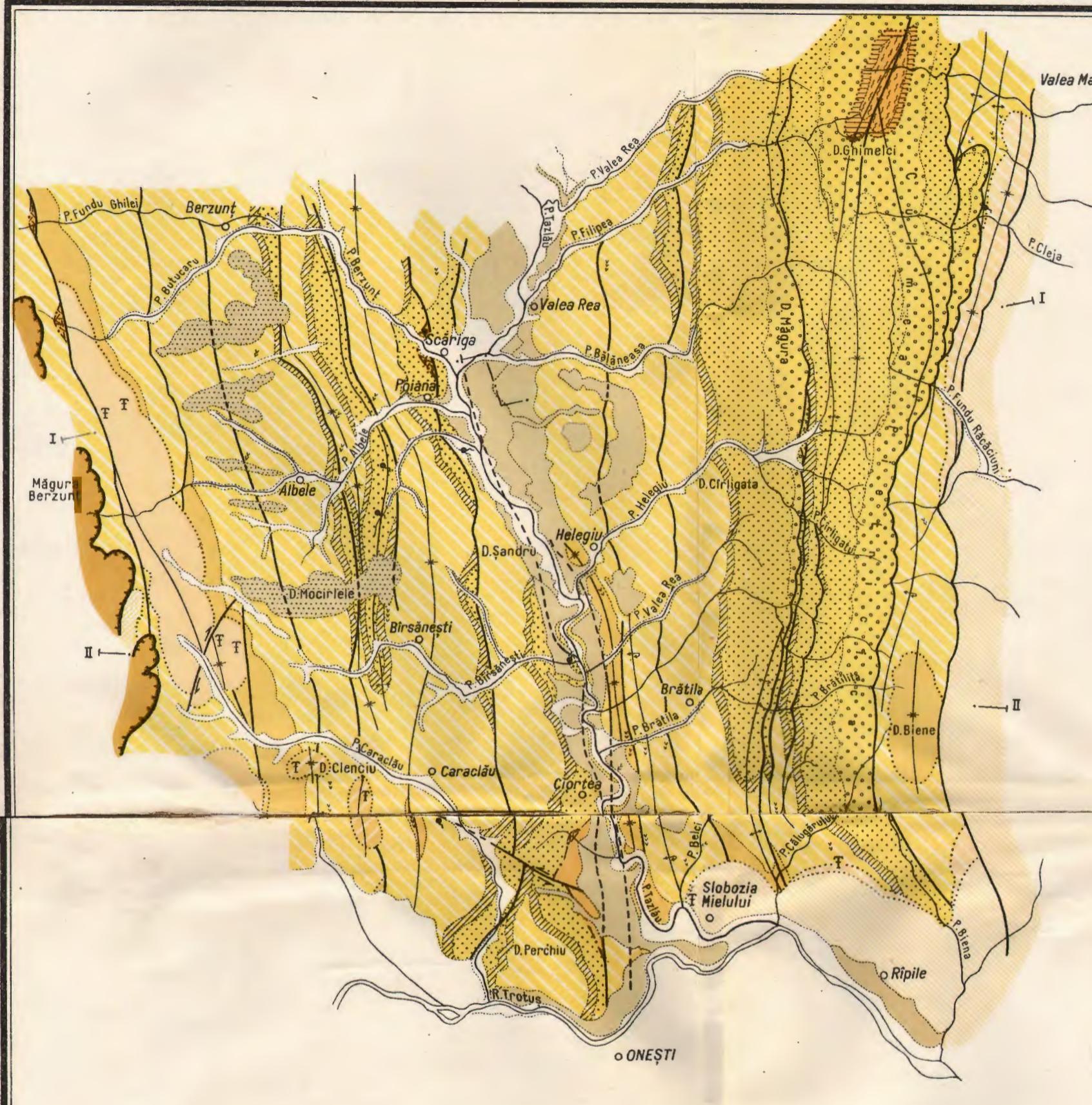
1. ATHANASIUS S. Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du district de Bacău. *Congr. Intern. du Pétrole*, III-éme ses. Bucarest, 1907.
2. BĂNCILĂ I. Geologia Carpațiilor orientali. București, 1958.
3. BERSIER A. La forme de la transgression burdigallienne dans la région vaudoise. *C. R. Soc. géol. Fr.* 7. Paris, 1936.
4. — Sédimentation molassique: variations latérales et horizons contenus à l'Oligocène. *Ecl. Géol. Helv.* XXXVIII, 2. Berna, 1946.
5. — Les sédimentations rythmiques sinorgéniques dans l'avant-fosse molassique alpine, XVIII-e *Congrès intern. Géol.* London, 1950.
6. BUBNOFF S. Einführung in die Erdgeschichte. Berlin, 1956.
7. DUMITRESCU I. Le Néogéne de la région Cașin—Haloș. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIX (1940—1941). Bucarest, 1948.
8. — Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *Anu. Com. Geol.* XXIV. București, 1952.

M. SÂNDULESCU
HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
VALEA MARE - BERZUNT - ONEȘTI

SCARA 1:100.000

LEGENDA

1	Aluviumi
2	Terase
3	Glacisuri
4	Sarmatian superior + Meotian
5	Sarmatian mediu
6	Sarmatian inferior
7	Buglovian ?
8	Turcoman inferior
9	Orizont cu gipsuri, a. complexul gipsului de Perchiu
10	Orizont conglomeratic-grezos a. Facies roșcat b. Facies conglomeretic (conglomerate de Pietricica)
11	Formațiunea cu sare
12	c. Orizontul supramenitic b. Orizontul menitilor superioare a. Orizontul șisturilor disodilice
13	Oligocen
14	Paleogen nedivizat
15	Limita de transgresiune
16	Ax de anticinal a. normal b. deversat
17	Ax de sinclinal a. normal b. deversat
18	Falie
19	Decroșare
20	Pinză de șariaj
21	Contact diapir sau extrusiv
22	Punct fosilifer
23	Ivor sărat
24	Gips
25	Direcția profilelor



RITMOGRAMELE DEPOZITELOR MIOCENE DE MOLASĂ

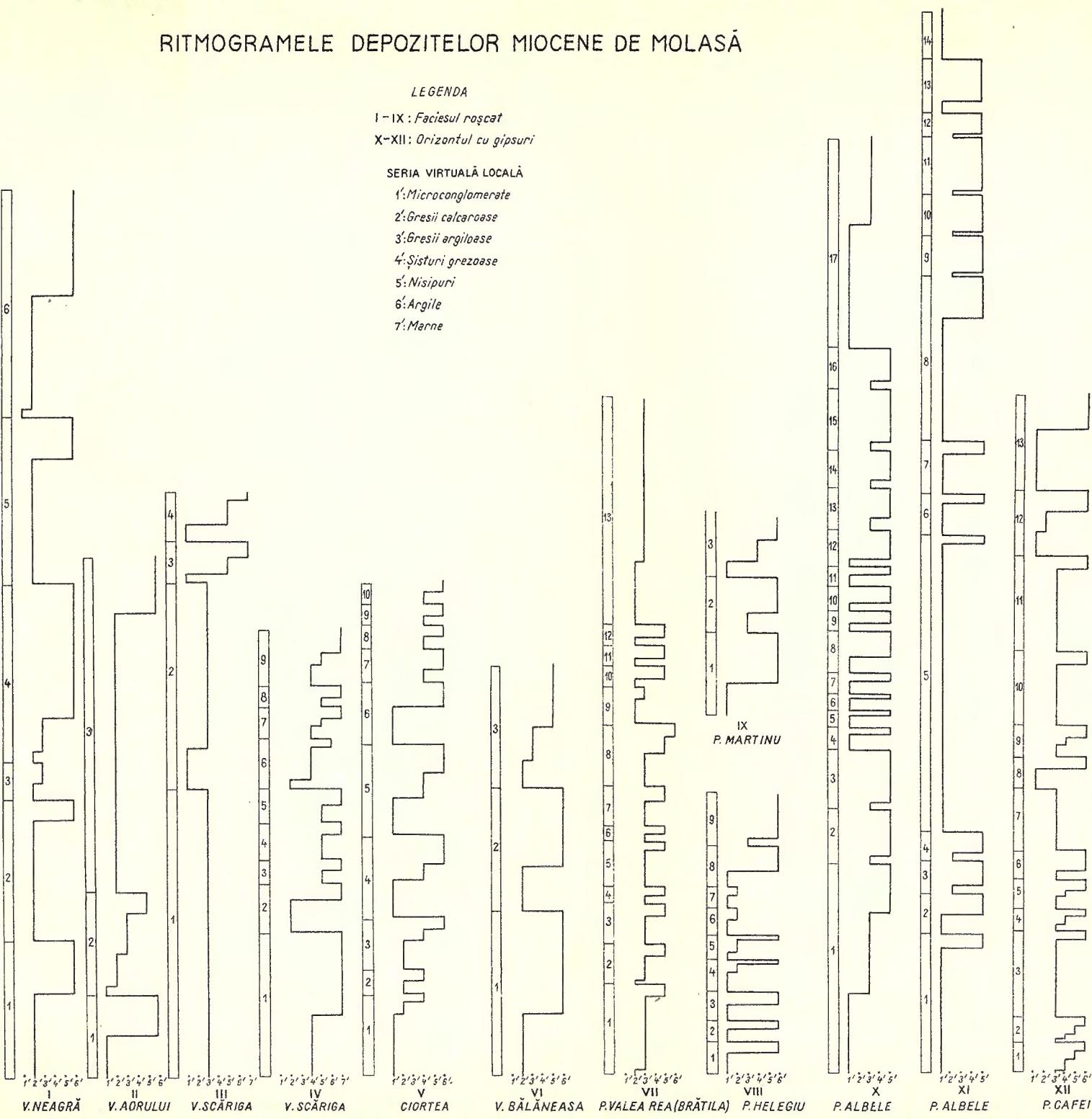
LEGENDA

I-IX: Faciesul roșcat

X-XII: Orizontul cu gipsuri

SERIA VIRTUALĂ LOCALĂ

- 1: Microconglomerate
- 2: Gresii calcaroase
- 3: Gresii argiloase
- 4: Sisturi grezoase
- 5: Nisipuri
- 6: Argile
- 7: Marne



9. GIGNOUX M. Géologie stratigraphique. Masson. Paris, 1951.
10. GRIPP ET MAGN A. Neues zur Gliederung des Miozäns in West Europa. *Neues Jahrb. Geol. Pal.* 6. 1956.
11. LOMBARD A. Géologie sédimentaire. Masson. Paris, 1956.
12. MIHAIEV A. E. Principalele etape ale dezvoltării depresiunii marginale subcarpatice. *An. Rom.-Sov.* IV, 6. București, 1951.
13. MRAZEC L., TEISSEYRE W. Ueber oligozäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). *Jahrb. k. k. geol. R. A.* Wien, 1901.
14. OLTEANU F. Faciesurile și tectonica Miocenului subcarpatice din regiunea Berzunțului. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950). București, 1953.
15. — Depresiunea subcarpatică în regiunile Solonț și Drăgănești (Bacău). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București, 1954.
16. PREDA D. M. Geologia regiunii subcarpatice în partea de S a Jud. Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* VII. București, 1917.
17. STOICA C. Stratele de Gura Șoimului. *Rev. Univ. Parhon — Politehn. București*, 2. București, 1913.
18. TERCIER J. La molasse de la région de Fribourg. *Ecl. Geol. Helv.* XXXIV, 2. Berna, 1941.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МИОЦЕНОВОЙ МОЛАССЫ
В ОБЛАСТИ ВАЛЯ МАРЕ—БЕРЗУНЦ—ОНЕШТЬ

МИРЧА СЭНДУЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Стратиграфия. Фундамент Подкарпатской зоны выходит на поверхность в самых возвышенных частях этой зоны, и представлен следующими отложениями олигоценового битуминозного флиша:

Олигоценовые отложения Валя Маре, среди которых были выделены: горизонт верхних дисодиловых сланцев, горизонт верхних мениллитов и сверхмениллитов (-II флишевидный горизонт, слои Гура Шоймулуй);

Олигоцен Чортя представлен главным образом песчаником Клива.

Соляные формации приурочены к фундаменту миоценовой молассы. Под соляной формацией подразумевается совокупность брекчиевидных и небрекчиевидных пород, парагенетически и стратиграфически связанных с соляными массивами. Она является более древней чем нижняя миоценовая молassa. Принимая во внимание ее регressiveный и частично битуминозный характер, свидетельствующий о функциональной связи с олигоценовым бассейном осадконакопления; авторы приписывают этой соляной формации

верхне-олигоценовый возраст. Она образовалась в закрытых бассейнах, разделенных поднявшимися во время палеогена зонами.

Миоцен. Нижний миоцен включает: песчанисто-конгломератовый горизонт и горизонт гипсов.

Песчанисто-конгломератовый горизонт представлен двумя фациями: конгломератовой фацией (конгломераты Пиетричики) и красноватой фацией.

Конгломераты Пиетричики, трангрессивно залегающие на олигоценовом фундаменте, сложены из Добруджских зеленых сланцев [60—70%], из нижнетриасовых красных песчаников, юрских брекчийных известняков, содержащих зеленые сланцы, лютетских известняков, песчаников Кливы и, т.д. Ритмичность осадконакопления, большое разнообразие размеров элементов, различная степень окатанности, неоднородная циментация, очень распространенные боковые изменения фаций, доказывают принадлежность конгломератов к литологической фации молассы.

Красноватая фация (красный горизонт, слои Тескань, красноватая формация), мощность которой уменьшается с запада к востоку, так как у ее основания, вместо красноватой формации, выявляются конгломераты Пиетричика, сложенные из конгломератов, песчаников, глин и мергелей. Микроскопический анализ показал что главные элементы, входящие в состав обломочных пород это: кварц, зеленые сланцы, красные песчаники, мусковит, биотит и глауконит (автигенные процессы). Диаграммы осадкообразования, на различных уровнях и в различных зонах красноватой фации, доказывают большое сходство с подобными диаграммами построенными в других областях молассовых пород, как в отношении строения, так и в отношении характерных черт литотопов. В результате анализа в общих чертах состава пород форланда авторы пришли к заключению, что в период отложения верхней части красноватой фации, обломочный материал передвигался преимущественно с востока на запад. Вблизи Таслэу, порог имеющий направление с севера на запад приостановил движение обломочного материала с востока на запад, способствуя его передвижению с севера к югу.

Гипсовый горизонт. У его основания авторы выделили под названием гипсового комплекса Перкиу, пачку, мощностью около 150 м, содержащую все гипсовые массивы нижней части горизонта и переслаивающиеся с ними породы включительно. Этот комплекс образовался в период затишья и регулярного погружения и может быть приравнен в этом отношении к «болотным горизонтам» (БЕРСИЕ), что доказывают и диаграммы осадконакопления. Литофациальные характерные черты молассы, встречаются снова в диаграммах, построенных на более высоких уровнях гипсового комплекса Перкиу. В результате анализа пропорции кластических и глинистых

пород было установлено, что содержание кластических пород уменьшается с запада к востоку. Одновременно наблюдается увеличение числа тонких прослоек и известковые сланцы, выявленные к востоку от Тазлэу на протяжении всей его мощности в виде прослоек. На основании вышеизложенного автор считает что во время образования гипсового горизонта, главный источник снабжения кластическим материалом переместился с территории, расположенной за передовым прогибом (с окраины платформы), где он находился во время образования песчано-конгломератового горизонта, на внутреннюю, по отношению к передовому прогибу, территории (т. е. в пределы горной цепи).

Тортон. Массивное появление вулканического туфа и быстрое обогащение микропалеонтологическими окаменелостями послужили основой для проведения границы между нижним миоценом и тортоном.

Во время нижнего тортона возобновились условия согласного осадконакопления в открытом море. Он представлен двумя фациями: в долине Тазлэулуй и к востоку от нее развита фация песчаника Ракиташу (с орогенным известковыми песчаниками, туфами и глобигериновым мергелем); на западе данной области наблюдается фация состоящая почти исключительно из вулканического туфа в ассоциации с глобигериновым мергелем, находящимся у основания. В обеих фациях встречаются прослойки гипса. Для обеих фаций характерна богатая микрофауна: *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides triloba*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia scitula*, *Girodina soldani* etc.).

Распределение нижне-тортонских фаций свидетельствует о возвращении источника снабжения кластическим материалом в пределы платформы. Вполне ясно что во время образования молассы источник снабжения кластическим материалом переместился по меньшей мере два раза с внешней по отношению к передовому прогибу территории на внутреннюю. Во время отложения песчанисто-конгломератового горизонта и во время нижнего тортона источник был в пределах внешней территории, а во время отложения гипсового горизонта и во время сармата-плиоцена-в пределах внутренней. Это перемещение источника снабжения обломочным материалом объясняется изостатическими изменениями погружения двух участков земной коры: платформы и горной цепи.

Несогласно залегающий верхний тортон сложен из известняков Кленчу (органогенных известняков с прослойками вулканического туфа и органогенных известковых песчаников). Его принадлежность к верхнему тортону доказана на основании палеонтологических данных.

До настоящего времени они считались нижне-тортонскими.

Слои халос (буглов?) сложены почти исключительно из белых тонкозернистых песчанистых песчаников, с редкими переслойками глины, авторы

предполагают на основании стратиграфических данных, что они относятся к буглову.

Сарматский ярус: нижне-сарматские отложения развиты только в западной части изучаемой области и состоят из песчанисто-конгломератового комплекса в котором автор нашел богатую фауну состоящую из: *Macra eichwaldi*, *Cardium vindobonense*, *Ervilia pusila andrusovi*, *Ervilia pusilla disita*, *ut. g.*

Среднесарматские отложения выявляются в Дялул Кэлугэрень (к северу от Рышеле) и в зоне Дялул Лимбуру—Пырыул Валя Маре. В пределах Дялул Кэлугэрень автор нашел среди других ископаемых: *Sinzowia striato-tuberculata*, *Trochus woronzowi* *ut. g.*

Верхне-сарматские отложения залегают несогласно на более древних отложениях и были выделены одновременно с мэотическими, они перекрывают периклинально вершину «Петричика».

Тектоника. В миоценовой зоне автор выделил целый ряд складок-сдвигов и обросовых складок, которые образуют четыре главных пучка: «Петричика», «Тазлэу Эст», «Тазлэу Вест» и «перикарпатский», который расположен между пучком сбросов Пиетричика и предкарпатским сбросом (по понятию Л. МРАЗЕКА и И. П. ВОЙТЕШТЬ).

По расположению этих пучков параллельных складок, автор определил тип складкообразования этой миоценовой зоны как тип: «ступенчатого складкообразования». Рассматривая эти складки в поперечном направлении и в направлении вергенции наблюдается последовательность в виде ступеней лестницы, причем наружная складка является самой приподнятой. Это расположение объясняется неодинаковым поднятием фундамента. Отсутствие соляной формации на самой возвышенной складке такого пучка, доказывает что зоны отделявшие во время олигоцена впадины, в которых образовались соляные формации, продолжали играть эту роль наибольших возвышенностей и во время миоценового складкообразования. Несимметричность этих пучков объясняется по всей вероятности более значительными разрывами на внешнем склоне.

Существующая взаимосвязь между миоценовым складкообразованием и фундаментом доказывает что структура передового прогиба является автохтонной. На самых возвышенных частях каждого пучка может образоваться сдвиг с различной длиной пути по горизонтали, не достигающий размеров шарьяжа. В синклиналях, занимающих самую погруженную часть пучка ступенчатых складок, образуются вертикальные сбросы.

STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DE LA MOLASSE MIOCÈNE
DE LA RÉGION VALEA MARE—BERZUNT—ONEȘTI

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU

(Résumé)

Stratigraphie. Le soubasement immédiat de la zone subcarpatique affleure dans les secteurs les plus élevés de cette dernière et il est représenté par les dépôts du Flysch bitumineux, oligocène, à savoir :

L'Oligocène de Valea Mare dans lequel on a séparé l'horizon des schistes dysodiliques supérieurs, l'horizon des ménilites supérieurs et l'horizon supraménilitique (= horizon II flyschoïde, couches de Gura Șoimului) ;

L'Oligocène de Ciortea, représenté surtout par le grès de Kliwa.

La formation du sel appartient au soubasement de la molasse miocène. Sous le nom de formation du sel on comprend l'ensemble des roches brécheuses et non brécheuses qui du point de vue paragénétique et stratigraphique, se rattachent aux massifs de sel. Elle est plus ancienne que la molasse miocène inférieure. Vu son caractère régressif et en partie bitumineux qui atteste la continuité fonctionnelle avec le bassin de sédimentation oligocène, nous attribuons à la formation du sel, l'âge oligocène supérieur. La formation a eu lieu dans des bassins fermés, séparés des zones paléogènes plus élevées.

Miocène. Le Miocène inférieur comprend : l'horizon gréseux-conglomératif et l'horizon à gypses.

L'horizon gréseux-conglomératif revêt deux faciès : le faciès conglomératif (conglomérats de Pietricica) et le faciès rougeâtre.

Les conglomérats de Pietricica, transgressifs sur le soubasement oligocène sont constitués par des schistes verts dobrudgéens (60—70 %), des grès rouges du Trias inférieur, des calcaires brécheux (jurassiques) à éléments de schistes verts, des calcaires lutétiens, des grès de Kliwa etc. Le caractère des rythmes de sédimentation, la grande variabilité de la grosseur des éléments, le degré différent de roulage, la cimentation non uniforme, les fréquentes variations latérales de faciès tous attestent l'appartenance des conglomérats au lithofaciès de molasse.

Le faciès rougeâtre (horizon rouge, couches de Tescani, formation rougeâtre) dont l'épaisseur diminue de l'ouest vers l'est, vu que sa base est substituée par les conglomérats de Pietricica, est formé de conglomérats, grès, argiles et marnes en proportions variables. Les analyses microscopiques ont montré que les principaux éléments constitutants des roches détritiques sont : le quartz, les schistes verts, les grès rouges, la muscovite, la biotite et la glauconie (authigène). Les diagrammes

de sédimentation élaborés pour différents niveaux et zones du faciès rougeâtre accusent une grande analogie avec ceux des autres régions à molasse, autant en ce qui concerne leur composition que le caractère des lithotopes. En analysant les roches de l'avant-pays nous avons constaté que sur la crête Pietricica — pendant le dépôt de la partie supérieure du faciès rougeâtre — ont existé des directions préférées de transport du matériel détritique, orientées probablement E—W. Sur le méridien Tazlău, un seuil orienté N—S a arrêté la distribution du matériel détritique de l'est vers l'ouest, mais a permis le transport du nord au sud.

L'horizon à gypses. À la base on a distingué le complexe du gypse de Perchiu qui constitue un paquet d'environ 150 m d'épaisseur et renferme les gypses massifs de la partie inférieure de l'horizon, y compris les roches qui s'y intercalent. Ce complexe s'est déposé durant une période de calme et de réglage de la subsidence ; à ce point de vue il peut être comparé aux « niveaux palustres » (A. BERSIER). Les diagrammes de sédimentation, présentés par nous, illustrent ce fait. Les caractères du lithofaciès de molasse redeviennent prégnants sur les diagrammes construits pour les niveaux supérieurs du complexe du gypse de Perchiu. En analysant le rapport roches clastiques/argiles on voit que le contenu en roches clastiques (massives) diminue de l'ouest vers l'est. En même temps, on observe l'enrichissement en intercalations fines et schistes calcaires qui, à l'est de Tazlău, s'intercalent dans l'horizon à gypes sur toute son épaisseur. C'est pourquoi nous considérons que la principale source d'alimentation avec du matériel clastique s'est déplacée de l'extérieur de l'avant-fosse (le bord de la plate-forme) — où elle se trouvait pendant le dépôt de l'horizon gréseux-conglomératique — vers l'intérieur de l'avant-fosse (chaîne montagneuse) pendant le dépôt de l'horizon à gypses.

Tortonien. L'apparition des cinérites ainsi que l'enrichissement brusque du contenu micropaléontologique ont permis de tracer la limite Tortonien — Miocène inf.

Le Tortonien inférieur marque le rétablissement d'un régime de mer ouverte mais dans les conditions d'une sédimentation continue. Il revêt deux faciès : dans la vallée du Tazlău et à l'est de celle-ci se développe le faciès du grès de Răchitașu (à grès calcaires organogènes, tufs et marnes à Globigérines). À l'ouest de la région apparaît un faciès constitué presque exclusivement par des cinérites associées à la base aux marnes à Globigérines. Dans les deux faciès s'intercalent également des gypses. Les deux faciès sont caractérisés par une microfaune riche en Globigerinidés (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides triloba*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia scitula*, *Gyroidina soldani* etc.).

La répartition des faciès du Tortonian inférieur démontre que la source d'alimentation avec du matériel clastique est revenue sur la plate-forme.

Désormais, il est évident que pendant la formation de la molasse, la source de matériel détritique a oscillé au moins deux fois, de l'extérieur vers l'intérieur

de l'avant-fosse. Pendant le dépôt de l'horizon gréseux-conglomératique et du Tortonien inférieur, la source se trouvait à l'extérieur, tandis que pendant le dépôt de l'horizon à gypses et du Sarmato-Pliocène elle était à l'intérieur. Ce déplacement de la source de matériel détritique est dû à la variation isostatique du couple plate-forme — chaîne montagneuse.

Le Tortonien supérieur discordant est représenté par les calcaires de Clenciu (calcaires organogènes à intercalations de cinérites et grès calcaires organogènes). Suivant les données paléontologiques (*Chlamis malvinae*, *Mohrensternia* sp. *Ervilia* sp. *Ostrea* sp. etc) ces calcaires ont été attribués au Tortonien supérieur. Jusqu'à présent ils ont été considérés tortoniens-inférieurs.

Les Couches de Haloş (Buglowien ?) constituées presque exclusivement par des grès sableux, blancs, fins, à rares intercalations d'argiles, sont supposées buglowiennes sur des considérants stratigraphiques.

Sarmatiens. Le Sarmatiens inférieur n'est développé que dans l'ouest de la région, étant constitué par un complexe gréseux-conglomératique dont nous avons prélevé une riche faune à : *Mactra eichwaldi*, *Cardium vindobonense*, *Ervilia pusilla andrusovi*, *Ervilia pusilla disita*, etc.

Le Sarmatiens moyen apparaît dans Dealul Călugăreni (au N de la localité Ripele) et dans la zone Dealul Limburu—Pîrîul Valea Mare. De Dealul Călugăreni nous avons prélevé *Sinzowia striatotuberculata*, *Trochus woronzowi*, etc.

Le Sarmatiens supérieur, discordant sur les dépôts plus anciens, a été séparé avec le Méotien. Il revêt périclinialement la « crête Pietricica ».

Tectonique. Dans la zone miocène nous avons identifié une série de plis-failles et de plis faillés, groupés en quatre fascicules principaux, notamment: fascicule «Pietricica», fascicule «Tazlău E», fascicule «Tazlău W» et fascicule «péricarpatique»; le dernier est situé entre le fascicule Pietricica et la faille péricarpatique dans le sens de L. MRAZEC et I. P. VOITEŞTI.

Dans le cadre de ces fascicules de plis parallèles nous avons distingué un style de plissement propre à la zone miocène que nous avons dénommé « plis en échelons ». En direction transversale et dans le sens de la vergence, les plis d'un tel fascicule se succèdent comme les échelons de l'échelle, le pli le plus externe étant également le plus élevé. Cette disposition est due à un haussement inégal du soubassement. L'absence de la formation du sel, le pli le plus élevé d'un pareil fascicule prouve que les zones qui à la fin de l'Oligocène séparaient des régions de dépression — dans lesquelles s'est déposée la formation du sel — ont continué d'avoir le rôle de surélévations majeures aussi pendant le plissement miocène. L'asymétrie de ces fascicules est due probablement à des fractures plus importantes situées sur leur flanc externe.

Le rapport entre le plissement du Miocène et le soubassement atteste le caractère autochtone des structures de l'avant-fosse. Évidemment sur les surélévations majeures de chaque fascicule peuvent se produirent des failles de chevauchement à rejet varié en horizontale, mais sans avoir la valeur d'un charriage. Dans les synclinaux de la zone la plus affaissée d'un fascicule de plis en échelons, naissent également des failles gravitationnelles.

PRODUSELE DE TRANSFORMARE ALE UNOR ROCI ULTRABAZICE DE LA PÎRVOVA — LĂPUŞNICEL — ŞUMIȚA (BANAT)¹⁾

DE

G. NEACŞU, N. BÂRA

I. Introducere

Regiunea Pîrvova—Lăpuşnicel—Şumița este situată între Munții Semenic și Almaj, la 15 km W de Iablanița.

Din punct de vedere administrativ, regiunea cercetată aparține raionului Bozovici, regiunea Timișoara.

Culmile principale se dispun N—S și se desfăc într-o serie de culmi secundare, paralele cu văile afluențe.

Cele mai importante văi sînt: Craiova, Şumița și Rădulița.

II. Geologia regiunii

În regiunea cercetată apare o serie de roci cristaline și eruptive asociate, care alcătuiesc fundimentul regiunii. Acest fundament a fost străbătut de filoane de andezite cretacice. În partea centrală și de est a regiunii apar depozite sedimentare tortoniene.

Prof. AL. CODARCEA (3) deosebește în această regiune roci cristaline aparținând domeniului getic și roci cristaline aparținând domeniului autohton. Aceste două domenii sunt separate de linia tectonică Rudăria, în apropierea căreia apare o zonă retromorfozată, Zona de Ielova.

Pentru Domeniul getic, C. HURDUZEU²⁾ deosebește roci cristaline aparținând Seriei de Timiș și Seriei de Miniș.

¹⁾ Comunicare în ședința din 10 martie 1959.

²⁾ C. HURDUZEU. Raport geologic asupra părții centrale a Munților Semenic—Steierdorf—Vălig—Slatina-Timiș—Pîrvova. Arh. Com. Geol. 1957.

În lucrarea prezentă, autorii, ținând seama de faciesurile petrografice și raporturile tectonice, au separat:

- a) Seria de Lotru, cuprindând roci cristaline mesocatazionale, cu un facies aparte în nordul regiunii, reprezentat de rocile Zonei de Minis.
- b) Autohtonul, cuprindând roci cu caracter mesozonal, cu un facies aparte în apropierea liniei Rudăria, reprezentat prin rocile retromorfozate ale zonei de Ielova.

III. Roci ultrabazice metamorfozate

Rocile ultrabazice metamorfozate sunt roci provenite din transformarea unor roci eruptive ultrabazice, sub influența soluțiilor și a metamorfismului. Din observațiile de teren și microscopice au fost puse în evidență o serie de roci: serpentinite, roci antofilitice, antofilit-actinolitice, antofilit-cloritice, antofilit-clorito-actinolitice talco-carbonatate, cloritite și hidrotermalite. Aceste roci sunt contionate în seria de Lotru și apar ca lentele:

- a) *Valea Unturești–Lăpușnicel*. La cota 509 apare o lentilă de 65/25 m, alcătuită din rocă antofilitică cu actinot, talc și clorit. În V. Vrăbete apare o lentilă de 150/45 m, formată din rocă antofilitică și actinolitică cloritizată și talcizată.

În V. Mîțu apare o lentilă de rocă antofilitică-talcizată de 75/10 m.

- b) *Șumița–V. Bradului*. Aici apare o ivire de 10/1 m, de rocă antofilitică talcizată și limonitizată.

c) *Dăilă–V. Crăcoasa*. Lentila Dăilă apare la contactul micașistului cu amfibolitul și este alcătuită din roci antofilitice talcizate. Lentila are dimensiunile de 170/40 m și cuprinde patru filonașe de asbest între 3–25 m. Lentila Crăcoasa apare într-o zonă de amfibolite injectate de gnaise aplitice și pegmatite. Lentila este alcătuită din roci antofilitice și are dimensiunile de 200/40 m.

d) *D. Osoina–V. Osoina*. Lentila I, de 90/45 m, apare între paragnaise micacee și sisturi amfibolice. Este alcătuită din roci antofilitice și roci talco-carbonatate. Apar nouă benzi de asbest antofilitic între 2–9 cm. La contactul cu paragnaisul apare o intercalărie de vermiculit de 10 cm.

În lentila II, de 92/27 m, apare următorul profil: vermiculit 10 cm, roci antofilitice-actinolitice talcizate cloritizate 50–75 cm (cu filonașe de asbest antofilitic 3–15 cm), roci antofilitice cu actinot parțial talcizat 40–60 cm, roci antofilitice cu relicte de serpentinit 10–75 cm, și zona internă de serpentinit și antofilit.

Lentila III, 25/8 m, este formată din rocă antofilitică talcizată, cuprindând un filonaș de asbest antofilitic de 25 cm.

e) *V. Puceana–V. Cățelii*. Lentila Puceana I, de 230/50 m, este alcătuită din serpentinite puternic talcizate și cantonată între sisturi amfibolice. Marginal apare asbest antofilitic și actinolitic.

Lentila Puceana II, de 275/50 m, cuprinde filonașe de asbest antofilitic între 4—8 cm, și asbest actinolitic. Este foarte talcizată.

Ivirea Puceana III apare ca o intercalăție de asbest antofilitic de 12 cm, la contactul între silexite și gnaise de injectie.

Lentila Valea Cățelii se găsește intercalată între șisturi cuarțitice cu clorit și șisturi cloritice. Are dimensiunile de 380/110 m, și este alcătuită din serpentină foarte talcizată, uneori talcul ajungind la 95%. Se observă pseudomorfoze de talc după asbest antofilitic.

IV. Descrierea microscopică

1. *Serpentinitele* sunt roci de culoare neagră-verzuie, masivă, compacte, microgranulare, cu spărtură neregulată și luciu mat. Apar ca lentile în V. Puceana sau ca sîmburi și lentile de roci antofilitice în V. Osoina.

Compoziția mineralologică este următoarea:

	mm	%
Olivină	0,24 — 0,032	0—9
Serhofit	0,32 — 0,048	0—14
Saponit	0,24 — 0,064	0—10
Crizotil	0,144—0,016	25—41
Antigorit	0,32 — 0,048	4—45
Diopsid	0,256—0,032	0—3
Antofilit	1,28 — 0,144	2—8
Actinot	0,8 — 0,128	0—8
Tremolit	0,832—0,096	0—9
Clorit	0,32 — 0,048	0—11
Carbonat	0,256—0,032	0—2
Talc	0,32 — 0,016	0—10
Bastit		0—3
Minereu		0—1

Roca are structură celulară, marcată de granulele de minereu, și textură masivă.

Olivina ocupă centrul rețelei celulare. Prezintă crăpături neregulate. Bax negativă.

Serhofitul umple ochiurile rețelei, cînd lipsește olivina. E izotrop. În masa lui se formează acicule de crizotil, alteleori lamele de antigorit.

Antigoritul ocupă centrul rețelelor celulare atunci cînd lipsește olivina și serhofitul, alteleori apare la marginea olivinei sau a serhofitului. Se prezintă ca lamele incolore cu relief scăzut, culori de birefringență gri-albăstrui și — 2V mic.

Saponitul apare dispus în mase fibroase mai mult sau mai puțin radiare, în centrul rețelei celulare, de regulă în jurul olivinei, mai rar în jurul serhofitului.

Are relief scăzut, policroism brun-verzui — verzui deschis — galben luminos și — 2V foarte mic sau 0°.

Crizotilul se dezvoltă sub formă de fibre, care se dispun în benzi ce înconjoară cristalele de olivină, saponit și antigorit. Fibrele se dispun perpendicular pe peretii fisurilor sau oblic. De cele mai multe ori, benzile sunt alcătuite din două rânduri de fibre și se dispun cap la cap. Această situație este evidențiată și de granulele fine de minereu ce se dispun la contact. Fibrele sunt adesea torsionate.

Diopsidul se prezintă ca resturi de cristale prismatice cu relief ridicat, incolore, cu unghiul de extincție 32°—36° și + 2V mare. Se observă cristale incomplet transformate în tremolit.

Bastitul s-a întâlnit mult mai rar în secțiuni. Se prezintă ca cristale prismatice. Piroxenul transformat nu se mai poate distinge; se pare că este vorba de un piroxen rombic, deoarece diopsidul în aceleași condiții, trece la tremolit.

Antofilitul se dezvoltă ca cristale cu habitus lung prismatic sau fibros. Fibrele sunt segmentate după plane perpendicularare pe alungire.

Actinotul apare sub formă de prisme aciculare de culoare verzuie și se dispune fie sub formă de cristale izolate, fie ca baghete divergente. Prezintă relief pozitiv cu extincție 12°—16°, policroism galben — slab gălbui — incolor, iar — 2V mare.

Tremolitul se întâlnește în unele secțiuni sub formă de cristale prismatice, incolore, cu relief ridicat; $c: Ng = 18^\circ - 21^\circ$. Studiul microscopic conduce la ideea că el se formează după diopsid.

Cloritul se întâlnește sub formă de agregate alcătuite din acicule fine, de culoare slab verzuie și slab policroic. Este reprezentat de penin cu — 2V foarte mic și clinoclor. Înlocuiește mineralele serpentinitice, antofilitul și tremolitul. Adesea apare concrescut cu actinot și talc.

2. Serpentinitele talcizate sunt roci fin granulare de culoare verde deschis — roșcată și unsuroase la pipăit. Se dezvoltă în Valea Cățelii și V. Puceana. Au structură celulară ștearsă, parțial granolepidoblastică, și textură masivă. Microscopic au următoarea compozitie mineralogică:

	mm	%
Crizotil	0,048—0,008	2—20
Antigorit	0,096—0,008	3—24
Antofilit	0,272—0,048	0—6
Actinot	0,240—0,048	0—4
Clorit		0—3
Carbonat		5—15
Talc		39—75
Minereu		0—1

Mineralele serpentinitice, antofilitul și actinotul sunt relicte în masa de talc și carbonat.

Talcul se prezintă sub formă de lamele uneori foarte bine dezvoltate sau sub formă de solzi ce se dispun în cuiburi. E incolor sau slab verzui, iar — 2V foarte mic.

3. *Rocile antofilitice.* Trecerea de la serpentinit la roca antofilitică se face printr-o zonă de rocă antofilitică cu resturi de rocă serpentinitică. Rocile antofilitice apar ca lentile în V. Osina, D. Osina, V. Mîțu, V. Lăpușnicel, V. Vrăbete și D. Dăilă.

Macroscopic, roca are culoare albă cu nuanțe roz datorate prezenței limonitului. E formată din fibre de antofilit dispuse radiar, cu dimensiuni de 2—15 cm. În aceste roci apar filonașe de asbestos antofilitic de diverse grosimi.

Sub microscop roca prezintă structură nematoblastică și textură radiară sau slab șistoasă. Prezintă următoarea compoziție mineralologică:

	mm	%
Antigorit	0,128—0,032	0—2
Antofilit	1,804—0,328	60—75
Actinot	1,312—0,242	0—10
Clorit		5—15
Talc		8—10
Apatit		0—2
Minereu		0—1

Antofilitul se prezintă sub formă de fibre incolore. Este înlocuit în special de talc, mai rar de clorit.

Actinotul se prezintă sub formă de cristale aciculare concrescute cu cloritul.

Talcul se prezintă fie sub formă de solizișori dispuși linear pe direcțiile de clivaj ale antofilitului sau ale actinotului, fie ca solizișori dispuși în cuiburi sau sub formă de cristale tubulare de culoare alb-verzuie. Înlocuiește mineralele serpentinitice și anfibolii, fiind înlocuit, la rîndul lui de cabronași.

4. *Rocile antofilitice talcizate* sunt roci de culoare albă, ce se dispun sub forma unor benzi în cadrul rocilor antofilitice, antofilito-actinolitice, antofilito-cloritice, în V. Osina, D. Osina, V. Mîțu, V. Lăpușnicel și V. Vrăbete. Au textură radiară și structură nematoblastică, prezintând următoarea compoziție mineralologică:

	mm	%
Antofilit	1,804—0,322	10—65
Actinot	0,902—0,246	0—19
Cloritul		0—18
Antigorit		0—10
Talc		23—60
Minereu		0—1
Limonit		1—10

Antofilitul se dezvoltă sub formă de cristale lung prismatice, incolore, fiind înlocuit de talc și clorit.

Actinotul se întâlnește sub formă de cristale aciculare, divergente; este înlocuit de talc și concrescut cu cloritul.

Antigoritul apare ca relicte. Uneori este concrescut cu cloritul, reprezentat prin penin sau clinoclor.

5. *Rocile antofilitico-actinolitice* sunt roci albe slab verzui, uneori cu tentă roșcată datorată limonitului. Au structură nematoblastică sau nematolepidoblastică și textură masivă, radiară sau slab șistoasă.

Compoziția mineralologică este următoarea:

	mm	%
Antofilit	1,640—0,164	0—35
Actinot	1,312—0,082	10—45
Clorit		10—15
Carbonat		0—5
Talc		10—30

6. *Rocile antofilit-actinolit-cloritice-talcizate* sunt roci asociate și asemănătoare cu rocile antofilit-actinolitice, însă au o cantitate de talc mai importantă. Prezintă următoarea compoziție mineralologică:

	mm	%
Antofilit	2,432—0,320	8—15
Actinot	1,776—0,240	10—20
Tremolit	1,104—0,164	6—8
Talc		40—61
Clorit		8—18

7. *Rocile antofilit-cloritice* se dezvoltă sub forma unor benzi în cadrul rocilor antofilitice în Ogașul Vrăbete și cota 509. Au structură nematoblastică și textură masivă radiară sau slab orientată.

Compoziția mineralologică este următoarea:

	mm	%
Antofilit	1,804—0,328	35—40
Actinot	0,902—0,246	3—6
Clorit		30—42
Talc		6—15
Apatit		0—3
Limonit		0—7

Cloritul se prezintă sub formă de cristale tabulare, verzui sau incolore, fiind reprezentat prin penin și clinoclor.

8. *Rocile actinolitice* sint roci de culoare verde, alcătuite din cristale aciculare de actinot cu reflexe argintii și lungimi pînă la 1 cm. Au fost întîlnite în V. Osina, V. Vrăbete și V. Puceana, sub forma unor benzi la marginea corpurilor antofilitice și serpentinitice.

Au structură nematoblastică și textură masivă sau slab șistoasă.

Compoziția mineralologică este următoarea:

	mm	%
Actinot	1,840–1,160	78–97
Clorit	0,552–0,112	0–20
Talc		0–2
Vermiculit		0–1
Apatit		0–1
Minereu		0–1

9. *Rocile talco-carbonatace* au culoarea albă ușor rozie și sînt unsuroase la pipăit. Apar în V. Osina, D. Osina, V. Puceana și Valea Cățelii. Au structură granolepidoblastică și textură masivă.

Compoziția mineralologică este următoarea:

	mm	%
Olivină	0,480–0,080	0–2
Antofilit	1,008–0,164	0–6
Actinot	0,888–0,160	0–13
Tremolit	0,832–0,096	0–2
Clorit		0–16
Carbonat		20–45
Talc		25–75
Crizotil		0–1
Antigorit		0–1

Mineralele serpentinitice, antofilitul, tremolitul și actinolitul apar ca relicte în masa de talc.

Cloritul (Kämmeririt) se dezvoltă sub forma unor cuiburi formate din fibre divers orientate, de culoare verzuie, uneori cu policroism în tonuri verzui deschis, alteori policroism cu tonuri verde și roz. Prezintă culoarea de birefringență asemănătoare culorii cernelii albastre și unele reflexe brun-roșcate datorate probabil unei îmbogățiri locale în crom, $c: Ng = 0^\circ$, $+2V = 0^\circ$. Se observă formarea lui după antigorit.

Talcul invadează totul și este înlocuit de carbonat reprezentat prin dolomit.

10. *Rocile antofilit-actinolitice silicificate* sint roci de culoare cenușie deschisă, în care se observă cristale radiare de antofilit. Sint aspre la pipăit și aceasta în funcție

de raportul cuarț: talc. Se întâlnesc sub formă de benzi în V. Vrăbete și prezintă următoarea compoziție mineralogică:

	mm	%
Antofilit		25–30
Actinot		12–19
Clorit		3–18
Talc		4–23
Limonit		0–4
Cuarț	0,640–0,048	6–56

Cuarțul se întâlnește sub formă de granule cu conture neregulate, ce se dispun în cuiburi sau ca filonașe.

11. *Rocile antofilitice complet hidrotermalizate*. În cota 509 se dezvoltă o bandă de roci care la prima vedere nu are nici o legătură cu rocile antofilitice.

Roca are culoare alb-gălbui sau alb-cenușie, având la suprafață o crustă roșcată de oxizi de fier. La prima vedere poate fi confundată cu un calcar feruginos, fin granular. Sub microscop roca prezintă structură xenoblastică și textură masivă. Mineralele ce alcătuiesc roca sunt: sideroză, dolomit, calcit, cuarț, limonit, apatit, talc, clorit și antofilit.

Carbonați apar sub formă de cristale echigranulare, cu dimensiuni cuprinse între 0,492–0,064 mm, participând în proporție de 50–67%. O parte din carbonați au policroism și caractere de sideroză. Calcitul este maclat polisintetic și parțial corodat de cuarț și calcedonie.

Cuarțul se întâlnește cu cristale fin echigranulare, îndințate, cu extincție ușor ondulatorie. Participarea lui poate ajunge la 25% din masa rocii.

Calcedonia s-a întâlnit mult mai rar, este fibroasă și are alungire negativă.

Cloritul, amfibolii și talcul apar ca relicte. Cloritul este reprezentat de lamele ușor îndoite, cu caractere de clinoclор.

12. *Rocile vermiculitice și cloritice* se găsesc sub forma unor benzi la contactul rocilor antofilitice cu rocile înconjurătoare.

În V. Osina și V. Vrăbete apar roci vermiculitice alcătuite din cristale de vermiculit cu dimensiuni de 0,5–1,5 cm, încrăpătate, unsuroase, asociate cu biotit și cuarț. Prezintă o culoare brună — brun deschisă pînă la bronziu. Microscopic, se observă policroism brun în tonuri deschise și — 2V mic.

În D. Osina se întâlnește o bandă alcătuită din roci negre-verzui, constituite din clorit (50–75%) și vermiculit. Cloritul prezintă caractere de clinoclор. Este slab verzui și se formează după vermiculit.

Vermiculitul apare ca prisme alungite cu policroism verde incolor roz. Are relief pozitiv și este maclat polisintetic; $c: N_g = 0^\circ$, — 2V mic sau moderat. Mai

pot apărea: talc 0–2%, apatit 0–2% și minereu opac 0–3%. Mineralele opace sunt alcătuite din magnetit și cromit. Cromitul este opac, izotrop, și prezintă reflexe interne albăstrui-violacee. Aceste roci provin din zonele de biotit care inițial constituiau contactul corpului peridotitic.

13. *Asbestul antofilitic filonian* se dezvoltă sub formă de fibre ce se dispun perpendicular, oblic sau paralel cu pereții fisurilor. Fisurile au lungimi și grosimi variabile și sunt cantonate atât în rocile antofilitice cât și în rocile antofilit-actinolitice, antofilit-cloritice, talco-antofilitice, sau chiar în amfibolitele ce înconjoară lentilele de roci antofilitice (V. Vrăbete).

Fibrele de antofilit au culoare alb-cenușie, prin alterare căpătând culoare cenușiu-brună, uneori roșcată. Când sunt proaspete sunt fine, mătăsoase cu luciu argintiu. Au lungimi de 2–25 mm și grosimi submilimetrice. La microscop au conture geometrice cu habitus frecvent acicular. Fibrele sunt segmentate de crăpături după plane perpendiculare pe alungire, la intervale de 0,5–2 mm. În secțiuni subțiri este incolor, adesea limonitizat. Rareori este impurificat cu cristale aciculare de actinot. Filoanele de asbest antofilitic sunt adesea talcizate, talcul invadând masa de antofilit, atât pe margini, cât și pe clivaje sau crăpături. Mult mai rar apare clinoclorul, formându-se după amfiboli.

14. *Talcul fibros-filonian* apare macroscopic sub formă de fibre, unsuroase la pipăit, de culoare albă, uneori roșcată.

Sub microscop, talcul apare ca lamele uneori ușor îndoite, cu dispoziție penată. Lamele de talc prezintă clivaj bun. Dispoziția penată a lamelelor creează macroscopic impresia fibrozității.

Mai rar apar granule de magnetit (1–2%), care spre margini sunt limonitizate.

În alte secțiuni s-a observat un agregat solzos de talc cu relicte de fibre de asbest antofilitic. Macroscopic, se poate păstra și în acest caz structura fibroasă.

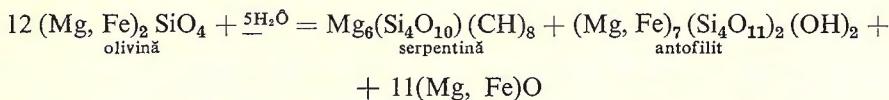
V. Considerații genetice

Studiile microscopice și observațiile de teren ne-au dus la ideea că întreaga gamă de roci descrisă reprezintă diverse stadii de transformare a rocilor ultrabazice.

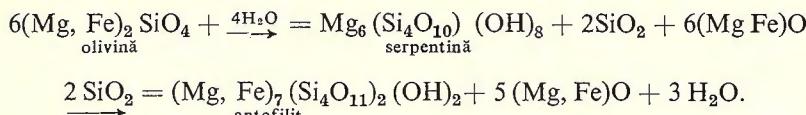
În unele lentile a fost observată o zonalitate de la centrul lentilei spre margine. Această zonalitate este datorată transformării rocii ultrabazice în serpentinit și de aici în roci antofilitice și roci talco-carbonatace.

Astfel, în lentila din Dealul Osoina, în centrul lentilei se întâlnesc minerale serpentine cu ceva antofilit. Sub microscop se observă o rețea celulară, olivina, serpofitul, saponitul și antigoritul ocupând pe rînd centrul ochiurilor rețelei. Crizotilul se formează ultimul, înconjurerind celelalte minerale. Diopsidul trece la tremolit.

Mai rar s-a observat bastit format probabil după prioxen rombic. La marginea lentilei se întâlnește o zonă preponderent antofilitică. În acest caz transformările erau probabil de genul :



În alte lentile (Valea Mîțu) mineralul principal este antofilitul. Uneori, în zonele marginale în special, apare și actinot. Pentru lentilele formate preponderent din antofilit, transformările erau probabil de tipul :



Reacții de acest tip sunt întâlnite în literatură (4, 5, 6, 8).

Pentru antofilitizarea unui volum de olivină, este necesară o cantitate de SiO_2 dublă decât cea rezultată prin serpentinizare. V. MARNO (6) și E. DAL VASCO (8) arată că pentru formarea antofilitului este nevoie de silice.

Lentile alcătuite preponderent din actinolit au provenit probabil dintr-un piroxenit inițial.

Lentile din zona Puceana și Valea Cățelei au suferit un proces intens de talcizare, ajungându-se uneori la transformarea completă a mineralelor serpentiniice în talc care este uneori asociat cu carbonatul. Aceste procese au fost explicate de TURNER (7). Transformarea ultrabajitelor a avut loc în condițiile metamorfismului regional. Presiunea a acționat de la început, însă datorită temperaturilor ridicate se produceau deformații plastice. Efectul presiunii devine vizibil prin scăderea temperaturii, la microscop observându-se torsionarea antigoritului și cutarea fină a fibrelor de crizotil. În Valea Unturești apare roca antofilitică actinolitică scoasă pe falie. Macroscopic, în special rocile antofilitice stelate și actinolitice au textură șistoasă.

Rocile ultrabajice metamorfozate sunt străbătute uneori de gnaise granitice, aplite, pegmatite și silexite sinorogene (Valea Vrăbete, Puceana).

Filoanele de antofilit fibros străbat toată gama de roci ultrabajice metamorfozate, iar uneori și amfibolitele ce le înconjoară (Valea Vrăbete). Antofilitul filonian ar fi deci un produs ultim, format probabil din soluții reziduale.

În condițiile unei intense alterații exogene, pe rocile antofilitice în special, se formează o scoarță de alterație alcătuită dintr-un agregat talcos limonitizat.

BIBLIOGRAFIE

1. ВЕТЕНТИН Г. А. Curs de Mineralogie. Bucureşti, 1953.
 2. CHATTERGEE C. S. *Bull. geol. Soc. Am.*, vol. 66, nr. 1, ianuarie 1955.
 3. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinti. *An. Inst. geol. Rom.*, XX. Bucureşti, 1940.
 4. COOK C. H. Gîtes amiantifères de la région de Thetford (Quebec), partie D. Ottawa, 1932.
 5. MARNO V. Sur la serpentinisation de l'olivine. *Bull. Soc. franc. Minér. Crist.* Paris, 1956.
 6. MARNO V. Antophyllite asbestos in Central Sierra Leone. *Schw. Miner. Petr. Mitt.*, Bd. 37, Heft 1, Zürich, 1957.
 7. TURNER G. F. Evoluția rocilor metamorfice. Traducere din 1. rusă. Bucureşti, 1953.
 8. VASCO E. DAL. Genesie metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. *Bull. Sviz. di Mineral. Petr.*, XXX/2. Zurich, 1953.
-

ПРОДУКТЫ ПРЕВРАЩЕНИЯ НЕКОТОРЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ
ПОРОД ПЫРВОВА—ЛЭПУШНИЧЕЛ—СУМИЦА (БАНАТ)

Г. НЯКШУ, Н. БЫРА

(Краткое содержание)

В зоне Пырвова—Лэпушничел—Шумица (Банат) выявлены маленькие линзы ультраосновных пород. Эти тела очень сильно преобразованы, они залегают в кристаллическом комплексе толщи Лотру.

В некоторых линзах выявлена зональность от центра линзы к окрайне, со следующей последовательностью: серпентиниты, антофилитовые, антофиллит-актинолитовые, антофиллит-хлоритовые, антофиллит-актинолит-хлоритовые породы, талько-карбонатиты и хлориты.

Под микроскопом выявлен переход оливина в серпентиновые минералы через (коллоиды) дисперсную фазу. Тремолит образуется после диопсида.

Были выявлены как реликты из первоначального перidotита, так и указания в пользу метаморфизма.

При серпентинизации освобождается Si_1O_2 , TeO и иногда MgO , обраzuясь, таким образом, антофиллит за счет серпентина.

Температура, при которой имело место образование антофиллитового асбеста, была немного ниже температуры образования зоны с антофиллит-актинотом.

Растворы, полученные от серпентинизации, заполняют большинство трещин, проникая иногда даже в окружающие их амфиболиты.

LES PRODUITS DE TRANSFORMATION DE CERTAINES ROCHEΣ ULTRA-BASΙQUES DE LA RÉGION DE PÎRVOVA — LĂPUŞNICEL — SUMIΤA
(BANAT)

PAR

G. NEACΣU, N. BÂRA

(Résumé)

Dans la région Pîrvova — Lăpuşnicel — Şumiţa (Banat) apparaissent de petites lentilles de roches ultrabasiques. Ces corps sont intensément transformés; ils sont cantonnés dans le complexe cristallin de la Série de Lotru.

Dans certaines lentilles nous avons remarqué une zonalité depuis le centre vers la bordure, mettant en évidence la succession suivante: serpentinites, roches antophyllitiques antophyllite-actinolitiques, antophyllite-chloritiques, antophyllite-actinolite-chloritiques, talco-carbonatées et chloritites.

Au microscope on décèle la transition de l'olivine aux minéraux serpentiniques par une phase colloïdale. La trémolite succède à la diopside.

On a remarqué des reliques du périclase initial, ainsi que des indices en faveur du métamorphisme.

Par suite de la serpentinitisation ont été mis en liberté les oxydes: SiO_2 , FeO et parfois MgO ; il en résulte l'antophyllite aux dépens de la serpentinite.

La température de formation de l'asbeste antophyllitique était inférieure à la température de formation de la zone à antophyllite-actinote.

Les solutions résultées de la serpentinitisation remplissent la majorité des fissures, pénétrant parfois jusque dans les amphibolites encaissantes.

CONTRIBUȚIUNI LA STUDIUL TEXTURILOR
SUPERFICIALE ALE GRESIILOR PALEOGENE DIN ZONA
EXTERNĂ A FLIȘULUI CARPAȚILOR ORIENTALI¹⁾

DE

S. PAULIU

Prezența formelor sculpturale denumite în mod obișnuit « hieroglife » și localizate pe fața inferioară a stratelor grezoase, constituie una din caracteristicile depozitelor de Fliș.

Studiul acestor forme sculpturale prezintă un deosebit interes pentru reconstruirea condițiilor paleogeografice în care s-au acumulat depozitele Flișului. În cadrul cartării geologice, aceste forme, alături de stratificația gradată și cea de curenti, servesc drept criteriu de identificare a părții inferioare a stratelor, iar determinarea diferențierilor tipuri de hieroglife poate fi utilizată cu succes drept criteriu stratigrafic de corelare a seriilor de depozite.

În Flișul Carpaților orientali prezența acestor forme este cunoscută aproape în toate serile grezoase și aleuritice ale Cretacicului și Paleogenului. Unele din aceste forme au fost studiate de O. PROTESCU (11) care s-a ocupat în special de urmele mecanogene, și de M. ILIE (7, 8) care a studiat forme de *Palaeodictyon*. Contribuții însemnante la studiul « hieroglifelor » au fost aduse la timpul său de către TH. FUCHS (3),

În ultimii ani au fost realizate însemnante progrese în studiul și interpretarea originii acestor forme.

Astfel N. B. VASSOEVICI (13), bazat pe un studiu amănunțit al depozitelor din Flișul caucidian, ajunge la concluzia că însuși denumirea de « hierogliv » (grec. « semn sfînt ») nu mai corespunde stadiului actual al cunoașterii. Pornind de la faptul că « hieroglifele » ca și « Fucoidele » sunt în esență dispoziții speciale ale materiei la suprafață sau în interiorul stratelor, el cuprinde toate aceste forme în grupa texturilor, hieroglifele intrând în categoria texturilor superficiale

¹⁾ Comunicare în ședința din 24 aprilie 1959.

sau exoglifelor, iar Fucoidele alături de alte urme intră în categoria texturilor interne sau a endoglifelor. N. B. VASSOEVICI a dat o clasificare, bazată pe criterii genetice a acestor texturi și a propus o terminologie nouă pe care o vom utiliza în lucrarea de față.

Contribuții importante la studiul texturilor Flișului au fost aduse de V. A. GROSSGHEIM (4), I. V. HVOROVA (5, 6) și alții.

Folosindu-ne de clasificarea dată de N. B. VASSOEVICI am identificat pe suprafața gresiilor paleogenice din zona externă a Flișului Carpaților orientali, în cadrul regiunii dintre R. Bîsca Mare și R. Zăbala precum și în bazinul râului Tarcău, două grupe mari de texturi și anume:

Texturi singenetiche (proglife), apărute concomitent cu depunerea sedimentului;

Texturi diagenetice (diaglife), apărute în procesul de diageneză puțin timp după depunerea sedimentului, dar înainte de litificarea lui.

Fiecare din aceste grupe de texturi cuprind forme de origine biogenă sau bioglife, precum și forme de origine mecanogenă sau mecanoglife (vezi tabloul).

Clasificarea texturilor mecanogene și biogene

După timpul de formare	După factorul de formare	Tipuri de texturi	Ce reprezintă
Singenetice (proglife)	Bioglife	Probioglife	Urme de deplasare a organismelor epibiontice (în special viermi)
	Mecanoglife	Turboglife	Urme ale curentilor
		Xinmoglife	Urme de zgâriere a fundului
Diagenetice (diaglife)	Biodiaglife	Fucoide	Urme de hrănire și deplasare a viermilor
	Mecanodiaglife	Reoglife	Urme de curgere a sedimentelor
		Teggoglife	Urme de imprimare activă sedimentelor

A) Texturi singeneticice (proglife)

Texturile superficiale singeneticice reprezintă mulajul microreliefului (adânciturilor și ridicaturilor) fundului bazinului de sedimentare întipărit pe față inferioară a stratelor grezoase sau aleuritice.

N. B. VASSOEVICI explică formarea acestor texturi în felul următor: Spre sfîrșitul fazei de depunere a unui strat pelitic sedimentarea devine din ce în ce mai lentă, iar în unele cazuri devine chiar nulă. În acest timp pe suprafața sedimentului pelitic, sub acțiunea curenților și a organismelor bentonice, se formează mici adâncituri și ridicături. În faza următoare are loc o depunere intensă de material psamitic sau aleuritic, care mulează microrelieful format. Prin diageneza și litificarea depozitelor, materialul psamitic și aleuritic se consolidează mult mai puternic decât sedimentele pelitice subiacente, din care cauză stratele grezoase formate păstrează forma micro-reliefului fundului, în timp ce argilele și marnele o pierd.

1. *Bioglife*. Bioglifele singenetice reprezintă urmele de afundare în mîl sau de deplasare a organismelor care trăiesc pe suprafața fundului (epibentos). Ele se caracterizează prin forma lor sinuoasă și prin orientarea lor neregulată. Pentru denumirea bioglifelor singenetice N. B. VASSOEVICI propune termenul de pro-biogliffe.

În regiunea la care ne referim am identificat foarte frecvente probiogliffe în stratele cu Inocerami (Senonian), în pachetele grezo-argiloase ale orizontului gresiei de Tarcău, în stratele de Plop (Eocen) precum și în stratele de Vinețu și în gresia de Fusaru (Oligocen). În seria gresiei de Kliwa și în pachetele de șisturi disodilice și menilitice, aceste forme nu se găsesc.

Cele mai frecvente probiogliffe întâlnite în aceste depozite sunt urmele de viermi. Între acestea au fost identificate trei tipuri principale și anume: *Cosmoraphe FUCHS*, *Subphyllochorda FUCHS* și *Palaeodictyum*.

Tipul *Cosmoraphe FUCHS* este reprezentat prin urme hemicilindrice, alungite liniar sau ondulate meandriform. Se pot distinge forme mici cu diametrul de 1–5 mm și lungimi de 10–30 mm și forme mari cu diametrul de 5–25 mm și lungimi ce depășesc uneori 20 cm. Unele forme prezintă urme de inele destul de bine păstrate, dovedind prin aceasta că sunt urme de Anelide.

Tipul *Cosmoraphe* se întâlnește ca formă singenetică (probioglif) și ca formă diagenetică. În primul caz el reprezintă tiparul urmelor de tirire a viermilor pe suprafața mîlului; în cel de al doilea, el reprezintă materialul eliminat (coprolite) de viermi care se afundau în mîl sau pătrundeau în sedimentul nisipos de deasupra. Dacă materialul eliminat era depus într-un sediment de același tip litologic, acest material nu mai poate fi identificat în urma litificației.

Dacă însă materialul coprolitic diferă granulometric sau prin coloare de sedimentul în care a fost eliminat, el poate fi ușor identificat chiar în interiorul stratelor.

Formele de dimensiuni mai mici sunt localizate în general pe gresii mai fine, aleuritice, în timp ce formele mari predomină pe gresiile mai grosiere.

I. V. HVOROVA (5) explică acest fapt prin adaptarea formelor mici la o hrană mai fină din punct de vedere granulometric, iar a celor mari, la o hrană mai grosieră.

De aici se poate trage concluzia că formele mici reprezintă specii de adîncime mai mare sau în orice caz adaptate zonelor mai depărtate de țărm.

Tipul *Subphyllochorda* FUCHS este reprezentat prin urme de tîrîre formate din două creste paralele separate printr-un sănț. În plan, forma acestor probioglifă este sinuoasă, meandriformă.

Distanța dintre vîrfurile celor două creste este de 1–2 cm iar înălțimea lor este de 3–8 mm. Adesea, peste aceste forme se suprapun alte forme de viermi de tipul *Cosmoraphe* sau *Beloraphe*.

În ce privește natura animalului care a dat naștere acestor urme, nu se poate încă preciza dacă el aparține în mod sigur grupului viermilor, după cum arată TH. FUCHS, sau altui grup. (Gasteropode ?).

Tipul *Palaeodictyum* este reprezentat prin urme hemicilindrice dispuse în rețele hexagonale. Asupra originii acestor urme cunoaștem mai multe ipoteze între care amintim ipoteza neorganică — mecanogenă (crăpături de uscare) (FUCHS), ipoteza vegetală (urme de Alge) (KORIBY și MIKY, 1939); ipoteza că ar fi urme de vertebrate — Batracieni (M. ILIE, 1927) și, în fine, ipoteza că ar fi urme de hrănire și de deplasare ale unor viermi de tip *Beloraphe*, susținută de O. ABEL (1935), A. SEILACHNER (1954) și de W. NOWAK (1959).

Explicarea formării lor ca urme de deplasare pare să fie cea mai întemeiată. Ea se bazează pe următoarele argumente:

Palaeodictyum se întâlnește numai pe fața inferioară a gresiilor alături de alte numeroase urme de viermi.

Structura reticulară a acestei forme prezintă adesea neregularități, forme pentagonale sau hexagonale cu intreruperi între poligoane.

Prezența unui mare număr de poligoane neînchise, care prezintă mari asemănări cu urme de tip *Belorapha*.

Tipul *Palaeodictyum* a fost întâlnit de noi pînă în prezent numai în depozite eocene.

Abundența urmelor de viermi, atît sub formă de texturi superficiale (bioglifă) cît și sub formă de texturi interne (=Fucoide=endoglifă), arată că marea Flișului oferea în Eocen condiții favorabile dezvoltării organismelor planctonice și nectonice care au furnizat materia organică ce a servit drept hrână unei bogate faune bentonice.

Lipsa urmelor de viermi în sisturile disodilice și în gresia de Klîwa reflectă condițiile nefavorabile dezvoltării organismelor bentonice în cadrul bazinului respectiv, datorită lipsei de oxigen și infectării cu hidrogen sulfurat a apelor de fund. Materia organică a organismelor nectonice și planctonice, căzînd pe fund, a suferit un proces de bituminizare.

2. *Mecanoglifă*. Mecanoglifele singenetice reprezintă mulaje ale microreliefului fundului creat sub acțiunea curenților marini. Ele se disting de bioglifă

prin forma lor liniară și, adesea, printr-o orientare mai mult sau mai puțin constantă.

Aștăzi în bazinul râurilor Bîrsa Mare și Bîrsa Mică cît și în bazinul râului Tarcău, am identificat două tipuri principale de mecanoglife singeneticice și anume: turboglifile și xinmoglifile.

a) *Turboglifile*. Turboglifile (flute-casts) reprezintă mulajul unor mici sănțuri săpate în sedimentele pelitice de către curenți de fund (fig. 1). Ele



Fig. 1. — Turboglifile pe gresie calcaroasă. Eocen inferior. Valea Gorului.

au o formă alungită, cu un capăt proeminent rotunjit și celălalt aplatizat (formă de « limbă », de « lacrimă »). După cum au arătat cercetările experimentale, capătul proeminent al acestor mecanoglife este îndreptat întotdeauna în sensul opus curentului.

Turboglifile se întâlnesc foarte frecvent, ele putând fi utilizate drept indiciu al orientării curenților.

Pe fața inferioară a straturilor grezoase mai groase (30—150 cm) am întâlnit turboglifile cu lungimi de 20—30 cm și înălțimi de 1—3 cm.

Pe straturile grezoase mai subțiri și mai fine, aceste mecanoglife mici nu depășesc în general 10 cm lungime și 1 cm înălțime.

Turboglifile mai mari s-au format probabil sub acțiunea unor curenți mai puternici, care transportau în suspensie un material grosier în cantitate mai mare,

în timp ce turboglifele mici s-au format sub acțiunea unor curenți mai slabii, cu viteze mai reduse.

Am măsurat cu ajutorul busolei geologice orientarea capătului proeminent al turboglifelor de la baza gresiilor eocene și oligocene în cadrul regiunilor amintite, prin rabotarea planului stratului în poziția orizontală normală. Rezultatele măsură-



Fig. 2. — Xinmoglise pe gresie de Tarcău (Eocen). Valea Bîsca Mică.

torilor arată că în marea majoritate a cazurilor, capătul proeminent este orientat după azimutele 180° — 200° .

Direcția turboglifelor este paralelă cu direcția stratelor sau face cu aceasta un unghi de 5° — 15° .

Pe baza măsurătorilor efectuate pînă în prezent putem trage concluzia că direcția dominantă a curenților de fund, în special în timpul Eocenului, în zona de sedimentare a gresiei de Tarcău și a stratelor de Plop, a fost paralelă cu axul geosincinalului și îndreptată spre nord.

Aceeași orientare a curenților dominanți reiese și din urmărirea stratificației oblice de curenți. Acest tip de stratificație se observă în special la gresiile din stratele de Plop și la gresiile din faciesul de Colți al Eocenului. În interiorul stratelor grezoase cu grosimi de 10—20 cm se observă strătulete fine care formează unghiuri de 5° — 20° cu stratificația în mare a acestor gresii. Prin aducerea stratelor în poziția

normală orizontală, strătulețele stratificației oblice înclinaș predominant spre nord, indicînd o orientare nordică a curenților.

În regiunea dintre Teleajen și Buzău, după cum arată M. DIMITRIU¹⁾ se constată de asemenea o orientare dominantă a curenților spre nord și nord-vest, în timpul acumulării depozitelor paleogene.

Toate datele obținute pînă în prezent arată că sedimentarea depozitelor paleogene și în special a celor eocene din zona gresiei de Tarcău a fost influențată de curenți de fund cu o orientare dominantă longitudinală spre nord. Trebuie să menționăm însă că această concluzie se bazează pe un număr relativ redus de măsurători, pentru lămurirea în detaliu a orientării curenților fiind necesare cercetări sistematice în toată zona Flișului.

b) *Xinmoglifile*. Xinmoglifile (groove-casts) reprezintă mulajul unor șanțuri înguste și lungi, formate prin zgîrierea fundului ca rezultat al deplasării unor fragmente de lemn sau alte corpuri antrenate de curenți (fig. 2). Astfel de urme au fost observate numai în cîteva puncte pe fața inferioară a gresiilor de Tarcău pe rîul Bîsca Mică. Ele se caracterizează prin caracterul lor liniar și prin intersecția sub diferite unghiuri a urmelor.

B) Texturi diagenetice (diaglife)

Texturile diagenetice sunt deformări ale sedimentelor care au apărut după depunerea acestora, în primele faze ale procesului de diageneză. În această categorie de texturi intră pe de o parte urmele de deplasare și de hrănire a unor organisme pelofage sau arenofage — *biodiaglife* —, iar pe de altă parte, urme ale deformării mecanice a sedimentelor — *mecanodiaglife* —.

1. *Biodiaglife*. Biodiaglifele întîlnite în regiunea la care ne referim sunt reprezentate prin forme cilindrice cu diametre de 0,2–1,5 cm care străbat perpendicular sau oblic stratele grezoase, fiind constituite dintr-un material grezos sau argilos care se poate distinge de rocele în care se găsește.

Ele sunt cunoscute sub numele de « Eucoide » și se găsesc frecvent în gresiile și marnele eocene precum și în gresiile și marnele oligocene din faciesul nebituminos de Fusaru, lipsind complet în depozitele faciesului bituminos al Oligocenului.

2. *Mecanodiaglife*. Mecanodiaglifele sunt reprezentate prin urme de curgere a sedimentelor sau reoglife și urme de întipărire activă a unui sediment grosier în altul mai fin — tegoglife.

a) *Reoglife*. Reoglifele (convolute — beading) sunt urme de deformare plastică a sedimentelor aleuritice care au suferit o curgere pe distanță mică pe un fund înclinat (fig. 3). Ele se întâlnesc în special în interiorul stratelor aleuritice sub

¹⁾ Comunicare verbală.



Fig. 3. — Reoglife pe gresie de Colți (Eocen). Valea Bîsca Mică.

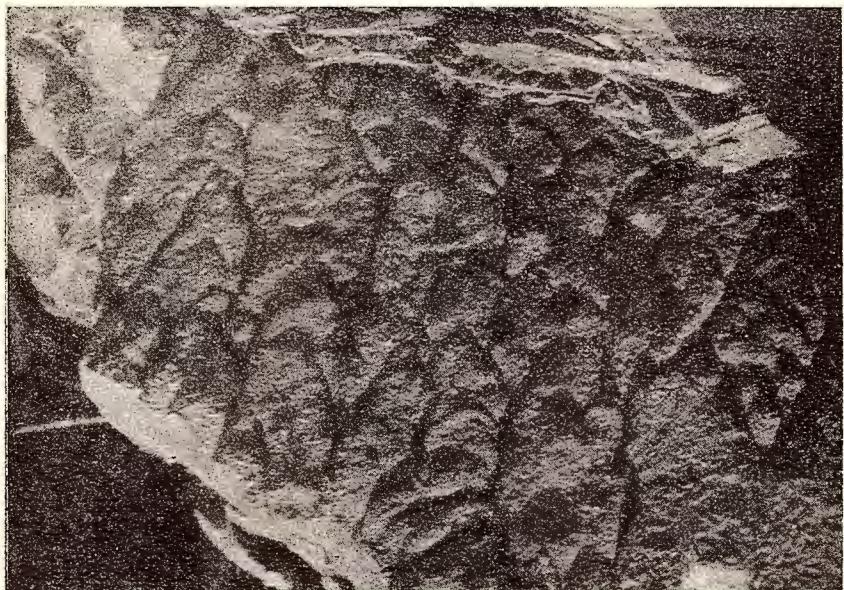


Fig. 4. — Tegoglifă pe gresie de Fusaru (Oligocen). Valea Cupanului.

forma unor mici cute ale strătulețelor din partea inferioară a unui strat aleuritic. Pe suprafața stratului ele se observă sub forma unor valuri neregulate.

Reoglilele au fost observate la stratele aleuritice-grezoase din seria stratelor de Plop.

b) *Tegoglile*. Tegoglile (flow casts) sunt urme de întipărire activă a sedimentelor aleuritice sau psamitice în substratul pelitic. Ele iau naștere datorită



Fig. 5.— Tegoglile lobate-deltoidale pe gresie de Kliwa (Oligocen). Valea Bîsca Rusiliei.

înclinării fundului și au aspectul unor limbi sau valuri orientate în sensul alunecării sedimentelor. Astfel de forme au fost observate pe fața inferioară a unor gresii fine din faciesul de Colți al Eocenului (fig. 4, 5), precum și a unor bancuri de gresie de Kliwa. Orientarea tegoglifelor este un bun indicator al configurației reliefului fundului.

Concluzii

Pe baza observațiilor efectuate asupra texturilor superficiale ale gresiilor paleogene din Flișul Carpaților orientali putem trage următoarele concluzii:

1. Abundența bioglifelor pe suprafața gresiilor eocene din zona de Tarcău și a gresiilor oligocene din faciesul de Fusaru este o dovedă a sedimentării acestor depozite în condițiile unui bazin marin cu ape aerate care oferea condiții favorabile dezvoltării unei bogate faune epibentonice.

2. Absența bioglifelor pe gresiile de tip Kliwa care alternează cu șisturi bituminoase (disodilice) constituie o dovedă a sărăciei în oxigen și a infectării cu hidrogen sulfurat a apelor de fund, condiții care împiedicau dezvoltarea faunei bentonice în bazinul marin în care s-au acumulat aceste depozite.

3. Orientarea predominantă spre sud a capătului proeminent al turboglifelor de pe gresiile paleogene din zona externă a Flișului Carpaților orientali indică predominarea, în bazinul paleogen, a curenților longitudinali orientați spre nord. Existența unor astfel de curenți explică pe de o parte zonalitatea longitudinală a litofaciesurilor Paleogenului, iar pe de altă parte scăderea treptată a grosimii depozitelor paleogene de la curbura Carpaților orientali spre nord.

4. Variația dimensiunilor turboglifelor trebuie pusă în legătură cu variația vitezelor de deplasare a curenților de fund.

5. Prezența reogligelor și a tegogligelor pe suprafața gresiilor paleogene indică acumularea acestor depozite pe suprafața unui fund marin care prezintă pante pronunțate.

BIBLIOGRAFIE

1. ABEL O. Vorzeitliche Lebensspuren, Gustav Fischer, Jena, 1935.
2. FUCHS T. Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. *Denkschr. Akad. Wiss. math.-naturw. Cl.*, 62, p. 369–448. Wien, 1905.
3. — Über einen Versuch die problematische Gattung Palaeodictyon auf mecanischen Wege künstlich herzustellen. *Verh. geol. Reichsanstalt*, nr. 9, p. 198–305. Wien, 1905.
4. GROSSGHEIM V. A. O anacenii i metodika izuceniaia gheroglifov (na materiale Kavkazkogo flişa). *Izv. AN SSSR, ser. gheol.*, nr. 2, p. 111–120, M.-L., 1946.
5. HVOROVA I. V. Trudi Instituta gheol. nauk, nr. 155. Moscova, 1955.
6. — Biull. MOIP, otdel. gheol., nr. 5. 1958.
7. ILIE M. Asupra prezenței cîtorva specii de Palaeodictyon in România. *D. S. Inst. Geol. Rom. XVIII* (1929–1930). București, 1931.
8. — Note sur l'origine du genre Palaeodictyon (Batrachoides nidificans). *C. R. Inst. Géol. Roum. XXI*, p. 62–64. București, 1937.
9. KORIBA K., HIKI S. On Palaeodictyon and fossil Hydrodictyon. *Jap. J. Bot.*, 10, nr. 4, p. 49. Tokyo, 1939.
10. NOWAK W. Palaeodicty whole Karpatach fliszowych Kwartalnik Geologiczny, Tom III, nr. 1. 1959.
11. PROTESCU O. Asupra originii unor gresii cu hieroglife. *D. S. Inst. Geol. Rom. III*. București, 1912.
12. SEILACHNER A. Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren, *Zs. deutsch. geol. Ges.* 105, nr. 2, p. 214–227. Berlin, 1954.
13. VASSOEVICI N. B. Fliş i metodika ego izuceniaia, Gstoptehizdat. Moscova, 1948.
14. — Usloviia obrazovaniia flişa, Gostoptehizdat. Moscova, 1949.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ПОВЕРХНОСТНОЙ
ТЕКСТУРЫ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ
ФЛИША КАРПАЦИЛОР ОРИЕНТАЛЬ

С. ПАУЛЮК

(Краткое содержание)

На нижней поверхности палеогеновых песчаников бассейнов долин Бузэу и Бистрица, были идентифицированы следующие типы поверхностных текстур: а) пробиоглифы — следы передвижения организмов по поверхности дна; б) биодиаглифы — следы передвижения и питания организмов внутри отложений; в) турбоглифы — следы донных течений; г) ксинмоглифы — следы царапания дна телами, увлеченными течениями; д) реоглифы — следы протекания отложений по уклону дна; е) тегтоглифы — следы отпечатков грубообломочных и тонкозернистых отложений.

Отсутствие пробиоглифов биодиаглифов в зоне песчаника Клива, а также и битуминозных сланцев — служит доказательством заражения H_2S донных вод названного бассейна.

Простиранье турбоглифов указывает на преобладание продольных течений, в палеогеновом бассейне флиша, в северном направлении, а наличие реоглифов и тегтоглифов — служит доказательством наличия более оконтуренных уклонов на дне этого бассейна.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES TEXTURES SUPERFICIELLES DES
GRÈS PALÉOGÈNES DANS LE FLYSCH EXTERNE DES CARPATES
ORIENTALES

PAR

S. PAULIUC

(Résumé)

Dans les bassins des vallées du Buzău et de la Bistrița sur la surface inférieure des grès paléogènes ont été identifiées les textures superficielles suivantes: a) probioglyphes — piste de reptation des organismes sur la surface du fond; b) biodiaglyphes — piste de reptation et d'alimentation des organismes à l'intérieur des sédiments; c) turboglyphes — marques des courants de fond; d) xinmoglyphes —

marques de rayures sur le fond, dues aux corps entraînés par les courants; e) réoglyphes — marques de la coulée des sédiments sur la pente du fond; f) teggoglyphes — empreintes des sédiments grossiers dans les sédiments finement grenus.

L'absence des probioglyphes et des biodiaglyphes dans la zone du grès de Kliwa et des schistes bitumineux témoigne de la contamination avec H_2S des eaux de fond du bassin respectif.

L'orientation des turboglyphes montre que dans le bassin paléogène du Flysch prédominent les courants longitudinaux à orientation Nord, tandis que la présence des réoglyphes et des teggoglyphes prouve l'existence d'une pente prononcée sur le fond de ce bassin.

CONTRIBUȚIUNI LA STUDIUL FLIȘULUI CRETACIC ȘI PALEOGEN DIN TRE BÎSCA MARE ȘI ZĂBALA¹⁾

DE

S. PAULIUC

I. Introducere

Regiunea de care ne ocupăm este situată în zona de curbură a Carpaților orientali. Ea se delimitizează la nord printr-o linie ce unește D. Siclău cu muntele Lăcăuț, la est prin culmea Lăcăuț—Giurgiu—Neharna, la sud prin cursul inferior al râurilor Bîsca Mare și Bîsca Mică, iar la vest prin culmea Păpăuți—Paltinul.

Relieful acestei regiuni este muntos, cu altitudini maxime (1400—1777 m) în partea centrală în culmile Manișca, Cilianoș, Penteleu și în partea estică în culmea Lăcăuți — Goru — Giurgiu. Altitudinile relative variază între 200 m în partea nord-vestică și 700—1000 m în partea de sud și de est.

Regiunea este drenată de râurile Bîsca Mare și Bîsca Mică și de afluenții acestora (P. Dîrnău, P. Patacu, P. Cernatului, P. Șapte izvoare, P. Mușei, P. Giurgiului, etc.)

În cele ce urmează prezentăm rezultatele cercetărilor geologice pe care le-am executat în această regiune în anii 1956 și 1957.

II. Istoriciul cercetărilor

Primele date geologice, care se referă la partea nordică a regiunii de care ne ocupăm, sănt cuprinse în lucrarea lui FR. HERBICH asupra «Tării Secuilor» (1878).

Între 1877—1940 contribuții importante la studiul depozitelor cretacice și paleogene din zona mediană a Flișului Carpaților orientali au fost aduse de S. ATHANASIU (1), I. P. VOIȚEȘTI (25), D. M. PREDA (24), G. MACOVEI (15), I. ATANASIU (2, 3), G. MURGEANU (16, 17), M. G. FILIPESCU (16, 9), O. PROTESCU (26) și N. ONCESCU (19).

¹⁾ Comunicare în ședința din 14 Aprilie 1959.

Cercetările întreprinse între 1938 și 1948 de N. GRIGORAȘ (11, 12), I. PĂTRUȚ (20), GR. POPESCU (23) și FL. OLTEANU (18) în cadrul zonei gresiei de Tarcău au dus la o orizontare mai amănunțită a depozitelor paleogene din această zonă și la identificarea faciesului intern de tip Krosno (Fusaru) al Oligocenului.

Pe harta geologică la scara 1.500.000 a Comitetului Geologic, în cadrul perimetrlui de care ne ocupăm Oligocenul în facies de Fusaru nu a fost separat.

O orizontare detaliată a depozitelor cretacice și paleogene din zona gresiei de Tarcău a fost dată în 1955 de I. BĂNCILĂ (4). În 1954, autorul lucrării de față a separat cartografic în bazinul superior al râului Tarcău (22), orizontul gresiei de Tarcău și cel al stratelor de Plopou în Eocenul din această regiune și orizontul șisturilor disodiliforme și al gresiei de Fusaru în Oligocen.

III. Date stratigrafice

În cadrul regiunii cercetate apar la zi depozite aparținând seriei Șisturilor negre, Cenomanian-Turonianului, Senonianului, Eocenului, Oligocenului și Cuaternarului.

A) **Seria Șisturilor negre.** Cretacicul inferior este reprezentat în cadrul regiuni, de care ne ocupăm prin Seria Șisturilor negre. Depozite aparținând acestei serii au fost găsite de noi în loc într-o serie de puncte situate în lungul dislocației Chimu—Păpăuți, din partea de vest a regiunii, precum și sub formă de blocuri, la izvoarele râului Bîsca Mică, pe R. Zăbala și pe P. Giurgiului.

În lungul dislocației Chimu—Păpăuți, șisturile negre apar bine deschise la nord de șaua de la P. Ruginit, pe cursul superior al pîrului Dîrnăul Mare și P. Chimului, affluent al Pîrului Cireșului.

În șaua de la sud de Vf. Chiuzu—Păpăuți apar șisturi argilitice negre, foioase, cu mici lentile de sferosiderite, care suportă un pachet de gresii cuarțitice sticioase, glauconitice. Aceste depozite aparțin, prin caracterele lor litologice, complexelor șistos și al gresiilor glauconitice, separate de M. G. FILIPESCU în seria Șisturilor negre de la Covasna (10). Complexul șistos, după cum arată autorul citat, revine Barremian—Apitanului, iar cel glauconitic Albianului superior—Cenomanianului.

La izvoarele râului Bîsca Mică, la cca 1 km în aval de exploatarea Goru, apar gresii dure cuarțitice în strate de 40—80 cm, cu intercalări de șisturi argiloase negre. Acestea aparțin probabil complexului gresiilor sticioase glauconitice din Seria Șisturilor negre.

B) **Cenomanian — Turonianul.** Complexul gresiilor glauconitice suportă în șaua Păpăuți și la izvoarele râului Bîsca Mică un complex de șisturi argiloase negricioase și roșii. Aceste depozite corespund atât ca litologie cât și ca poziție stratigrafică Stratelor de Zagon descrise de M. G. FILIPESCU (10). Vîrstă acestui complex este, după autorul citat, cenomanian-superioară—turonian-inferioară.

C) Senonianul. Depozite aparținând Senonianului în faciesul stratelor de Hangu au fost semnalate de N. GRIGORAŞ (12) în lungul marginii estice a părții de Tarcău, precum și în zonele Lapoș, Neharina Mică și Furu — P. Tisei, situate la est de regiunea de care ne ocupăm.

În cadrul cartării geologice pe care am executat-o pe cursul inferior al râurilor Bisca Mare și Bisca Mică, în 1956, am atribuit Senonianului un complex de depozite predominant marnoase, care apar în axul anticinalului Cernatu—Mușa și care conțin fragmente de Inocerami.

În vara anului 1957 am identificat același complex de depozite pe prelungirea nordică a anticinalului Cernatu—Mușa, în bazinul Pîrului Hîrboca și Pîrului Argintăriei, precum și în alte patru zone orientate N—S: zona Dobroslav pe R. Bisca Mică și zonele Bisculița, Coriile și Surduc în bazinul rîului Bisca Mare.

În zona Cernatu—Mușa apare un complex de depozite marnoase care dau un relief caracteristic cu pante line, cu alunecări de teren foarte frecvente și cu deschideri rare. Pe P. Cernatu, între izvorul Pasărea și izvorul Feții Cernatului, acest complex cuprinde: Marne cenușii nisipoase, micacee, cu spărtură aşchioasă, în strate de 20—40 cm, care alternează cu strate decimetrice de gresii curbicortice cu hieroglife. Pe fața interioară a acestor gresii se observă rare fragmente din stratul prismatic al unor Inocerami mari. În stratele grezoase se observă uneori impresiuni de *Taunurus briantheus*. Marno-

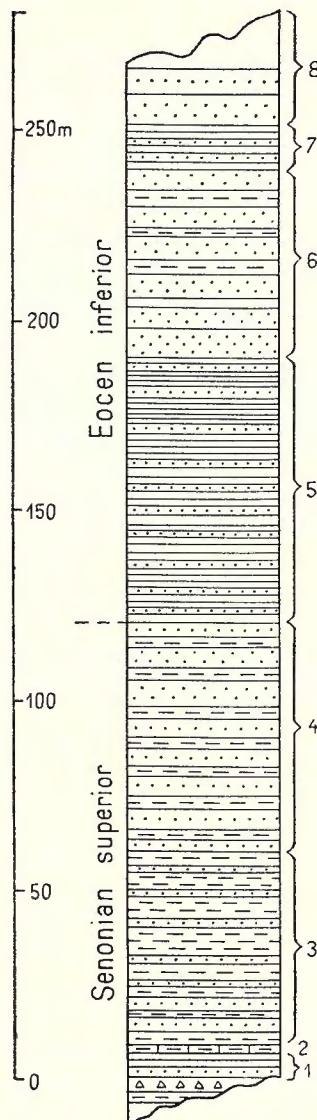


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor senonian-eocene pe Valea Hîrboca.
1, alternanță de gresii cenușii-albăstrui diaclazate, curbicortice, în strate de 10—50 cm, marne albăstrui și roșii cu Fucide, microbreći calcaroase cu elemente verzi și fragmente de Lamelibranchiate, Brachiopode și Echinoderme; 2, marnocalcar liliografic cu Fucide; 3, gresii biotitice cenușii în strate de 10—50 cm, alternând cu marne foioase verzi; 4, gresii micacee biotitice grosiere, în strate de 2—4 m, cu intercalatii de marne nisipoase; 5, marne argiloase verzi și roșietice—violacee, cu intercalatii decimetrice de gresii glauconitice dure, sticloase, verzu; 6, gresii micacee grosiere dure, în strate de 2—4 m, cu intercalatii, decimetrice de gresii feruginoase glauconitice; 7, marne roșii și verzi, cu intercalatii de marne șistosae; 8, gresii micacee grosiere dure, în strate de 2—4 m, cu intercalatii, decimetrice de gresii feruginoase glauconitice; 8, gresie de Tarcău masivă, slab cimentată.

calcare cenușii-albicioase fine, cu aspect litografic, în strate de 3—5 cm, cu frecvențe Fucoide de tip *Chondrites* (urme de viermi pelofagi). Argile verzi și vișinii șistoase, care apar ca intercalații în partea superioară a complexului. Supuse

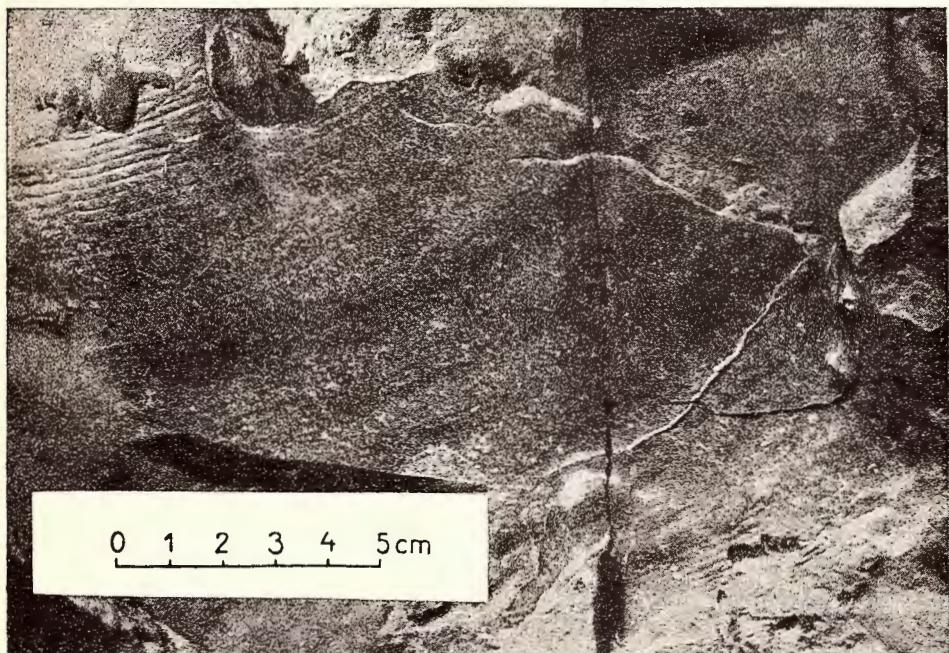


Fig. 2. — *Inoceramus* cf. *salisburgensis* FUGG et KARSTEN.

spălării, aceste argile s-au dovedit a fi sterile din punct de vedere micro-paleontologic.

Am atribuit acestui complex vîrstă senoniană, pornind de la faptul că el conține fragmente de Inocerami, și de la unele asemănări pe care le are cu Stratele de Hangu.

În zona Hîrboca—P. Argintăriei depozitele atribuite Senonianului au o largă dezvoltare în suprafață și prezintă deschideri mai bune (fig. 1).

Pe principalul affluent drept al Văii Hîrboca am găsit un exemplar fragmentar de *Inoceramus salisburgensis* FUGG. et KASTN. (fig. 2), precum și fragmente mai mici de Inocerami.

Remarcăm faptul că seria de depozite descrisă mai sus are o direcție E—W și înclinări de 50—80° spre sud, în timp ce seria gresiilor de Tarcău, care urmează deasupra Senonianului, are poziții ce oscilează între N—S/30° W și N 30° W/20° S.

În zonele Dobroslav, Bisculița, Corile și Surduc, Senonianul apare frămîntat în axele unor structuri anticlinale, fiind reprezentat prin marnocalcare litografice albicioase, fin diaclazate, marne șistoase verzi, roșietice și albicioase, gresii calcaroase puternic diaclazate și gresii micacee cu *Taunurus briantheus*.

Aceste depozite provoacă alunecări și adevărate curgeri de teren. Masa alunecărilor este constituită dintr-o pastă de marne roșii și verzi, care includ blocuri variate ca mărime, de marno-calcare, gresii, microbrecii, etc.

Vîrsta senoniană a depozitelor descrise este indicată de prezența formei *Inoceramus salisburgensis* FUGG. et KARSTEN. În Carpații orientali, *Inoceramus salisburgensis* este citat în partea superioară a Stratelor de Hangu (Strate cu Inocerami) și anume în bazinul Trotușului pe V. Larga (6), iar în bazinul Bistriței pe P. Cetățuia (15). Deasemeni este citat și pe V. Agapiei (14).

Ținând seama de acesta, atribuim depozitelor cu Inocerami descrise mai sus vîrstă campanian-maastrichtiană.

Din punct de vedere litofacial, depozitele senoniene din bazinul rîurilor Bîsca Mare și Bîsca Mică reprezintă o formă de trecere de la faciesul Stratelor de Hangu propriu zis la Senonianul roșu din zonele mai interne ale Flîșului.

D) Eocenul. Depozitele eocene ocupă cea mai mare parte din suprafața regiunii de care ne ocupăm. Ele se dezvoltă pe flancurile cutelor sub forma unor benzi largi care se contopesc spre partea de nord a regiunii.

Începînd din marginea vestică a regiunii și pînă la linia tectonică Gura Milii – Mușa Mică, Eocenul este reprezentat în faciesul tipic al gresiei de Tarcău. La sud-est de această linie faciesul gresiei de Tarcău este înlocuit prin faciesul de Colți (N. GRIGORAȘ) = faciesul gresiilor cu hieroglife (M. G. FILIPESCU, 8).

În zona ocupată de faciesul gresiei de Tarcău se pot distinge net două orizonturi ale Eoceanului, inegale ca grosime: orizontul gresiei de Tarcău sau orizontul inferior și orizontul superior sau orizontul Stratelor de Plop.

1. Orizontul gresiei de Tarcău reprezintă masa principală a depozitelor eocene din regiune. Grosimea lui variază între 1000 m în partea de est a regiunii și 160 m în partea centrală și vestică. El este format la est de P. Patacu dintr-o alternanță ritmică de pachete predominant grezoase, cu pachete predominant marno-argiloase, a căror grosime variază între 20 și 60 m. Spre vest, pachetele predominant grezoase cresc în grosime și se contopesc, formînd adevărate complexe grezoase cu grosimi ce ating 200–300 m.

Pachetele predominant grezoase se caracterizează printr-o structură ritmică evidentă. Rîmurile sau polistratetele (N. B. VASSOEVICI (28, 29), au grosimi de 1–5 m, excepțional ajungînd pînă la 15 m. În alcătuirea rîmurilor intră în mod obișnuit două elemente și anume: o gresie dură micacee grosieră și o marnă sau argilă nisipoasă.

Elementul grezos are întotdeauna o grosime mai mare, reprezentînd 85—95% din grosimea totală a ritmului, în timp ce elementul marno-nisipos apare ca intercalăii a căror grosime formează 5—15% din grosimea acestuia.

În partea mijlocie și superioară a orizontului gresiei de Tarcău, ritmurile prezintă uneori și un al treilea element reprezentat printr-un marnocalcar fin, albicios sau verzui, a cărui grosime nu depășește în general 10 cm (cca 1—2% din grosimea ritmului).

Primul element al ritmului, elementul psamitic-psefitic, este format dintr-o gresie cuarțoasă micacee, dură, de culoare cenușie-albăstruie în spărtură proaspătă și cenușie murdară pe suprafețele alterate. După cum a arătat M. G. FILIPESCU (8), în alcătuirea acestor gresii intră ca elemente principale: cuarț detritic de origine metamorfică, feldspați potasici și plagioclazi acizi, muscovit, fragmente de șisturi cloritoase și de cuartite. Mineralele autogene din compoziția acestor gresii sunt glauconitul și, mai rar, pirlita, iar mineralele grele cele mai frecvente sunt: zirconul, granatul, staurolitul, titanitul, etc. Cimentul este calcaros.

Stratele grezoase prezintă o structură gradată, adică o scădere treptată a dimensiunilor granulelor de la baza stratului spre partea superioară. Uneori partea inferioară a straturilor mai grezoase este reprezentată printr-un microconglomerat de elemente rulate de cuarț și micașist, cu diametrul de 1—3 cm, prinse într-un ciment grezos.

Spre partea superioară, stratul prezintă o granulație mai fină și o separație în plăci. Pe suprafețele de separație se observă o abundență de muscovit și numeroase resturi de plante.

Un fapt interesant de remarcat este prezența în masa straturilor grezoase a unor corpuri ovale de marnocalcare care prezintă un sistem foarte regulat de diaclaze concentrice și radiare (fig. 3). Aceste corpuri reprezentă probabil fragmente rotunjite de sediment marno-calcaros nediagenizat, care au fost incluse în strate nisipoase și au suferit procesul de litificație concomitant cu acesta din urmă. În cursul litificației corpurile de marnocalcare au suferit un proces de deshidratare chimică, treptată, care a determinat fisurarea concentrică și radiară a acestora, sistemul de fisuri fiind umplut cu calcit.

Fisurile se dispun în general perpendicular pe stratificație. Grosimea lor descrește treptat pe măsura pătrunderii lor din partea superioară pelitică a stratului spre partea inferioară aleuro-psamitică.

Prin aspectul său litologic, marnocalcarul din constituția acestor corpuri se apropie foarte mult de marnocalcarele care reprezintă al treilea element al ritmului în stratele vecine.

Cel de al doilea element al ritmului în cadrul pachetelor predominant grezoase este reprezentat printr-o marnă nisipoasă cenușie închisă, mai rar o argilă cenușie-verzui.



Fig. 3. — Concrețiune cu Septarii din orizontul gresiei de Tarcău (Valea Bîsca Mare).

Elementul al treilea al ritmului se întâlnește relativ rar. El este reprezentat printr-un marnocalcar fin și se caracterizează prin prezența frecventă a unui sistem de fisuri diferit orientate, apărute probabil în cursul diagenezei.

Pachetele predominant argilo-marnoase prezintă de asemenea o structură ritmică, însă grosimea ritmurilor este aici mult mai redusă, ea oscilând între 0,1—1,2 m. În alcătuirea ritmurilor aici intră un element psamitic, a cărui grosime nu depășește în general jumătate din grosimea ritmului, și un element aleuro-pelitic, a cărui grosime reprezintă 60—80% din grosimea ritmului.

Elementul psamitic este constituit din gresii curbicorticale cenușii închise-albăstrui, în strate de 5—40 cm. Aceste gresii sunt formate predominant din cuarț relativ bine sortat, cu dimensiuni în general sub 0,5 mm. Cimentul lor este calcaros argilos.

Pa față inferioară, gresiile prezintă frecvent hieroglife. Spre partea superioară se observă o trecere gradată la elementul marnos.

Cel de al doilea element al ritmului este reprezentat printr-o marnă nisipoasă cenușie, care formează strate neregulat strivite, cu grosimi ce ajung pînă la 1,5 m.

În partea mijlocie și superioară a orizontului gresiei de Tarcău, marnele verzui prezintă un aspect vărgat, alternînd cu marne violacee-roșietice.

Trebue remarcat faptul că pachetele predominant marnoase apar mult mai rar în aflorimente decît cele grezoase. Ele dă adesea un relief acoperit, cu pante relativ line și uneori cu alunecări.

2. Orizontul superior al Eocenului (Strate de Plop). Acest orizont se dezvoltă sub forma unor benzi relativ înguste, în flancurile sinclinalelor cu Oligocen în ax. Pe R. Bîsca Mare, după cum a arătat N. GRIGORAȘ (12), el are o grosime de cca. 250 m.

Marno-argilele au o culoare verde, uneori roșietică, și prezintă Fucoide de tip *Chondrites*. Ele reprezintă în general 2/3 din grosimea ritmurilor. Gresiile se caracterizează printr-o stratificație de curenți (încruciașată) și sunt constituite din granule de cuarț și feldspați cu rare lamele de muscovit.

La partea superioară a Stratelor de Plop se întâlnește un nivel de marnocalcare albicioase și gresii calcaroase, care suportă șisturi disodiliforme și menilite.

Orizontul Stratelor de Plop prezintă asemănări litologice cu unele pachete marnoase ale orizontului gresiei de Tarcău. El se distinge însă prin poziția sa stratigrafică, la baza menilitelor, și prin grosimea sa mai mare.

E) Oligocenul. În cadrul regiunii de care ne ocupăm, Oligocenul apare sub două faciesuri: faciesul gresiei de Kliwa, care se întâlnește în partea de sud-est a regiunii, și faciesul gresiei de Fusaru, care se întâlnește în partea ei de nord-vest. Aceste două faciesuri se întrepătrund în zona Gura Milii—Mușica.

Faciesul gresiei de Kliwa este dezvoltat cu caracterele sale tipice în zonele Monteoru — Neharna Mare și Gura Milii—Mușica.

Zona Monteoru—Neharna Mare. În această zonă depozitele oligocene sunt bine deschise în P. Brebului, unde prezintă următoarea succesiune stratigrafică.

1. *Orizontul gresiei de Lucăcești* se dispune normal peste Stratele de Plop. El are o grosime de cca 20 m și este reprezentat printr-un pachet de gresii de tip Kliwa în strate de 2—3 m, cu intercalații decimetrice de marne negricioase nisipoase.

2. *Orizontul marnelor brune bituminoase și al menilitelor inferioare* urmează normal peste gresia de Lucăcești. El este format din marnocalcare brune grosiere bituminoase, albe pe suprafețele expuse alterației, în strate de 30—40 cm, care alternează cu diatomite silicificate conținând solzi de *Clupea* și dinți de *Scualis*.

Pe V. Bîsca Mică au fost găsite numeroase exemplare de *Clupea longimana* HAECKEL și *Scorpoenides popovicii* PRIEM.

Aceste forme au fost citate și de C. STOICA (27) pe V. Sibiciului, împreună cu o microfaună oligocenă.

3. *Orizontul șisturilor disodilice* se dezvoltă pe grosimi de 100—150 m. El este format din pachete de șisturi disodilice de 1—2 m grosime, cu intercalații de 25—50 cm de gresii de Kliwa și gresii curbicorticale. Orizontul marnelor brune bituminoase și cel al șisturilor disodilice se urmăresc greu cartografic, datorită faptului că sunt laminate sau cutate disarmonic în raport cu gresia de Kliwa.

4. *Orizontul gresiei de Kliwa* este bine dezvoltat în basinul râului Bîsca Mică. Pe P. Șapte Izvoare, acest orizont este deschis continuu pe o grosime de cca 650 m. El este format dintr-o alternanță ritmică de gresii în strate de 2—4 m și șisturi disodilice în pachete de 20—60 cm.

Gresiile sunt albe, uneori gălbui, și constituie din granule fine și mijlocii de cuarț cu un ciment silicios. Pe fața inferioară unele bancuri grezoase prezintă hiroglife lobate cu aspect de frunze de stejar.

Zona Gura Milii — Mușica. În această zonă situată imediat la nord-vest de zona Monteoru — Neharna, Oligocenul păstrează faciesul de Kliwa, dar prezintă și unele caractere de tranziție spre faciesul de Fusaru care se dezvoltă spre interior.

În această zonă distingem următoarele orizonturi:

1. *Orizontul marnelor brune bituminoase și al menilitelor inferioare* urmează normal peste Stratele de Plop și are la gura pârâului Mușica o grosime de cca 40 m. Este format din șisturi argiloase-nisipoase cu intercalații decimetrice de marne brune slab bituminoase cu treceri la menilite.

În bazinul Pîrîului Milii, acest orizont se caracterizează prin prezența unor lentile de marnocalcare foarte feruginoase (pelosiderite), caracteristice orizontului inferior al Oligocenului în faciesul de Fusaru.

2. Orizontul șisturilor disodilice și al gresiei de Kliwa este alcătuit dintr-o alternanță de gresii de Kliwa și șisturi disodilice relativ grosiere, vizibilă în V. Bîsca Mare pe o grosime de cca 700 m.

Șisturile disodilice au o dezvoltare mai mare în partea inferioară a acestui orizont. În partea mijlocie a orizontului se intercalează un pachet de 10–30 m de gresii micacee, care reprezintă o pătrundere a faciesului de Fusaru.

3. Orizontul Stratelor de Vinețișu este deschis pe o mică porțiune numai pe R. Bîsca Mare și pe culmea Mușica. El este reprezentat prin gresii micacee calcaroase, curbicorticale, cu hieroglife, în strate de 10–30 cm, care alternează cu marne cenușii nisipoase.

Prin poziția sa stratigrafică acest orizont este probabil un echivalent al Stratelor de Podu Morii.

Faciesul Gresiei de Fusaru. Depozitele oligocene în faciesul gresiei de Fusaru se dezvoltă la nord-vest de axul anticlinalului Cernatu–Mușa. În succesiunea acestor depozite distingem două orizonturi: orizontul șisturilor disodilice și disodiliforme și orizontul gresiei de Fusaru.

1. Orizontul șisturilor disodilice și disodiliforme este alcătuit din șisturi argiloase nisipoase feruginoase, de culoare cenușie închisă–negricioasă, cu intercalații lenticulare de marno-calcare sideritice brune și gresii micacee friabile. În partea inferioară el cuprinde intercalații de menilită tipice în strate de 2–5 cm, care alternează cu șisturi disodilice tipice bogate în resturi de Pești.

Menilitile tipice au fost întâlnite în cadrul regiunii noastre la izvoarele pîrîului Saroș, pe afuenții Pîrîului Ruginit, pe R. Bîsca Mare la Comandău și Dîrnău, pe P. Patacu și în alte puncte.

La obîrșia pîrîului Patacu și în malul drept al rîului Bîsca Mare, în aval de Comandău, am recoltat numeroase resturi de Pești, din care am determinat: *Clupea longimana* HAECK. și *Seranus budensis* HAECK.

Formele de *Clupea longimana* HAECK. sunt aproape identice cu cele găsite pe R. Bîsca Mică în faciesul tipic al gresiei de Kliwa.

Forma *Seranus budensis* HAECK., după cum arată M. PAUCĂ (21), este caracteristică pentru Oligocenul mediu.

Grosimea orizontului de șisturi disodilice și disodiliforme este de 100–180 m. Prezența menilitelor, a disodilelor și a speciilor menționate de Pești fosili ne îndrepătășesc să paralelezăm acest orizont cu orizontul menilitelor inferioare și al disodilelor din zona de dezvoltare a faciesului de Kliwa.

2. Orizontul gresiei de Fusaru. După cum au demonstrat N. GRIGORAŞ (12), GR. POPESCU (23), FL. OLTEANU (18) și I. BĂNCILĂ (4), acest orizont este un echivalent stratigrafic al gresiei de Kliwa, dezvoltat într-un facies asemănător gresiei de Tarcău. În alcătuirea lui întâlnim o alternanță ritmică de gresii micacee grosiere, în strate de 0,5–5 m, și marne negricioase micacee cu lentile de marnocalcare sideritice.

Depozitele orizontului gresiei de Fusaru se pot distinge de cele ale orizontului gresiei de Tarcău prin lipsa intercalajilor de marne verzi și roșii, prin prezența lentilelor de marnocalcare sideritice, dar mai ales prin poziția lor stratigrafică deasupra șisturilor disodilice și a menilitelor.

În partea inferioară a acestui orizont se întâlnesc bancuri de gresii de 0,6–1 m, cu aspect foarte asemănător cu cel al gresiei de Kliwa. Aceste gresii au o structură granulară medie și sunt relativ sortate. Ele sunt formate în majoritate din granule de cuarț și de feldspat, cu rare lamele de muscovit.

Orizontul gresiei de Fusaru este deschis pe grosimi de 500–800 m, partea lui superioară fiind erodată.

IV. Tectonica

Din punct de vedere al tectonicei de ansamblu, perimetruл de care ne ocupăm se încadrează în Unitatea Pînzei mediane a Flișului în accepțiunea dată de M. G. FILIPESCU (8). Înținând seama de acest fapt, studiul tectonic al acestui perimetru implică pe de o parte stabilirea structurii tectonice a unității în pînză, iar pe de altă parte stabilirea raporturilor dintre pînză și autohton.

În ceea ce privește unitatea în pînză, cele mai importante structuri tectonice care au fost puse în evidență în cadrul regiunii noastre sunt următoarele (de la sud-est la nord-vest): anticlinalul Cernatu–Mușa, sinclinalul Penteleu–Giurgiu, anticlinalul Dobroslav–Goru, sinclinalul Manișca, anticlinalul Cupanului, sinclinalul Țigăncii, sinclinalul Patacu – Giurca–Meneș, anticlinalul Surduc – Toplița, sinclinalul Dîrnău – Horzagu, dislocația Chimu – Păpușu.

Anticlinalul Cernatu–Mușa a fost identificat de N. GRIGORAŞ în profilul rîului Bîsca Mare și a fost urmărit de noi spre nord pînă la gura văii Mușa. În axul acestei structuri apar depozite senoniene cu Inocerami. Aceleași depozite apar și în boltirea de pe V. Hîrboca–Giurgiu, care se continuă spre nord–est pînă în V. Zăbala.

La sud de Vf. Penteleu, anticlinalul Cernatu–Mușa este afectat în flancul estic de o falie longitudinală. Spre sud-vest el pare să se continue cu anticlinalul Cătiașu din V. Buzăului.

Flancul sud-estic al anticinalului Cernatu—Mușa prezintă în partea de nord a regiunii înclinări de $30\text{--}40^\circ$, în timp ce spre sud înclinările cresc ajungînd uneori chiar la verticală.

La sud-est acest flanc este afectat de o importantă fractură, în lungul căreia depozitele eocene ale zonei Gura Milii—Zănoaga încalcă spre nord-vest depozitele oligocene din zona învecinată. Amploarea acestei dislocații crește de la nord spre sud-vest. Astfel, în profilul P. Șapte Izvoare săritura ei este de ordinul a $400\text{--}500$ m, în timp ce în profilul R. Bîsca Mare, săritura ei depășește 1000 m.

Această fractură reprezintă continuarea importantei linii tectonice care mărginește spre nord Pintenul de Văleni și este cunoscută sub numele de falia Drajnei.

În legătură cu această linie tectonică trebuie puse izvoarele sărate iodurate de la Coliba de Piatră și P. Sărat de pe R. Bîsca Mică.

Zona Gura Milii—Zănoaga este încălecată la rîndul ei dinspre sud-est de către Zona Varlamu—Brebu.

Flancul nord-vestic al anticinalului Cernatu—Mușa este constituit din depozite în faciesul gresiei de Tarcău. Înclinările stratelor sunt de $60\text{--}80^\circ$ în partea axială și scad treptat spre axul sinclinalului.

Sinclinalul Penteleu—Giurgiu a fost pus în evidență de N. GRIGORAȘ în profilul R. Bîsca Mare și a fost urmărit de noi spre nord pînă la vest de Muntele Giurgiu. Înclinările flancurilor lui cresc de la $20\text{--}30^\circ$ în V. Bîsca Mică la 60° în V. Bîsca Mare.

Ca urmare a eroziunii diferențiale, gresiile masive de Tarcău din flancul estic al acestui sinclinal au format importanta creastă Penteleu—Ciulianoș.

Anticinalul Dobroslav—Goru se întinde între exploatarea Goru și Fagul Alb. El prezintă o vădită coborîre axială spre sud, în timp ce spre nord el atinge marginea Pînzei de Tarcău. Este un anticinal normal cu înclinări ale flancurilor de $40\text{--}60^\circ$.

Interesant de remarcat este faptul că acest anticinal se găsește în prelungirea unei importante falii din autohtonul Pînzei de Tarcău de la izvoarele rîului Putna.

În axul acestui anticinal apar șisturi negre și depozite senoniene.

Sinclinalul Manișca, anticinalul Cupanului și sinclinalul Tigăncii formează un fascicol de cufe paralele normale cu înclinări ale flancurilor de $20\text{--}50^\circ$. Aceste cufe nu au o dezvoltare mare pe direcție.

Sinclinalul Patacu—Giurca—Meneș este un important element structural care a fost urmărit de noi între gura Patacului și D. Pilisi. Spre sud, după cum au arătat N. GRIGORAȘ (12) și GR. POPESCU (23), el se continuă pînă la Cașoca, iar spre nord el a fost urmărit de M. G. FILIPESCU pînă la Ojdula.

În partea nordică a regiunii, acest sinclinal are o structură simetrică, prezintând înclinări ale flancurilor de 30—40°. La sud de culmea Slobodul flancul său estic este afectat de o falie longitudinală, care se continuă de asemenei pînă în V. Buzăului. Examinat longitudinal, sinclinalul prezintă o ridicare axială la nord de Comandău și o afundare maximă în bazinul pîraielor Patacu și Giurca.

În umplutura lui se dezvoltă depozite oligocene în faciesul de Fusaru.

Anticlinalul Surduc — Toplița este de asemenei unul din elementele cele mai importante ale structurii regiunii. El a fost urmărit de noi între gura pîrîului Surducu Mare și șaua de la obîrșia pîrîului Toplița. Spre sud el se continuă pînă în V. Buzăului la Băile Siriu, iar spre nord el se continuă pînă la Poiana Uzului.

În simburele lui apar depozite senoniene. Flancul vestic al acestei cîte este normal și prezintă înclinări de 40—70°. În partea de sud a regiunii flancul estic are o poziție răsturnată, cu înclinări de 70—85° spre vest. Acest flanc este afectat de o falie longitudinală — falia Coriile — care se continuă spre sud pînă la Gura Siriu. Compartimentul ridicat al acestei falii este cel estic.

Este de remarcat prezența unor izvoare sulfuroase în zona axială a acestui anticlinal în apropiere de Comandău, într-o poziție analogă izvoarelor de la Băile Siriu.

Sinclinalul Dîrnău — Horgazu se dezvoltă în lungul regiunii de care ne ocupăm, continuîndu-se spre nord pînă în V. Covasnei. Spre sud, acest sinclinal traversează R. Buzău la gura Văii Sasului și se continuă mult spre sud-vest, aflîndu-se în prelungirea cuvetei de Slănic.

Flancul estic al acestui sinclinal prezintă înclinări de 30—40°, cel vestic este faliat și încălecat dinspre vest. În umplutura sinclinalului se dezvoltă depozite oligocene în faciesul de Fusaru.

Între Dîrnău și Comandău a fost pus în evidență un sinclinal faliat, de mai mică ampoloare, în umplutura căruia apar de asemenei depozite oligocene.

Este interesant de remarcat faptul că sinclinalul Dîrnău—Horgazu pare să sufere și în Cuaternar o mișcare de coborîre relativă, fapt dovedit de înmlăștinirea văilor Ruginita și Saroș.

Dislocația Chimu—Păpăuți a fost urmărită între gura Chimului și culmea Chiuzu—Păpăuți. În lungul ei apar în mod discontinuu depozite cretacice. Spre nord această dislocație se continuă pînă în V. Covasnei, iar spre sud ea se continuă cu anticlinalul de la gura Arțagului.

Examinînd un profil transversal al regiunii de care ne ocupăm, constatăm următoarele:

Începînd din marginea vestică a regiunii și pînă la anticlinalul Surduc—Toplița se observă o tendință de încălecare spre est.

La est de anticlinalul Surduc—Toplița, începînd de la falia Coriile—Gura Siriului și pînă la marginea estică a regiunii, încălecările observabile la suprafață sunt orientate în sens invers de la est la vest.

Un examen longitudinal al elementelor structurale menționate ne duce la următoarele constatări:

În ansamblu, cutele prezintă o tendință de aplatisare de la sud spre nord, în special la nord de linia Mușa—Ghiula. Această aplatisare este marcată prin scăderea înclinării flancurilor cutelor și prin reducerea frecvenței și amplitudinii faliilor longitudinale.

Structurile descrise prezintă, în mare, o tendință generală de coborîre axială spre sud și sud-vest. Acest lucru remarcat de N. GRIGORAȘ este dovedit de apariția depozitelor mai vechi în axul anticlinalelor la nord de R. Bîsca Mare și de absența lor în profilul R. Buzău.

Urmărind spre sud—vest structurile descrise în cadrul regiunii noastre, observăm că anticlinalele Surduc—Toplița și Cernatu—Mușa converg spre sud-vest, intrînd în constituția zonei axiale a Pintenului de Homorîciu, în timp ce structurile situate la sud-est de falia Gura Milii—Mușica se continuă în Pintenul de Văleni.

Problema raporturilor dintre unitatea în pînză și autohton este greu de lămurit; lipsa unor ferestre tectonice și a forajelor nu ne permite să precizăm pînă unde se extinde spre vest unitatea autohtonă pe sub pînză. Din această cauză trebuie să ne limităm la discutarea ipotezelor care se pot face pornind de la analiza datelor de suprafață.

Interpretarea în pînză, încălecată peste un Paleogen de tip marginal, a unității de Tarcău, se bazează, în cadrul regiunii de care ne ocupăm, după cum a arătat N. GRIGORAȘ, pe următoarele argumente: *a)* diferența de facies dintre Paleogenul pînzei și al autohtonului; *b)* raporturile de suprapunere a celor două unități observate în cursul superior al rîului Zăbala; *c)* prezența izvoarelor sărate în cadrul unității în pînză; *d)* diferența dintre stilul de cutare frâmînat al unității în pînză și stilul relativ liniștit al unității inferioare.

Analizînd harta geologică, observăm că unitatea autohtonă pătrunde spre vest în semifereastra Putnei pînă la anticlinalul Dobroslav. Extrapolînd spre sud, putem admite extinderea autohtonului cel puțin pînă la axul acestui anticlinal.

În ceea ce privește raporturile dintre tectonica pînzei și cea a autohtonului, I. DUMITRESCU (7) a constatat în regiunea Oituzului că boltirilor anticlinale ale pînzei le corespund în general boltiri ale autohtonului. Această corespondență poate fi observată și în partea de nord a regiunii noastre, unde ridicarea Hîrboca—Zăbala din regiunea pînzei se află pe prelungirea ridicării autohtonului din Masivul Goru. Pornind de la aceasta, putem presupune că însăși suprafața de încălecare a fost afectată de mișcările de cutare ulterioare punerii în loc a pînzei.

V. Evoluția geologică a regiunii

Pe baza datelor stratigrafice și tectonice analizate mai sus vom încerca reconstituirea trăsăturilor generale ale evoluției geologice a regiunii de care ne ocupăm.

În Cretacicul inferior, după cum a arătat M. G. FILIPESCU (10), în întreaga zonă a Flișului extern a avut loc acumularea Seriei Șisturilor negre. Spre deosebire de zona internă a geosinclinalului Flișului, care era alimentată cu material terigen dinspre vest, zona externă a Flișului a fost alimentată în special cu material adus dinspre est din regiunile situate în fața Carpaților orientali. Formațiunile supuse eroziunii în aceste regiuni erau reprezentate prin argilitele negre, calcarile și gresiile Silurianului din Podișul Moldovenesc, prin șisturile argiloase negre și calcarale Jurasicului mediu și superior din Depresiunea predobrogeană și în fine prin șisturile verzi, care aflorau probabil sporadic în zona de contact dintre platformă și geosinclinalul carpatic.

Natura și caracterele rocilor din zona de alimentare se reflectă în caracterele șisturilor negre.

Extinderea șisturilor negre în toată regiunea de care ne ocupăm este indicată de izvoarele sulfuroase de la Comandău și de noile puncte de apariție ale acestor roci menționate mai sus.

Mișcările mesocretacice au determinat ridicarea zonei centrale carpatice, fapt ce a dus la o extindere spre est a zonei alimentate cu material carpatic.

În timpul Cretacicului superior, regiunea este alimentată predominant cu material carpatic, întrucât, ca urmare a marelui transgresiuni cenomaniene, regiunile din fața Carpaților au un rol redus ca sursă de material terigen, fiind în cea mai mare parte acoperite de mare.

Numai zona șisturilor verzi continuă să servească drept o sursă slabă de material terigen, fapt indicat de intercalăriile de microbrecii cu elemente verzi în Senonian.

La sfîrșitul Senonianului, regiunea a fost afectată de mișcări de cutare și probabil de ridicări locale.

În Eocen, sedimentarea este deosebit de activă sub influența aportului terigen puternic din regiunile carpatice. Zona de maximă subsidență se întindea în lungul actualului anticlinal Surduc—Toplița.

Materialul terigen adus de rețeaua hidrografică din Carpați a fost supus inițial unei diferențieri transversale, în urma căreia materialul mai grosier rămânea în proporție mai mare în zonele vestice, în timp ce cel fin era transportat spre est. Urmare a acestui proces de diferențiere este acumularea unor depozite grosiere de mare grosime în zonele interne și scăderea grosimii depozitelor spre est.

După cum a arătat studiul mecanogligelor de eroziune, sedimentele au suferit o redistribuire sub acțiunea unor curenti longitudinali a căror orientare dominantă

era înspre nord și nord-est. Acești curenți au funcționat intermitent și au determinat o uniformizare a faciesurilor litologice în sens longitudinal.

Prezența blocurilor mari de gnais oculare, micașisturi și cuarțite, în intercalăriile conglomeratice ale gresiei de Tarcău, este o indicație a faptului că chiar în cadrul basinului de sedimentare au existat porțiuni ridicate ale fundamentului cristalin.

În timpul sedimentării Stratelor de Plop, spre sfîrșitul Eocenului, are loc o micșorare a aportului de material nisipos grosier, fapt ce se poate explica printr-o peneplenizare a reliefului uscatului.

În Oligocenul inferior, aportul terigen dinspre vest continuă să scadă, fapt ce permite extinderea în tot basinul de sedimentare a unor condiții euxinice. În aceste condiții are loc depunerea șisturilor disodilice și disodiliforme.

În Oligocenul superior, zona situată la est de anticlinalul Cernatu–Mușa este alimentată cu nisip cuarțos, transportat de o veche rețea fluvială de pe versantul sud-vestic al scutului cristalin ucrainian. Acest material nisipos a suferit o redistribuire sub acțiunea unor curenți longitudinali.

În zona situată la vest de anticlinalul Cernatu–Mușa, după depunerea șisturilor disodiliforme are loc o recurență a faciesului de tip Tarcău. Pe seama materialului terigen de origine carpatică, se formează gresia de Fusaru.

În Miocenul inferior, regiunea suferă mișcări importante care determină începutul încălecării Pînzei de Tarcău și exondarea treptată a regiunii.

Mișcările din Miocenul superior și cel din Pliocen au determinat apariția faliilor și a cutelor complexe.

În cursul Cuaternarului, regiunea suferă o mișcare de ridicare continuă.

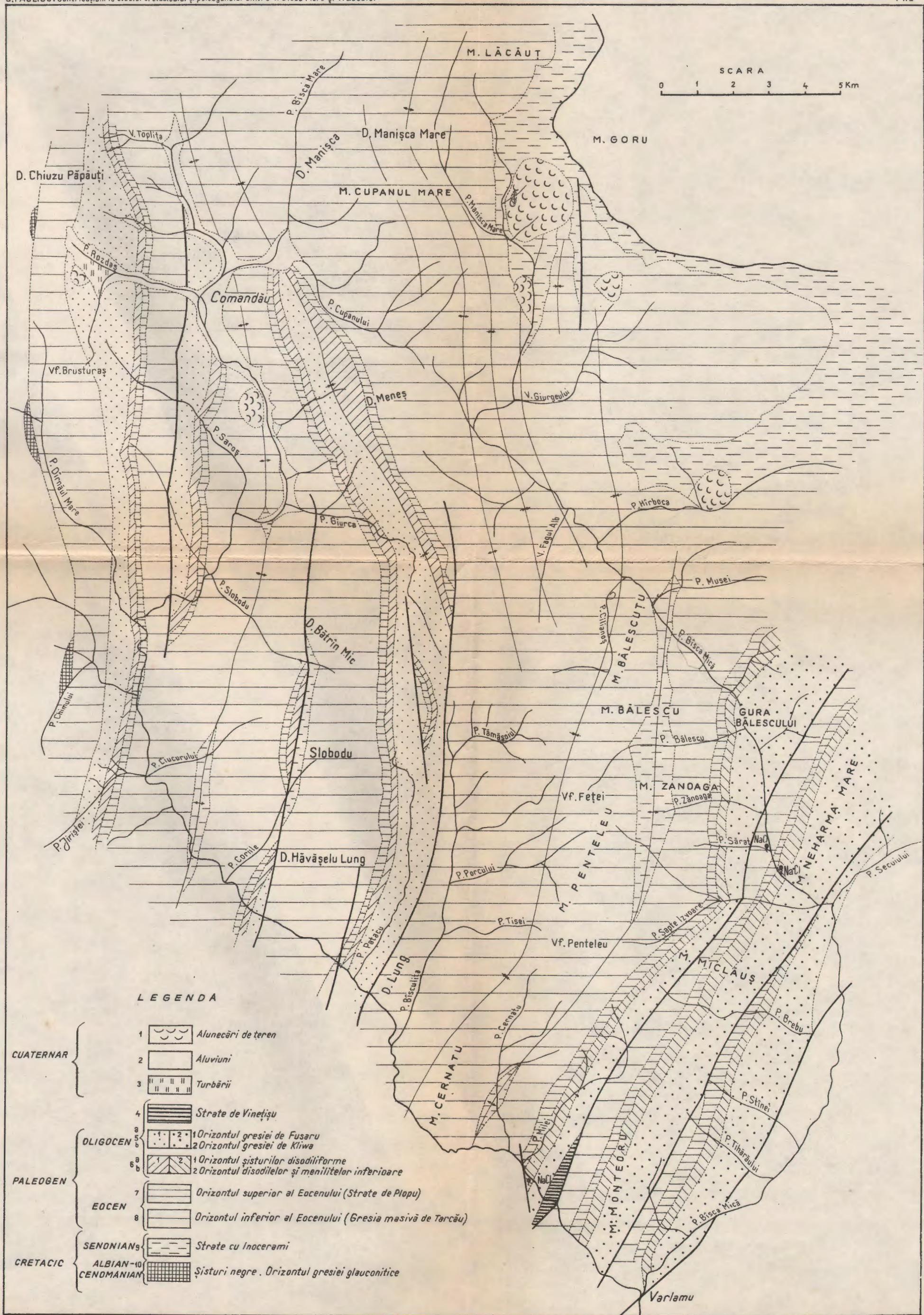
BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU SAVA. Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de nord. *An Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1908.
2. ATANASIU I. și PREDA D. M. Structura geologică a părții superioare a Văii Trotușului. *An. Inst. Geol. Rom.*, X. București, 1925.
3. ATANASIU I. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXII. București, 1934.
4. BĂNCILĂ I. Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.* VIII, nr. 4. București 1955.
5. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților orientali. București, 1958.

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CUPRINSĂ ÎNTRE BÎSCA MARE ȘI BÎSCA MICĂ

S.PAULIU: Contribuții la studiul cretacicului și paleogenului dintr-V. Bîscă Mare și V. Zăbalei

PL.I

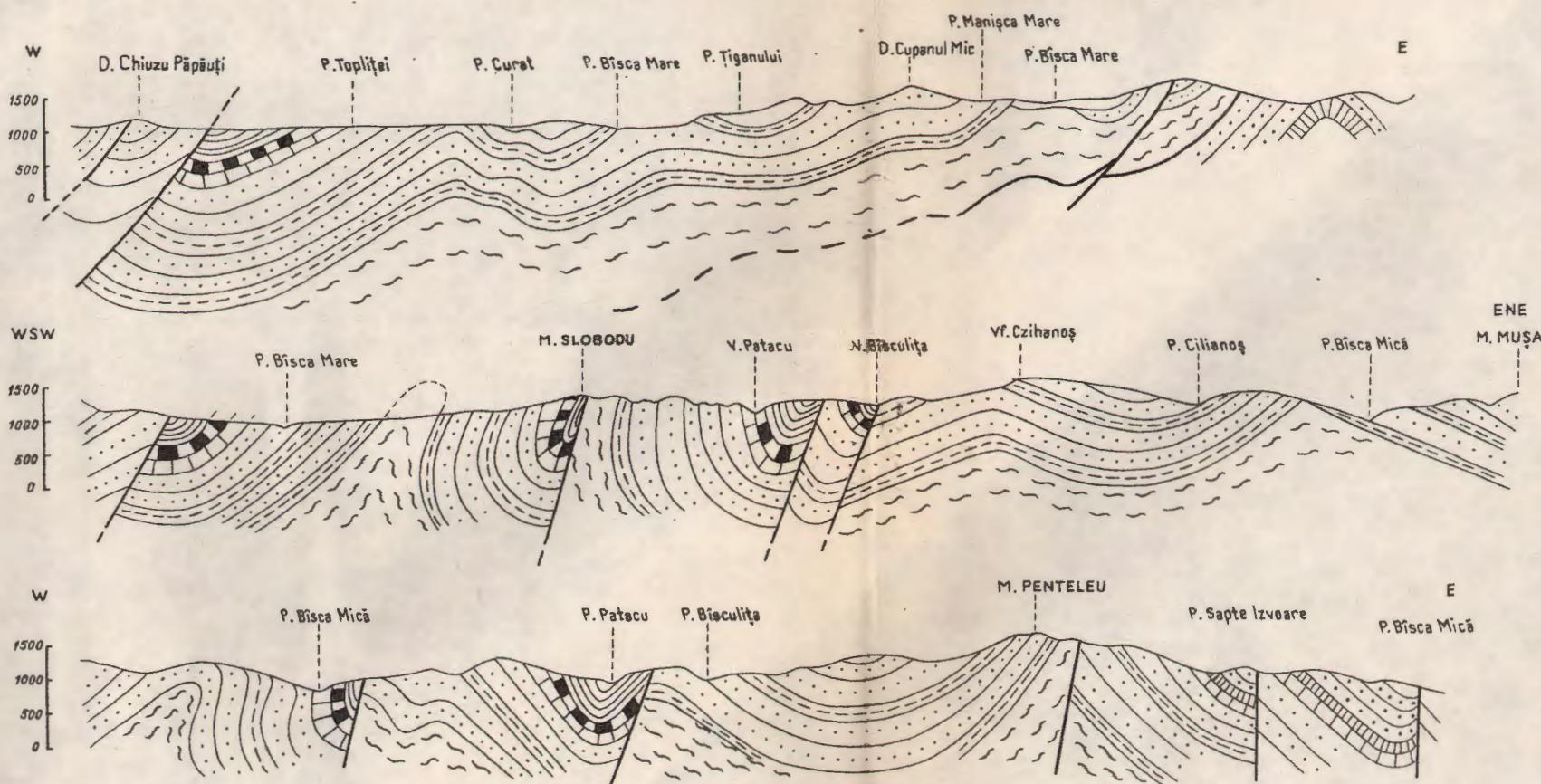


PROFILE GEOLOGICE IN REGIUNEA CUPRINSĂ ÎNTRE BÎSCA MICĂ ȘI BÎSCA MARE

0 1 2 3 4 5 Km

S. PAULIU: Contribuții la studiul cretacicului și paleogenului dintre V. Bîscă Mare și V. Zăbalei

PL. II



LEGENDA

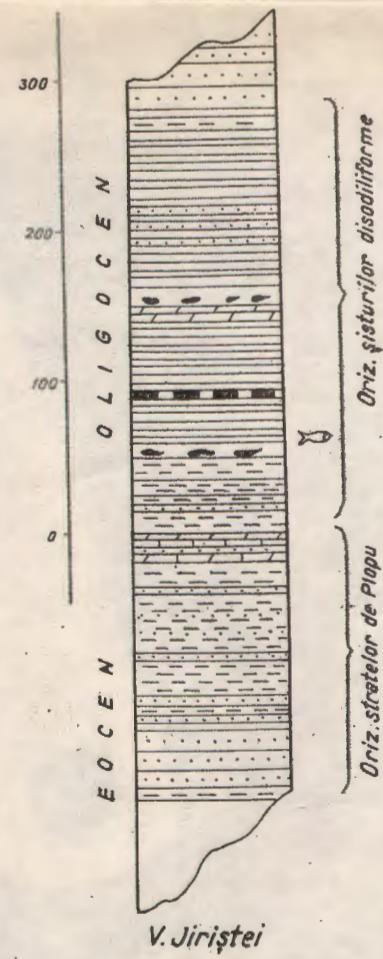
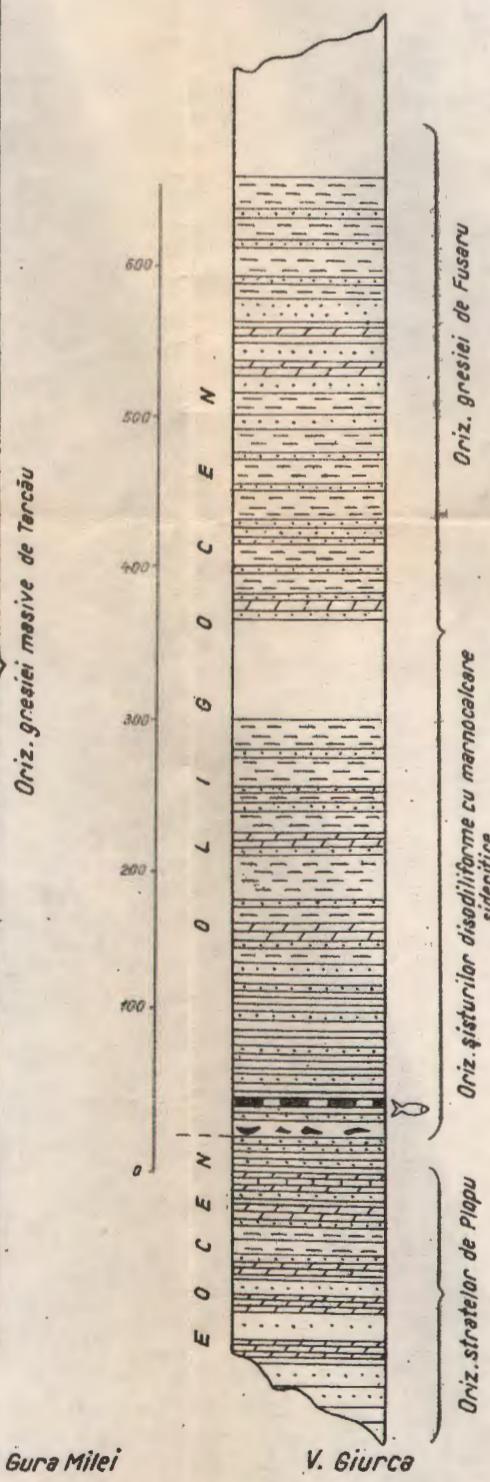
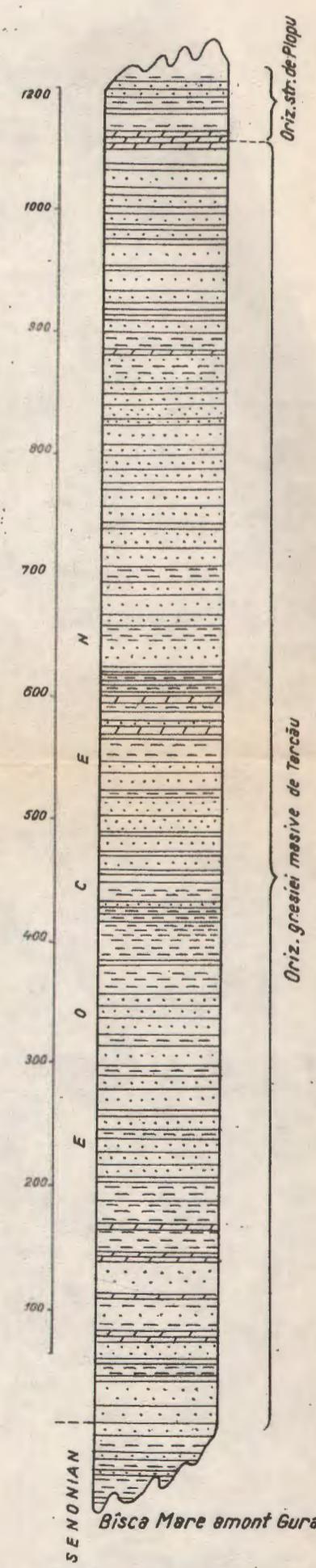
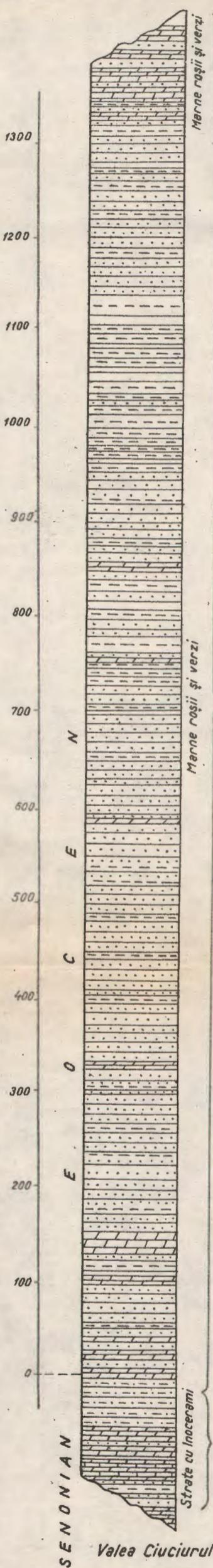
PALEOGEN	{	1	Orizontul gresiei de Fusaru
		2	Orizontul șisturilor disodiliforme
EOCEN	{	3	Strate de Plop (Padul Secu)
		4	Orizontul gresiei de Tarcău 1. gresii masive 2. marne roșii și verzi
CRETACIC	{	5	Strate de Horgazu
		6	Sisturi negre
CENOMANIAN	{	7	Orizontul gresiei de Kliwa
		8	Orizontul disodilelor și menilitelor inferioare

S. PAULIU

COLOANE STRATIGRAFICE ALE PALEOGENULUI
DIN
BAZINUL BÎSCA MARE-BÎSCA MICĂ

LEGENDA

- | | |
|---|-------------------------------|
| 1 | Gresie grăsâtră micocée |
| 2 | Gresie curbicorticală |
| 3 | Marnă nisiposă. |
| 4 | Argilă nisiposă |
| 5 | Marnocalcar litografic |
| 6 | Marnocalcar sideritic |
| 7 | Menilită |
| 8 | Șisturi argiloase feruginoase |
| 9 | Pești fosili |



6. BOTEZ G. Asupra unui *Inoceramus saliburgensis* din Flișul județului Bacău. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III. București, 1912.
7. DUMITRESCU I. Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Comit. Geol.*, XXIV. București, 1952.
8. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei. București, 1934
9. FILIPESCU M. G. Études géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et de la Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. București*, II. București, 1937.
10. FILIPESCU M. G., DRĂGHINDĂ I. și MUTIHAC V. Cercetări geologice între Valea Buzăului și linia Cașin—Tușnad. *D. S. Comit. Geol.*, XXXVIII. București, 1954.
11. GRIGORAŞ N. Faciesul Oligocenului dintre Văile Slănic și Buzău. Arhiva Comit. Geologic. 1944.
12. GRIGORAŞ N. Studiu comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Comit. Geol.*, XXVII. București, 1955.
13. HERBICH FR. Das Szeklerland. Viena, 1878.
14. JOJA T. Cercetări geologice între Valea Rîșcei și Valea Agapiei. *An. Comit. Geol.*, XXIV. București, 1952.
15. MACOVEI GH. Aperçu géologique sur les Carpathes orientales. *Guide des excursions* București, 1927.
16. MURGEANU G. et FILIPESCU M. G. La zone du grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpates entre le Cașin et la Zăbala. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI. București, 1937.
17. MURGEANU G. La nappe du grés de Tarcău entre la vallée de la Năruja et les sources de Rîmnic. Arhiva Comit. Geologic, 1940.
18. OLTEANU FL. Structura geologică a regiunii Ursei—Cîmpina. *D. S. Comit. Geol.*, XXXVI. București, 1952.
19. ONCESCU N. Le Flysch paléogène entre Bîsca Chiojdului et Bîsca Mică. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII. București, 1944.
20. PĂTRUȚ I. Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari. *An. Comit. Geol.*, XXVIII. București, 1955.
21. PAUCĂ M. Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslănești. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI. București, 1938.
22. PAULIU C. Observațiuni geologice în Bazinul Văii Tarcău. Comunic. Univ. C. I. Parhon, Martie 1956.
23. POPESCU G. Cercetări geologice în zona paleogenă dintre Teleajen și Buzău. Arhiva Comit. Geologic. 1949.
24. PREDA D. M. Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, X. București, 1925.
25. POPESCU-VORTEȘTI I. Contribuțiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului Depresiunii Getice. *An. Inst. Geol. Rom.*, III. București, 1910.
26. PROTESTU O. Étude géologique et paléontologique de l'ambre roumain. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III. București, 1937.
27. STOICA C. Paleogenul din Valea Sibiciului. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VIII, nr. 1 (1943—1944). București, 1944.
28. VASSOEVICI N. B. Flișul și metodica studierii lui. Moscova, 1948.
29. VASSOEVICI N. B. Condițiile de formare a Flișului. Moscova, 1950.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ МЕЛОВОГО
И ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИША МЕЖДУ БЫСКА МАРЕ И ЗЭБАЛЫ
С. ПАУЛЮК

(Краткое содержание)

Исследованная область содержит приемные бассейны рек Быска Маре и Быска Мишэ.

Автор в этой области идентифицировал и выделил отложения нижнего и верхнего мела, а также эоценовые и олигоценовые отложения.

Нижний мел, выявленный на западе области (Д. Кимулуй, Д. Пэпэуц) представлен сланцевым комплексом (Баррем, апт и комплексом глауконитовых песчаников (альб-вранконский подъярус) из серии черных сланцев. Сеноман-турон составлены из черноватых и красных глинистых сланцев. Сенон — представлен чередованием серых мергелей беловатыми мергелистыми известняками с фукоидами, известковыми песчаниками с. *Inoceramus salisburgensis*. FUGG et KARSTEN и микробрекчиями с элементами зеленых сланцев; он был идентифицирован в пяти зонах, а именно: Чернату — Муша, Доброслав, Быскулица, Корииле и Сурдук — Топлица.

Эоцен занимает наибольшую часть области, будучи составлен из нижнего песчанистого горизонта (Песчаник Таркэу) и верхнего мергелисто-песчанистого горизонта (Страте Де Плопу).

Олигоцен восточной части области состоит из Песчаника Лукачешть, бурых битуминозных мергелей, дизодиловых сланцев и Песчаника де Клива; в западной части — в олигоцене — выделяется нижний горизонт, составленный из дизодиловидного сланца и верхний горизонт, составленный из слюдяного песчаника (де Фусару).

С тектонической точки зрения поставлены на учет четыре значительных антиклинали: Чернату Муша, Доброслав—Гору, Купанул и Сурдук—Топлица.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DU FLYSCH CRÉTACÉ ET PALÉOGÈNE
SITUÉ ENTRE LES VALLÉES DE LA BÍSCA MARE ET DE LA ZÁBALA

PAR
S. PAULIUC
(Résumé)

La région étudiée comprend les bassins de réception des rivières Bísca Mare et Bísca Mică. Dans le cadre de cette région l'auteur a identifié et séparé des dépôts d'âge crétacé inférieur et supérieur, des dépôts éocènes et oligocènes.

Le Crétacé inférieur, développé dans l'ouest de la région (Valea Chimului, Dealul Păpăuți) est représenté par le complexe schisteux (Barrémien—Aptien) et le complexe des grès glauconieux (Albien—Vraconien) de la Série des Schistes Noirs. Le Cénomanien et le Turonien sont constitués par des schistes argileux noirâtres et rougeâtres. Le Sénonien comporte une alternance de marnes grises, de marnocalcaires blanchâtres à Fuccoïdes, de grès calcaires à *Inoceramus salisburyensis* FUGG. et KARSTEN et de microbrèches à éléments de schistes verts. Il a été identifié dans cinq zones, à savoir: Cernatu—Mușa, Dobroslav, Bîsculita, Coriile et Surduc—Toplița.

L'Éocène occupe la majeure partie de la région et il est composé d'un horizon inférieur gréseux (grès de Tarcău) et d'un horizon supérieur marno-gréseux (couche de Plopă).

Dans la partie orientale de la région, l'Oligocène est constitué par le grès de Lucăcesti, des marnes brunes, bitumineuses, des schistes dysodiliques et le grès de Kliwa; dans la partie occidentale, l'Oligocène comprend un horizon inférieur formé de schistes dysodiliformes et un horizon supérieur formé de grès micacés de Fusaru.

Au point de vue tectonique ont été mis en évidence quatre anticlinaux importants, notamment: Cernatu—Mușa, Dobroslav—Goru, Cupeul et Surduc—Toplița.

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA FIRIZA — IZVOARE — CRĂCEȘTI¹⁾

DE

I. GHEORGHIȚĂ, M. DOFESCU

Regiunea cercetată face parte din lanțul Munților Oaș—Gutăi—Țibleș, reprezentând extremitatea sud-estică a masivului Oaș. Ea cuprinde toată zona dintre localitățile Firiza la W și Crăcești la E.

Relieful regiunii cercetate este destul de variat, având altitudinile maxime în jur de 1300 m, iar cele minime în jur de 300 m. Vîrfurile mai importante sunt: Vf. Igniș (1307 m), Vf. Pleșca Mare (1201 m), Vf. Sturului (1163 m), Vf. Tisei (1120 m), iar văile principale: V. Firizei, V. Blidarului, V. Neagră, V. Mare.

Istoricul cercetărilor

Primele lucrări asupra regiunii datează din sec. 19 și afectează doar colțul de SW al perimetrului. Dintre cercetători cităm pe G. SZELLEMY, B. v. COTTA, J. GRIMM, I. SZABÓ, A. GESSELL, M. PÁLFY, A. HELKE, și ALEX. IAȘKO. Mai recent, M. PAUCĂ (4, 5) cercetează Sedimentarul regiunii Baia Mare, iar T. IORGULESCU (2) execută un profil micropaleontologic pe V. Romană. Cu rocile eruptive din regiune s-au ocupat D. GIUȘCĂ²⁾, O. NICHTA³⁾, S. SEICEANU⁴⁾.

¹⁾ Comunicare în ședință din 24 aprilie 1959.

²⁾ D. GIUȘCĂ. Evoluția vulcanismului din Baia Mare. Comunicare ținută la Kiev, 1958 (manuscris).

³⁾ O. NICHTA. Raport asupra reg. Firiza de Sus, cu schiță lucrărilor miniere. Arh. Com. Geol. București, 1951—1952.

⁴⁾ S. SEICEANU. Raport asupra prospectiunii pentru bentonite în sectorul V. Pistruia—Blidar (reg. Baia Mare). Arh. Com. Geol. București, 1955.

În anul 1954, I. GHEORGHIȚĂ și M. TEODORESCU¹⁾ au cartat partea centrală și nordică a perimetrlului, iar în 1957 M. DOFESCU²⁾ partea de SW. După un an, I. GHEORGHIȚĂ, M. DOFESCU și R. JUDE³⁾ execută revizuirea întregii regiuni.

Geologia regiunii

De sub cuvertura lavelor andezitice care acoperă mai toată regiunea, apar în cîteva petece formațiuni sedimentare, astfel încît la alcătuirea geologică a perimetrlului care a constituit obiectul cercetărilor noastre participă depozite sedimentare și roci eruptive.

I. Depozite sedimentare. Aceste depozite ocupă suprafețe reduse, fiind cu totul subordonate ca dezvoltare formațiunilor eruptive acoperitoare. Ele apar ca petece în partea de SW a perimetrlului, acolo unde eroziunea de ajuns de avansată le-a făcut accesibile observațiilor, ajungînd la zi datorită unor forțe tectonice sau antrenate de erupțiuni. S-au putut separa cartografic următoarele subdiviziuni: Paleogen, Neogen și Cuaternar.

A) *Paleogenul* apare reprezentat numai prin Eocen. Depozitele acestui etaj au cea mai largă răspîndire și formează fundamentalul regiunii în facies de Tarcău. Eocenul este alcătuit din gresii calcaroase, separate în plăci, cu diaclaze de calcit, gresii micacee, silicioase, marne argiloase stratificate și gresii conglomeratice.

Pe V. Romană și pe cîțiva afluenți ai săi apare un Eocen marno-grezos, considerat de tipul marnelor de Rozavlea, grezos și microconglomeratic.

Asociația microfaunistică stabilită din probele culese de noi în 1957 este caracteristică pentru Eocen.

Mai apare Eocen pe V. Filipoi și pe V. Capusni, V. Corneaștei și V. Zlipului la Tăuții Mărului.

În asociația microfaunistică caracteristică putem aminti următoarele forme, ca fiind cele mai frecvente: *Ammodiscus glabratus* (CUSHMAN și JARVIS), *Ammodiscus serpens* (GRZYB); *Rhabdammina discreta* (BRADY), *Placentammina gutta* (MAZJON) *Dendrophya* sp.

Determinările au fost făcute de M. TOCORJESCU de la Laboratorul de Micropaleontologie al Întreprinderii de Prospecționi.

¹⁾ M. TEODORESCU, I. GHEORGHIȚĂ. Raport geologic asupra cercetărilor din Munții Oaș (reg. Blidari–Crâcești). Arh. Com. Geol. București, 1954.

²⁾ M. DOFESCU. Raport geologic asupra regiunii Firiza de Sus (Baia Mare). Arh. Com. Geol. București, 1957.

³⁾ I. GHEORGHIȚĂ, M. DOFESCU, R. JUDE. Raport geologic asupra regiunii Firiza–Izvoare–Crâcești (reg. Baia Mare). Arh. Com. Geol. București, 1958.

B) *Neogenul* apare în cîteva petece ce aparțin ca vîrstă Miocenului și Pliocenului.

1. *Miocenul* este reprezentat prin Tortonian și Sarmățian.

a) *Tortonianul* se situează în cîteva puncte, unde vîrsta lor este atribuită pe baza asemănărilor litologice, a poziției lor în raport cu rocile din bază sau cu cele acoperitoare, fiind caracterizat în general printr-un facies lagunar cu apor de material cineritic. Este alcătuit din marno-calcare, marne argiloase, gresii și intercalații de cinerite fine sau grosiere. Sînt deschise pe afluenții stîngi ai Văii Romane și pe V. Borcutului, V. Vălinelor, V. Firiza.

Tot complexul a fost descris pentru prima oară de noi.

b) *Sarmățianul* este reprezentat printr-un petec izolat, necunoscut anterior, care apare de sub acoperișul lavelor andezitice, cu care nu prezintă nici un contact vizibil, pe un affluent stîng al Văii Zlipului. Este alcătuit din gresii fine și grosiere, gălbui, micacee, limonitizate superficial, cu o oarecare stratificație. Am considerat aceste gresii sarmațiene, după asemănarea litologică cu roci de această vîrstă.

2. *Pliocenul* este reprezentat numai prin Panonian în facies pelitic, marnos. Depozitele panoniene se situează pe cursul superior al Văii Romane și pe un affluent drept al ei. Sînt alcătuite din marne cenușii-negricioase fine, cu intercalații de gresii.

Analizele micropaleontologice indică prezența orizontului bazal al Ponțianului (*Ostracoda* și *Liptocythere*).

c) *Cuaternarul* este reprezentat prin aluviuni, terase, pornituri, conuri de dejecție, sol, etc.

II. Rocile eruptive. Aceste roci, care au fost puse în loc în diferite perioade de timp, începînd de la sfîrșitul Tortonianului și pînă după Panonian, le-am separat în mai multe tipuri, după natură și compoziția lor mineralologică: diorite, andezite amfibolice-propilitizate și piroclastite lor, riolite, dacite cu hornblendă și piroxeni, dacite cu hornblendă și biotit și piroclastite lor, andezite cuartifere de Piscuiatu, andezite cu hornblendă și piroxeni și aglomeratele lor, andezite piroxenice bazaltoide și aglomeratele lor, andezite piroxenice de tip Igniș și aglomeratele lor, andezite cu hornblendă de tip Brezele și aglomeratele lor, andezite cuartifere de tip Highișa și aglomeratele lor.

1. *Dioritele* semnalate pentru prima oară sunt singurele roci intrusive care apar în perimetrul nostru. Ele aflorează în apropiere de Piatra Bulzului și formează un mic filon cu o grosime de cîțiva metri. Roca este de culoare cenușie-albicioasă. Din

studiu microscopic a rezultat că suntem în prezență unui diorit piroxenic cu hornblendă, cu structură hipidiomorf-grăunțoasă, pe alocuri porfirică, și textură masivă. La compozitia sa mineralogică participă feldspat plagioclaz, hipersten, hornblendă și puțină pastă. Plagioclazul se prezintă ca fenocristale maclate și zonate și este un labrador cu 52% An. Hiperstenul apare în cristale mari cu habitus alungit sau în secțiuni bazale octagonale, cu conture corodate, iar pe seama lui apare uneori hornblenda, care-l invadă. Hornblenda este de varietate brună și înlocuiește hiperstenul. Dioritele sunt de vîrstă panoniană, ca și lavele andezitelor piroxenice, având aceeași compozitie.

2. Andezitele amfibolice propilitizate și pirolastite lor. a) Pirolastitele andezitelor amfibolice apar în mai multe puncte, remarcindu-se faptul că sunt preponderente în partea de WSW a regiunii și în cîteva pete ce reduse ca dimensiuni, în res.

Pe V. Zlipului, la contact cu Eocenul, au un caracter aglomeratic, uneori grezos, iar pe V. Cerneaștei apar de sub lavele andezitelor piroxenice. Pe V. Capusni ele se situează deasupra Eoceanului și sunt prinse sub dacitele cu biotit și pirolastitele lor, având dese intercalări de lave vechi. Ele mai apar pe V. Jolobodiului Mare și Mic, cît și pe creasta dintre ele, ca aglomerate cu elemente mari, în alternanță cu tufuri și lave, și sunt acoperite de andezitele vechi. Mai apar pe V. Șonioca Mică și Mare și pe V. Oșenilor. Pirolastitele sunt formate preponderent din aglomerate cu elemente de dimensiuni variate, cu conture rotunjite sau angulare. Au o culoare cenușie-albicioasă, verzuie sau chiar roșcată, datorită fenomenelor de alterare. Cimentul este de obicei cineritic și poate constitui pînă la 30% din masa rocii. Cineritele prezintă uneori treceri aproape neobservabile la aglomerate. Sunt de obicei caolinizate, stratificate, uneori cu pete de oxizi de fier. Rar se observă un caracter brecios. Ca elemente componente, în afară de andezite sunt prinse rare xenolite de roci sedimentare. Separarea cartografică a aglomeratelor de cinerite și uneori chiar de lavele andezitice este extrem de dificilă, ele formînd alternanțe dese și fiind intim asociate.

La microscop masa rocii este aproape complet caolinizată, silicifiată, carbonată, cu limonitzări parțiale și cu acumulări locale de oxizi de fier. În elemente se observă în componență mineralogică feldspați alterați, hornblendă resorbită, calcit, depunerile de opal și calcedonie.

b) Andezitele amfibolice propilitizate reprezintă cele mai vechi lave care aflorează în regiune și sunt similare andezitelor de Seini. Ele apar pe V. Zlipului, pe V. Cerneaștei, pe V. Filipegi, pe V. Jolobodiului și pe V. Tulbure, în cîteva pete de dimensiuni destul de reduse, vizibile datorită erodării formațiunilor acoperitoare. Aceste lave mai acoperă suprafețe întinse în jurul Văii Roșii, Văii Seceni și acoperă de asemenea zona dintre văile Jolobodiului

Macroscopic prezintă o culoare cenușie-albicioasă sau albăstruie și sănătoase bogate în feldspat parțial sau total caolinizat și sericitizat, încât nu se poate distinge de cât o masă albă, cu frecvențe pete de oxizi de fier. Proaspete au o culoare verzuie. La microscop au textură masivă și structură porfirică, nu întotdeauna observabile cind roca este hidrotermalizată. Din această cauză nu se observă de obicei fenocristale, ci numai o masă în care mineralele preexistente au fost înlocuite uneori de minerale secundare. Pasta rocii este sticloasă, masa de bază prezintând uneori structură hialopilitică sau parțial sferulitică.

Plagioclazul este de obicei complet înlocuit, în special prin caolinit, carbonați, sericit și cuarț secundar. La unele fenocristale se observă o vagă structură zonară în porțiunile înlocuite cu minerale secundare. Hornblenda apare ca fenocristale complet transformate într-un agregat de clorit și penin, pigmentate cu cristale de magnetit și pirită. În afară de propilitizare, hornblenda mai este afectată de carbonatare și silificiere. Piroxenii sunt complet înlocuiți, bastitați, silicificați sau total opacificați. Biotitul apare sporadic, format pe seama hornblendei. Cuarțul secundar se prezintă în cristale mărunte, uneori cu extincție ondulatorie, sericitul de asemenea de natură secundară.

Mai apar minerale opace, carbonați ca impregnații sau plaje și clorit în foișe sau depuneri fibroase și aciculare. Se mai observă prezența caolinului care impregnează întreaga rocă, a zirconului și a zeoliților. Pasta este de obicei silicifiată, caolinizată, sericitată, carbonată și mineralizată, datorită unor soluții hidrotermale care au circulat după punerea în loc a lavei, cît și datorită unor procese ce s-au petrecut înainte de consolidarea rocilor.

Din relațiile observate între aceste andezite și pirolastitele lor, cu depozitele sedimentare, se vede că ele repauzează peste Tortonianul superior. Aceste argumente fixează punerea în loc a andezitului de Seini la sfîrșitul Tortonianului și începutul Sarmațianului și îl încadrăm deci împreună cu pirolastitele lui, în prima fază de erupție care a avut loc în regiunea Baia Mare.

3. *Riolitele* apar într-un singur petec de dimensiuni reduse pe V. Sonioca Mică. Sunt puternic transformate de fenomenele de alterare (silificiere, caolinizare). Au o culoare albicioasă și din masa lor nu se pot distinge decât cristale de cuarț. La microscop prezintă structură porfirică și textură masivă, iar în compoziția mineraligică participă cuarț, silice criptocrystalină și microcristalină, pulbere de caolin, minerale opace și pastă. Riolitele care apar în alte sectoare ale regiunii Baia Mare sunt mult mai bine reprezentate și oferă posibilități mai bune de observare. Ele aparțin primei faze vulcanice din regiunea Baia Mare.

4. *Dacitele cu hornblendă și piroxeni* nu au fost amintite pînă acum în acest perimetru. Au răspîndire relativ redusă, apărînd doar în cîteva pete. Dintre acestea, cel mai bine reprezentat este dacitul de la Pleșca Mare. Aici se individualizează un

coș dacitic care constituie Vf. Pleșca Mare, iar în jurul lui, pe o suprafață de cca 2 km², alungită E—W, apar lavele acestuia. Mai apare un corp de dimensiuni reduse în partea mediană a Văii Romane. Acesta se asemănă cu dacitul de Colbu descris la Băița de Gr. CIOFLICA (1). Dacitele din aceste două petece se asemănă macroscopic, cu singura deosebire că prezintă culori diferite. La microscop roca prezintă structură porfirică și textură masivă, iar în compoziția sa mineralologică participă plagioclaz, cuarț, hornblendă, hipersten, augit și pastă. Plagioclazul apare în fenocristale maclate polisintetic, adesea zonate pînă la 5—6 zone, și este un andezin cu 38% An. Acesta este parțial transformat, caolinizat și calcitizat. Cuarțul se prezintă cu conture rotunjite, corodate de pastă și formează uneori aglomerări apreciabile. Hornblenda este de varietate brună și apare în majoritatea cazurilor opacitizată. Hiperstenul apare în cristale idiomorfe, uneori limonitizat marginal.

Augitul apare în cîteva fenocristale transformate marginal în hornblendă. Biotitul este secundar. Pasta este alcătuită din microlite de plagioclaz și piroxeni, cu foarte puțină sticlă formată din trichite și este microfelsitică parțial devitrificată. Interesant de semnalat la dacitele din Vf. Pleșca Mare este faptul că în jurul coșului apar lave care în secțiuni subțiri prezintă o pastă sticloasă fluidală.

5. Dacitele cu hornblendă și biotit și pirolastitele lor sunt separate aici pentru prima oară.

a) Pirolastitele lor apar pe V. Romană și pe afluenții ei drepti, peste depozitele eocene și sunt acoperite de formațiuni panoniene și de andezite piroxenice. Alt petec formează creasta dintre V. Capusni și V. Filipogi. Pirolastitele dacitice sunt formate mai ales din tufuri cu aspect șistuos, caolinizate sau propilitizate, de culoare albă sau verzuie, cu granule de cuarț, uneori vizibile cu ochiul liber, și foițe de biotit paralele cu șistuozație rocii. În ele se observă enclave de marne și gresii, rupte din fundamentul eocen.

b) Lavele dacitelor cu hornblendă și biotit apar pe V. Capusni și pe V. Filipogi. Sunt uneori puternic caolinizate, albe și se observă cristale de biotit și cuarț. La microscop prezintă structură porfirică sau vitrofircă și textură fluidală. Plagioclazul este maclat și zonat, fiind un andezin cu 44% An. Cuarțul prezintă conture rotunjite corodate de pastă. Biotitul este parțial cloritizat și apare uneori în fenocristale bine dezvoltate. Pasta rocii este vitrofircă, puternic caolini-zată, limonitizată și uneori silicifiată.

Dacitele acestea au fost încadrate împreună cu pirolastitele lor în a doua fază de erupție în timpul Sarmațianului.

6. Andezitele cuarțifere de tip Piscuiatu apar în cîteva petece, ca stâlpi și coșuri: pe V. Corneașița, pe V. Jolobodiul Mare și pe un affluent drept al Văii Jolobodiu Mic, și de asemenea nu au fost semnalate pînă acum. Ele străbat andezitele vechi

și pirolastitele lor și sînt acoperite de andezitele piroxenice. Au o culoare verzuie uneori cenușie-albăstruie, negrioasă, cu elemente melanocrate mari, cuarțuri mărunte și pastă fină. La microscop prezintă structură porfirică și textură masivă, în compoziția lor mineralologică participînd feldspat, cuarț, hornblendă, augit, clorit și pastă. Plagioclazii apar în fenocristale maclate polisintetic și Karlsbad, sînt zonate și reprezentate printr-un labrador cu 52–62% An, parțial alterate, afectate de caolinizări. Cuarțul este reprezentat prin cristale mari, puternic corodate de pastă și cu extincție ondulatorie și incluziuni de pastă. Hornblenda apare în fenocristale mari, de obicei transformată în biotit, clorit și sericit. Augitul este total cloritizat. Pasta este microcristalină, în general alterată și cuprinde în masa ei granule opace de oxizi de fier.

Considerăm aceste andezite ca făcînd parte din aceeași fază eruptivă ca dacitele descrise anterior. Vîrsta andezitului cuarțifer de Piscuiatu a fost considerată sarmătiană (8), în regiunile unde argumentele pentru fixarea ei au fost mai concludente.

7. *Andezitele cu hornblendă și piroxen și aglomeratele lor* apar în cîteva puncte. Între V. Limpedea și V. Zlipului lavelle formează malul stîng al Văii Firiza, iar aglomeratele lor sînt situate în imediata lor vecinătate (la S și E). Mai apar pe V. Roșie, V. Neagră, pe creasta dintre V. Roșie și V. Seceni, pe V. Vădinelor, unde formează Vf. Pietricelii, și în Poiana Jolob. Mai apare un petec izolat la limita de E a perimetrului, în aval de confluența Văii Zărnescu cu V. Mare. Se remarcă varietatea acestor andezite, care formează stîlpi, coșuri și curgeri de lave. Aceste roci au culoare cenușie-verzuie, uneori negrioasă, în ele distingîndu-se plagioclaz și minerale melanocrate. La microscop prezintă structură porfirică și textură masivă. În compoziția mineralologică participă feldspat plagioclaz, hipersten, augit, hornblendă. Plagioclazul maclat și zonat este un andezit cu 40% An. Hornblenda este reprezentată atât prin varietatea brună cât și prin cea verde. Este transformată în clorit, parțial sau chiar total calcitizată sau opacitizată. Piroxenii sînt proaspeti sau complet alterați, cloritul este secundar. Pasta este criptocristalină, uneori cristalizată, în general alterată, avînd prinse în ea microlite de plagioclaz, clorit fibros, foîte de biotit secundar și minerale opace. Aceste andezite sînt similare cu cele de Jereapă și se plasează în cadrul fazei a doua de erupție, ca un ultim moment de paroxism al acesteia.

8. *Andezitele piroxenice, uneori bazaltoide, și aglomeratele lor* ocupă cea mai mare parte a suprafeței cercetate de noi. Din toată gama rocilor eruptive care apar în această zonă sînt cele mai bine reprezentate. În ceea ce privește modul de prezentare, aceste andezite dovedesc o mare variație, de la curgeri de lave care formează pînze întinse de mai mulți kilometri pînă la coșuri și dyke-uri. De asemenea apar, în petece de dimensiuni reduse, aglomeratele lor.

a) *A g l o m e r a t e l e* apar în Poiana Cocoșului, pe V. Blidariului, în cîteva petece pe V. Calamar, V. Roasa și V. Sturului, pe V. cu Arini și pe afluenții drepti ai Văii Mari, pe V. Zărnescu și V. Crinilor.

b) *L a v e l e* sînt în general proaspete, menținîndu-și același aspect pe zone întinse. Au de obicei o culoare cenușie-negricioasă pînă la neagră, rar albicioasă. Sînt sticloase, negre sau violacee, asemănătoare bazaltelor. Aceste andezite se prezintă ca lave sau separații în coloane și formează cîțiva stilpi pe V. Firizei, coșuri pe un affluent al Văii Romane, între văile Serinilor, la W de V. Limpedea și la Cheile Tătarului.

La microscop prezintă textură masivă și structură porfirică pînă la pilotaxitică cu masa de bază parțial devitrificată, criptocristalină. Mineralele componente sînt reprezentate prin feldspat plagioclaz, hipersten, augit, foarte rar olivină și minerale secundare. Plagioclazul apare ca fenocristale. Sînt maclați polisintetic și după legea albit și albit-Karlsbad, prezintînd structuri zonare cu aspecte variate. Plagioclazul este un andezit cu 50% An. Feldspații sînt adesea transformați de la interiorul spre exteriorul lor prin caolinizare, sericitizare și calcitizare. Hiperstenul apare ca fenocristale mari și este preponderent față de augit, cu care este adesea intim asociat, formînd aglomerări locale. Unele fenocristale sînt resorbite parțial sau chiar total. Augitul apare ca fenocristale de dimensiuni variate și este rar transformat, cînd este afectat de epidotizări, cloritizări și limonitzări pe fisuri. Se observă și macle polisintetice. Ca minerale secundare apar biotit, sericit, epidot, caolinit, clorit și numeroase minerale opace reprezentate prin depuneri de oxizi de fier. Pasta rocii este formată din numeroase microlite de plagioclaz, piroxen și granule de magnetit. Adesea este afectată de silicifieri, epidotizări și sericitizări.

În ceea ce privește vîrsta acestor andezite, considerăm că venirea lor a avut loc în timpul Panonianului și după acesta. Încadrăm andezitele piroxenice în a treia fază vulcanică care a afectat regiunea Baia Mare.

9. Andezitele piroxenice de tip Ighiș și aglomeratele lor formează curgeri suprare pe care le-am separat în două subtipuri:

a) *A n d e z i t e l e p i r o x e n i c e c u a u g i t și h i p e r s t e n d e t i p I g n iș și a g l o m e r a t e l e l o r* se dezvoltă exclusiv în partea sudică a regiunii, unde formează masivul Ighiș. Au o culoare cenușie negricioasă, uneori albicioasă, și sînt asemănătoare cu andezitele piroxenice de tip Arcer descrise de L. PAVELESCU în Tîbleș (6).

La microscop prezintă structură hemicristalin-porfirică, cu structura masei de bază microlitică, ușor pilotaxitică și textură masivă. La compoziția mineralologică participă plagioclazul ca fenocristale și microlite în pastă, hipersten, augit și minerale opace. Feldspatul plagioclaz prezintă structură zonară, macle polisintetice, albit + Karlsbad și albit + periclin, și este un andezit cu 40% An pînă la un labrador

cu 60% An. Plagioclazul este proaspăt, uneori alterat sau resorbit, cu incluziuni de piroxeni, în special hipersten, și de sticlă vulcanică care se dispun zonar. Se observă prezența unor enclave hipabisice subvulcanice. Hiperstenul este caracterizat prin dimensiunile mari ale fenocristalelor, este asociat adesea cu augitul și este opacitizat marginal sau resorbit. Augitul este mai mărunt, de obicei maclat polisintetic, și se formează uneori pe seama hiperstenului. Mai apare biotit secundar și minerale opace de oxizi de fier. În pasta destul de proaspătă săt prinse microlite și plagioclaz, oarecum orientate, granule de piroxeni și minerale opace.

b) Andezitele cu hipersten apar de la Vf. Negru la Biserica Vulpi și formează Vf. Piatra Tisa și Vf. Brazilor la E de Vf. Ighiș. Aceste roci săt de culoare închisă, cenușii-negricioase. La microscop se caracterizează printr-o pastă extrem de fină ce prinde în ea fenocristale de plagioclazi (labrador cu 60% An). Singurul mineral melanocrat prezent este hiperstenul. Aceste andezite se încadrează în ultimele momente de paroxism magmatic al regiunii Baia Mare, alături de andezitele de Gutăi. Punerea lor în loc s-a produs la sfîrșitul Panonianului.

10. *Andezitele cu hornblendă de Brezele și aglomeratele lor* formează o mare curgere de lavă în jurul Poienii Brezele, fapt care ne-a determinat să acordăm acestui tip denumirea de Brezele. În afară de aceasta, mai apar câteva coșuri pe Vf. Firizei la confluența Văii Franțușca cu aceasta, pe V. Neagră la S de Stațiunea Izvoare, pe V. Sturului și un corp pe V. Firizei. Acestea săt de asemenea roci separate pentru prima oară în această regiune.

Aglomeratele apar în câteva puncte, de obicei în imediata apropiere a lavelor, pe V. Neagră și pe V. Jolobodiului. Aceste andezite săt cenușii, cenușii-negricioase, uneori cu tente verzui sau albicioase din cauza proceselor de alterare. Caracteristică este prezența fenocristalelor mari de hornblendă, care pot ajunge la mai mult de 1 cm lungime. Cele care apar în coșul de pe V. Neagră au o culoare verde datorită gradului avansat de cloritizare, care a afectat atât fenocristalele cât și pasta rocii.

La microscop prezintă structură porfirică și textură masivă. În compoziția mineralologică participă, alături de plagioclaz și de hornblendă, piroxeni și calcit, iar ca minerale secundare biotit și clorit. Plagioclazul apare în fenocristale proaspete sau parțial caolinizate sau calcitizate. Hornblenda este proaspătă, de varietate bazaltică sau complet transformată în clorit și biotit. În coșul de pe V. Franțușca este complet opacitizată. Piroxenii săt reprezentați prin hipersten și subordonat prin augit. Cloritul și biotitul, atunci cind apar, săt secundari și se formează pe seama hornblendei. Excepție face doar andezitul de pe V. Corneaștei, unde alături de hornblendă apare și biotit proaspăt, primar. Mineralele opace săt reprezentate prin granule de oxizi de fier. Pasta este uneori afectată de fenomene de alterare, fiind criptocristalină sau microcristalină.

Andezitele de hornblendă de tip Brezele fac parte din curgerile superioare, adică din ultimele momente magmatische care au afectat regiunea Baia Mare, fiind aproximativ sincrone cu andezitele piroxenice de Ighiș. Cele mai concluzante argumente pentru fixarea acestei vîrstă tinere a lor este poziția net superioară față de lavele andezitelor piroxenice. În timp ele au fost puse în loc după Panonian.

11. *Andezitele cuartifere de Ighiș și aglomeratele lor* au o răspândire redusă, astfel că apar doar în extremitatea estică și vestică a regiunii. Ele formează coșuri, dyke-uri, curgeri de lave și aglomerate: dyke-ul de la Picioarul Tisei și Vf. Arsura, coșul de la Vf. Ostrov, de la Vf. Tocastru și două pete ce pe V. Limpede. De asemenea, apar ca lave asociate cu aglomeratele lor pe V. Romană și afluenții ei. Rocile au culori ce variază de la cenușii la verzui, uneori cu tentă roșcată-violacee, cu hornblendă în cristale de ajuns de mari, cu cuarț vizibil uneori cu ochiul liber, și cu feldspați mari parțial alterați. Aglomeratele sunt uneori alterate, parțial caolinizate, cu elemente propilitizate sau silicificate.

La microscop prezintă structură porfirică, cu structura masei de bază microcristalină și textură masivă. La compoziția mineralologică participă plagioclaz, cuarț, hipersten, augit, hornblendă și minerale opace. Plagioclazul apare în fenocristale și microlite, formând adesea aglomerări. Prezintă macle polisintetice, puține zone, și are o compoziție ce variază de la un oligoclaz cu 20% An pînă la un andezit cu 38% An. Prezintă deasemenea caolinizări și sericitizări. Cuarțul are conture coroante și este diaclazat. Se observă uneori cum s-a produs o silicificare difuză, ca o coroană de reacție în jurul cristalelor. Hiperstenul formează cristale parțial resorbite, asociate cu augit mărunt, în aglomerări. Hornblenda este de obicei opacitizată, biotitizată, cloritizată și parțial sau total resorbită. Se mai observă prezența biotitului foarte rar primar. Mai apare clorit secundar, opal și calcedonie, depuse pe marginea unor goluri, și minerale opace. În aglomerate se observă fragmente cimentate cu calcit.

În ultima fază a vulcanismului care a afectat regiunea Baia Mare încadrăm, în afara andezitelor piroxenice și a celor de Brezele, andezitele cuartifere descrise mai sus. Ele se situează între venirile ultimelor erupții și le considerăm de aceeași vîrstă cu andezitele de tip Brezele, adică post-panoniene.

III. Fenomene de autometamorfism hidrotermal. Cele mai multe din rocile eruptive pe care le-am descris au fost afectate de numeroase transformări. Erupțiunile din primele faze au suferit schimbări de natură hidrotermală în timpul activității vulcanice, cît și după încetarea ei. Numai lavele ultimei faze prezintă fenomene de alterare cu totul locale, ele fiind afectate de activitatea post-vulcanică care a dus la rare silicificieri. Rocile eruptive vechi prezintă uneori schimbări extrem de pronunțate, făcînd ca determinarea mineralelor constituente și a rocilor inițiale să

fie dificilă. Lavele andezitelor de tip Seini au suferit cele mai intense transformări hidrotermale, care au un caracter regional, ceea ce după D. GIUȘCĂ¹⁾ ar putea sugera un raport genetic cu condițiile speciale de erupție, adică ar fi avut loc sub apele mării miocene. Aceste procese de natură hidrotermală s-au produs atât în adîncime, în timpul ascensiunii lavelor spre suprafață, cât și după punerea lor în loc. Fenomenele de autometamorfism sunt reprezentate prin propilitizare, adulari-zare, sericitizare, piritizare și limonitzare, carbonatare, caolinizare și silicifiere.

a) Propilitizarea a afectat cea mai mare parte a rocilor eruptive vechi din regiune. Rocile au o culoare verde, iar la microscop procesul se concretizează prin formarea cloritului pe seama mineralelor melanocrate. Se observă fenocristale de hornblendă care au fost transformate complet într-un agregat de penin și clorit. Condițiile determinante pentru producerea propilitizării, adică existența și abundența produselor volatile, sunt necesare și pentru existența unor procese de mineralizare. Aceasta reiese și din situarea mineralizațiilor din regiune în andezitele amfibolice propilitizate și andezitele de tip Jereapă, ducând la ideea unei legături genetice între ele. În perimetru cercetat se observă acest proces pe V. Neagră și pe toată zona din jurul Văii Firiza, în partea ei mediană, etc.

b) Adularizarea a afectat andezitele de tip Seini, andezitele cuarțifere de Piscuiatu și mai puțin sau de loc celealte roci eruptive. Se observă, în afară de prezența adularului monoclinic, transformarea plagioclazilor în feldspat potasic triclinic. Acesta rezultă din procesul de metasomatoză a plagioclazului (D. GIUȘCĂ)¹⁾. Procesul are loc la o temperatură ridicată și este adesea urmat de sericitizare, ambele manifestări fiind un rezultat al îmbogățirii în potasiu, din soluțiile hidrotermale.

c) Sericitizarea afectează în special andezitele vechi și aglomeratele lor. Macroscopic se caracterizează printr-o culoare albăstruie sau cenușie-albicioasă. La microscop se prezintă în aggregate de foițe, cristale aciculare sau foițe izolate. Dintre fenocristale sunt afectați feldspații uneori complet transformați în sericit. De multe ori sericitizarea este însoțită de caolinizare, ca pe V. Secenii.

d) Piritizarea și limonitzarea se caracterizează printr-o impregnare difuză a rocilor, cu cristale sau vinișoare de pirită (V. Roșie, V. Secenii, V. Neagră). Prin alterarea piritei se formează limonitul, ceea ce duce la pigmentarea rocii în brun roșcat. La microscop se văd cristale cu habitus caracteristic, pelicule și granule. Limonitul formează plaje sau apare pe fisuri în pasta rocii sau în mineralele melanocrate. El formează adesea coroane pe marginea fenocristalelor. Se mai observă depuneri de oxizi de fier în goulurile mineralelor melanocrate resorbite (V. Firizei).

e) Carbonatarea se observă numai la microscop, atât prin înlocuirea feldspațiilor (V. Jolobodiul Mic) sau a tuturor fenocristalelor, cât și prin depuneri

¹⁾ Op. cit. p. 337

în pastă și pe fisuri. Calcitizări mai avansate se observă la unele roci hidrotermalizate, la piroclastite, brecii și chiar la gresii (V. Zlipului, V. Borcutului, V. Romană, V. Neagră), cind fragmentele sunt cimentate cu calcit. La microscop calcita se prezintă ca mase microcristaline, plaje sau impregnații, uneori maclate polisintetic. Trebuie să semnalăm și prezența unor filoane de calcită pe V. Vălinelor și pe un affluent stâng al Văii Firiza.

f) Caolinizarea se produce datorită acțiunilor post-vulcanice și poate duce la schimbarea totală a aspectului rocii. Rocile au o culoare deschisă pînă la albă (V. Secenii, V. Roșie, V. Neagră, etc.). La microscop caolinitul apare ca o pulbere, ca plaje și aglomerări, rar coroane, pe marginea fenocristalelor. Afectează feldspatul, pe care-l pseudomorfozează uneori total cu minerale argiloase, cind devine complet tulbure. Pasta rocilor este și ea adesea caolinizată.

g) Silicifierea. Pe fisurile și fracturile andezitelor se pot vedea jaspuri roșii și galbene (V. Vălinelor, V. Serini), silicifieri masive la Vf. Fîsovii, Vf. Pietraru lui și în zonele mineralizate, unde au și impregnații de pirită (V. Secenii, V. Roșie, V. Neagră). La microscop se observă umplerea golurilor din rocă și pseudomorfozarea unor minerale componente. Cuarțul apare în granule mărunte cu conture rotunjite, care formează aglomerări locale sau umplu fisurile. Uneori înlocuiește aproape toată masa rocii, ajungînd la 90% din ea. Calcedonia apare mai rar, cristalizată acicular și concentric. De asemenea am remarcat prezența opalului.

Din cele de mai sus rezultă că toate procesele descrise se asociază adesea, afectînd împreună rocile eruptive, în special andezitele vechi cu piroclastitele lor, încît se pot separa cîteva zone hidrotermalizate.

IV. Evoluția magmatică a regiunii. Regiunea cercetată a avut o evoluție destul de liniștită în ceea ce privește mișcările tectonice, comună cu a întregii regiuni Baia Mare. Ea fiind formată, în cea mai mare parte, din roci vulcanice, vom arăta desfășurarea în timp a activității magmatice și raporturile dintre puținele pete de roci sedimentare cu diferenți termeni ai vulcanismului, deci aprecierea vîrstei lor în timp.

Fundamentalul regiunii este format din depozite paleogene în facies de Flis, care apar la zi în cîteva puncte, în rest regiunea fiind acoperită de întreaga gamă a rocilor eruptive. Cercetările gravimetrice menționate de E. GHERMAN¹⁾ arată existența unei anomalii la contactul dintre Eocen-Oligocen și Pliocen, unde se situează o discordanță stratigrafică datorată lipsei Mioceanului inferior și transgresiunii tortoniene.

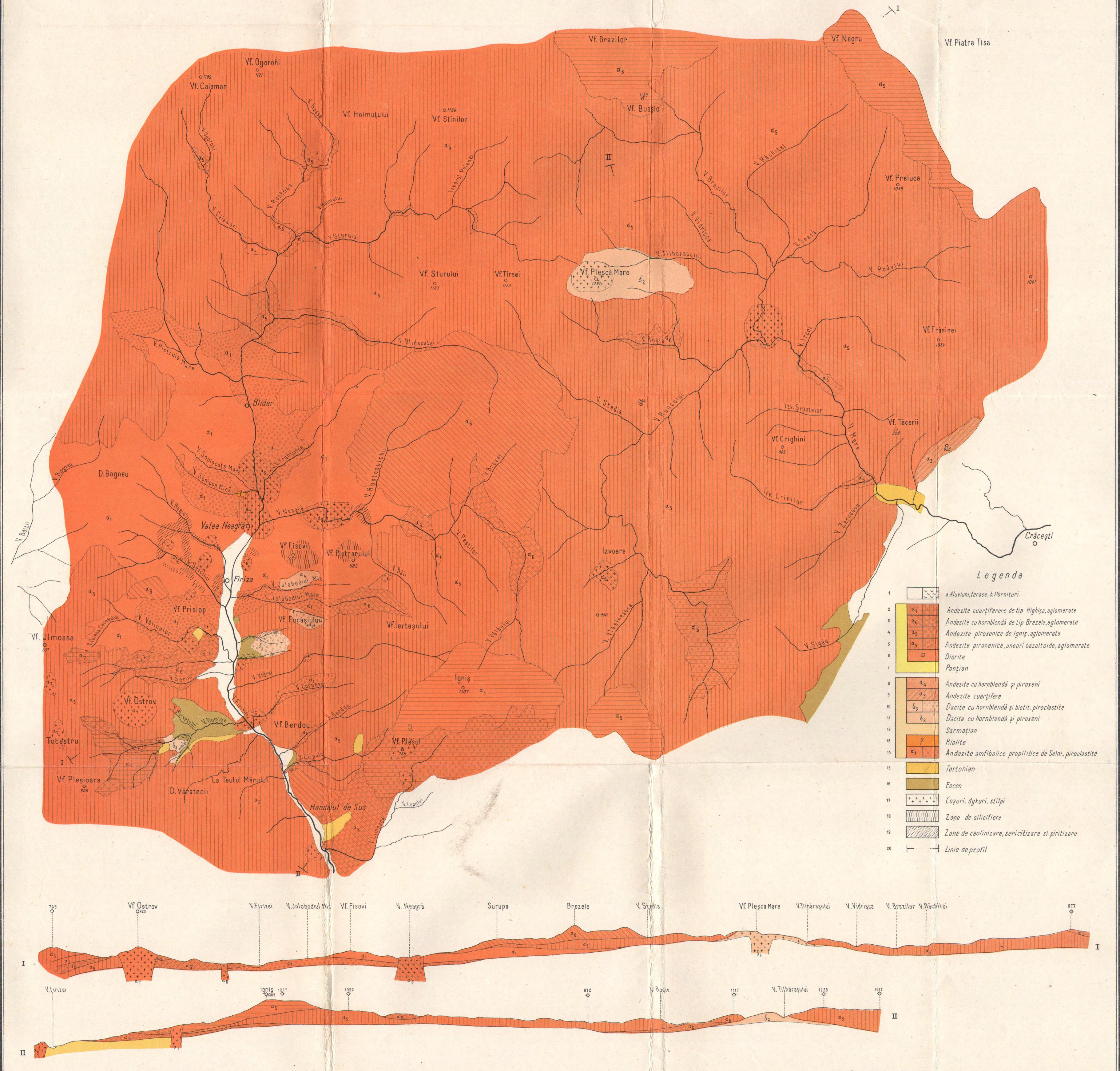
Primele manifestări vulcanice se plasează în timp la sfîrșitul Tortonianului și începutul Sarmătianului și sunt reprezentate prin andezitele amfibolice propilitizate, piroclastitele lor și riolite. Pe toate acestea le-am încadrat în prima fază de erupție.

¹⁾ E. GHERMAN, Cercetări geologice în reg. Cavnic—Dumbrăvița (Baia Mare). Arh. Min Petrol. 1952.

I. GHEORGHIȚĂ - MARGARETA DOFESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII FIRIZA-IZVOARE-CRĂCEȘTI (REG. BAIA MARE)

SC. 1:50.000



Acestei faze îi urmează o perioadă magmatică, în care chimismul se schimbă de la bazic la acid și care pune la zi o serie întreagă de dacite și andezite cuarțifere reprezentate în regiune prin dacite cu hornblendă și piroxeni, cu hornblendă și biotit și andezitele cuarțifere de tip Piscuiatu. Ultimele andezite care se încadrează în această două fază sunt cele cu amfiboli și piroxeni de tip Jereapă, care dovedesc o nouă schimbare a chimismului magmei, dinspre acid spre bazic. Toată această succesiune de diferiți termeni, pe care i-am încadrat în faza a doua, a fost pusă în loc în timpul Sarmățianului și după aceasta.

Ceilealți termeni ai rocilor eruptive, care în perimetru nostru ocupă cea mai mare suprafață, aparțin fazei a treia. Produsele vulcanice care aparțin acestei faze se situează în timp în perioada de exondare de la sfîrșitul Sarmățianului, în Pliocen și după acesta. Caracterul magmei prezintă mai multe variații, de la bazic — prin punerea în loc a andezitelor piroxenice uneori bazaltoide — la intermediu, concretizat prin prezența andezitelor cu hornblendă de Brezele, pentru ca ultimul termen al vulcanismului să aibă caracter mai acid (reprezentat prin andezitele cuarțifere de tip Hîghișa).

Am considerat ultimii termeni ai acestei faze drept curgeri superioare (andezitele de tip Igniș, andezitele cu hornblendă de Brezele, andezitele cuarțifere de Hîghișa) datorită poziției lor față de toate celelalte roci din jur. Toate rocile efuzive din regiunea cercetată aparțin unei serii de roci calcoalcaline caracteristice zonelor de orogenie.

Din studiul secțiunilor subțiri reiese că în magmă au avut loc variații de chimism de-a lungul întregii evoluții magmatice. Aceste variații se traduc prin zonarea feldspațiilor, precum și prin reacțiile care au avut loc între mineralele componente, și între acestea și magmă. Variațiile de chimism se datorează fie unei circulații a magmei, fie cristalizării ei, ceea ce a dus la sărăcirea în anumiți compoziții. Probabil că au existat soluții hidrotermale care au circulat și după consolidarea rocilor și care, în afară de mineralizări, au dus la o serie de transformări ale mineralelor preexistente și ale pastei, cît și la depunere de minerale noi.

BIBLIOGRAFIE

1. CIOFLICA GR. Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Bâița (Baia Mare). *An. Univ. Cl. I. Parhon*, XI. București, 1956.
2. IOORGULESCU T. Microfauna unor profile din Sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX. București, 1955.
3. PÁLFY M. Propilitizarea formațiunilor eruptive. *M. k. Földt. Int.* 1914—1915. Budapest (traducere).
4. PAUCĂ M. Cercetări geologice în bazinile neogene din NW Ardealului. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII. București, 1953.

5. PAUCĂ M. Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX. București, 1955.
 6. PAVELESCU L. Studiu geologic și petrografic al Masivului Tibleș. *An. Com. Geol.*, XXVI. București, 1953.
 7. RĂDULESCU D. Contribuții la cunoașterea fenomenelor de propilitizare a rocilor vulcanice. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, nr. 3. București, 1953.
 8. RĂDULESCU D. Studiu petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini–Ilba–Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.*, XXXI. București, 1958.
-

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИРИЗА—ИЗВОАРЕ—КРЭЧЕШТЬ

И. ГЕОРГИЦЭ, М. ДОФЕСКУ
(Краткое содержание)

Исследованная область составляет часть цепи гор Оуаш Гутый, была рассмотрена прежде только южная часть.

В геологическом образовании области принимают участие отложения в подчиненном распространении и изверженные породы.

Первые состоят из формаций палеогенового и неогеного периодов. Палеоген представлен эоценовым ярусом, который образует фундамент области и выходит на земную поверхность под видом участков известковистых, слюдяных, конгломератовых песчаников и глинистых слоистых мергелей.

Миоцен представлен тортонским и сарматским ярусами. Первый охарактеризован лагунной фацией с привносом вулканических выбросов (цинеритов) состоящей из мергель-известняка, глинистого мергеля и песчаника с прослойками цинеритового материала. Сармат образует единственный участок желтоватого слюдяноносного песчаника.

Плиоцен представлен горизонтом мергелей с остракодами у основания понтического яруса.

Изверженные неогеновые породы перекрывают иногда, своей значительной толщиной, осадочные формации. Они сформировались в различные периоды времени от конца тортонского яруса и окончания паннонского возраста, будучи сгруппированы в трех эruptивных фазах.

Первые вулканические проявления приурочены, во времени, к концу тортонского и началу сарматского ярусов, будучи представлены амфиболовыми пропилитизированными андезитами, типа Сеин, их пирокластическими образованиями и риолитами.

Амфиболовые пропилитизированные андезиты, серо-беловатого, голубоватого или зеленоватого цвета, подвержены гидротермальному метаморфизму.

Пирокластические их образования преобладают в ЗЮЗ части области и сформировались, в особенности, из агломератов и частично из цинерита и брекчий, установив между ними градуированный переход.

Риолиты выходят на земную поверхность на очень малом участке, будучи обогащены кремнеземом и каолинизированы.

После эруптивной фазы следует магматический период, во время которого химизм переходит от основного к кислотному, выявляя на дневную поверхность целый ряд дацитов, кварценосных андезитов и андезитов с амфиболами и пироксеном, представленных в области В. Плешка Маре: дацитами с роговой обманкой и пироксенами.

Дациты с роговой обманкой и биотитом представляют пирокластиты, состоящие из сланцевых эродированных туфов (В. Капушни и В. Филипподжи), лавы очень сильно каолинизированы.

Кварценосные андезиты типа Пискуяту образуют несколько участков в Д. Жолободиулуй и Д. Черняшица и следующие минералогические составляющие: плагиоклазовые полевые шпаты, роговую обманку, авгит, хлорит.

Последние андезиты, сгруппированные в двух эруптивных фазах, — это андезиты с амфиболами и пироксеном (тип Джеряпин), в которых выявлено новое изменение химизма магмы от кислотного к основному. Эти андезиты образуют столбы диатремы течений лавы (Д. Лимпедя, Д. Злинулуй, В. Пиетричели, В. Нягры).

В минералогическом составе принимают участие полевой шпат, плагиоклаз, гиперстен, авгит, роговая обманка. С первыми двумя эруптивными фазами связаны процессы минерализации, как результат циркуляции гидротермальных растворов по многочисленным разломам, вызванных тектоническими движениями, во время сарматского периода, так и взрывному характеру магматической деятельности.

Остальные разновидности эруптивных пород, занимающие наибольшую площадь, принадлежат третьей фазе; образовались в период поднятия к концу Сармата, во время панонского яруса-впоследствии. Особенности магмы представляют несколько вариаций: от основной — к переходной, а затем кислотной.

Из всей гаммы эруптивных, вышеуказанных пород, пироксеновые андезиты представлены лучше всего, образуя лавовые покровы жерла и даики, распространяющиеся на больших площадях.

Верхние течения пироксеновых андезитов содержат:

Пироксеновые андезиты с авгитом и гиперстеном, типа Игниш;

Андезиты с гиперстеном (В. Пятра Тисса, В. Негру).

Входят также в эту категорию андезиты с роговой обманкой (типа Брезел), образующие большое течение лавы в Пояна Брезеле, несколько диатерм и немного агломератов. Охарактеризованы наличием больших фенокристаллов роговой обманки.

Кварценосные андезиты Хигиша и их агломераты составляют несколько жерл, даек течений лавы и участков агломератов (Пичиорул Тиссей, В. Остра, В. Токастиу, В. Арсура, В. Романы).

Эти верхние течения представляют последние разновидности магматизма, которому подверглась исследуемая область.

Авторы упоминают здесь о наличии диоритового прожилка, находящегося около Пятра Булзулуй.

Представленные вулканические породы были подвержены многочисленным превращениям гидротермального происхождения; более вкрапленными оказались породы первой фазы извержения. Таким образом произошли явления пропилитизации, адуляризации, серicitизации, пиритизации, лимонитизации, карбонатизации, каолинизации, силификации (окремление). Эти процессы эрозии очень распространены вокруг путей сообщения и очень часто они накладываются, что вызывает изменение макроскопического и микроскопического облика пород и минералов.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION
FIRIZA—IZVOARE—CRĂCEȘTI

PAR

I. GHEORGHIȚĂ, M. DOFESCU

(Résumé)

La région étudiée appartient à la chaîne des Monts Ouaș—Gutăi; jusqu'à présent des recherches ont été effectuées seulement dans sa partie méridionale.

La composition géologique de la région comporte des dépôts sédimentaires, subordonnés en tant que développement et des roches éruptives.

Les dépôts sédimentaires renferment des formations paléogènes et néogènes. Le Paléogène est représenté par l'Éocène, qui constitue le soubassement de la région et apparaît sous forme de lambeaux de grès calcaires, micacés, conglomératiques, et de marnes argileuses, stratifiées.

Le Miocène est représenté par le Tortonien et le Sarmatiens. Le premier revêt un faciès lagunaire avec apport de matériel cinérifique; il est formé de marnocalcaires, de marnes argileuses et de grès à intercalations de cinérites. Le Sarmatiens constitue un seul lambeau de grès micafères jaunâtres.

Le Pliocène est représenté par l'horizon des marnes à Ostracodes, situé à la base du Pontien.

Les roches éruptives néogènes recouvrent, parfois, sur une épaisseur considérable, les formations sédimentaires. Elles ont été mises en place depuis la fin du Tortonien jusqu'à la fin du Pannonien, pendant trois phases d'éruption.

Les premières manifestations volcaniques se situent à la fin du Tortonien et au début du Sarmatiens et sont représentées par des andésites amphiboliques, propylitisées de type Seini, des pyroclastites et des rhyolites.

Les andésites amphiboliques propylitisées sont affectées par le métamorphisme hydrothermal, ayant une couleur gris blanchâtre, bleuâtre ou verdâtre.

Les pyroclastites prédominent dans le WSW de la région et sont formées principalement d'agglomérats et moins de cinérites et de brèches; entre eux notons un passage graduel.

Les rhyolites apparaissent sur une surface extrêmement réduite, étant silicifiées et caolinisées.

À la phase éruptive succède une période magmatique pendant laquelle le chimisme change de basique en acide et affleurent des dacites, des andésites quartzifères et des andésites à amphiboles et pyroxènes, représentées dans la région (Vîrful Pleșca Mare) par des dacites à hornblende et à pyroxènes.

Les dacites à hornblende et biotite présentent des pyroclastites formées principalement de tufs schisteux altérés (Valea Căpușni et Valea Filipogi); les laves sont intensément caolinisées.

Les andésites quartzifères de type Piscuiatu constituent quelques lambeaux dans Valea Jolobodiului et Valea Cerneasița; elles sont composées de feldspaths plagioclases, hornblende, augite et chlorite.

Toujours à la deuxième phase d'éruption appartiennent les andésites à amphiboles et pyroxènes (type Jereapă), lesquelles témoignent d'un nouveau changement dans le chimisme du magma, qui devient basique. Ces andésites forment des colonnes, des necks et des coulées de lave (Valea Limpedea, Valea Zlipului, Vîrful Pietricelii, Valea Neagră). La composition minéralogique comprend le feldspath plagioclase, l'hypersthène, l'augite, la hornblende. Aux premières deux phases d'éruption se rattachent des processus de minéralisation résultés autant de la circulation des solutions hydrothermales le long des nombreuses fractures dues aux mouvements sarmatiens, que du caractère explosif de l'activité magmatique.

Les autres types des roches éruptives, qui occupent la majeure partie de la surface, appartiennent à la troisième phase. Ils ont apparu pendant la période

d'exondation à la fin du Sarmatien, au Pannonien et ultérieurement. Le magma accuse un caractère basique, ensuite intermédiaire jusqu'à acide.

Dans la gamme des roches éruptives, les andésites pyroxéniques occupent une place primordiale, formant des nappes de lave, des necks et des dykes, distribués sur des étendues appréciables.

Les coulées supérieures d'andésites pyroxéniques comprennent :

Des andésites pyroxéniques à augite et hypersthène (Type Igniș);

Des andésites à hypersthène (Virful Piatra Tisa, Virful Negru).

Toujours là appartiennent les andésites à hornblende (type Brezele) qui constituent une grande coulée de lave à Poiana Brezele, quelques necks et peu d'agglomérats. Elles sont caractérisées par la présence des phénocristaux de hornblende.

Les andésites quartzifères de Highișa et leurs agglomérats constituent des necks, des dykes, des coulées de lave et des lambeaux d'agglomérats (Piciorul Tisei, Virful Ostra, Virful Tocastiu, Virful Arsura, Virful Romană).

Ces coulées supérieures représentent les derniers termes du magmatisme qui a affecté la région étudiée par les auteurs.

Notons encore la présence d'un petit filon dioritique situé à proximité du lieu dit Piatra Bulzului.

Les roches éruptives ont été affectées par de nombreuses transformations hydrothermales, plus prononcées chez les roches des premières phases d'éruption. Ceci explique des phénomènes tels que : la propylitisation, l'adularisation, la séricitisation, la pyritisation et la limonitisation, la carbonatation, la caolinisation et la silicification. Ces processus d'altération sont développés principalement auprès des voies de circulation et souvent ils se superposent, ce qui entraîne le changement de l'aspect macroscopique et microscopique des minéraux et des roches.

ACCIDENTE DISARMONICE ȘI MICROTECTONICE
ÎNTRE HOMORÎCIU ȘI MĂNECIU
(VALEA TELEAJENULUI)¹⁾

DE
V. DRAGOȘ

Introducere și scurt istoric. Cercetările efectuate asupra depozitelor paleogene și neogene dintre V. Teleajenului și V. Slănicului (Prahova), cu ocazia practicei de vară din anul 1957–1958, ne-au dat posibilitatea să observăm câteva forme de disarmonie și microtectonică foarte interesante a căror descriere și interpretare formează obiectul prezentei lucrări. Perimetru de care ne ocupăm face parte dintr-o regiune foarte bogată în zăcăminte naturale (petrol, sare, gips, etc.), care a atras de multă vreme numeroși cercetători. Din această cauză asupra acestei regiuni se găsește o literatură extrem de bogată, bazată pe studii teoretice și date de explorare și exploatare. Regiunea prezintă însă numeroase probleme de stratigrafie și tectonică atât de delicate, încât rezolvarea lor este și astăzi, în parte, controversată, deși la elucidarea lor au participat cei mai de seamă geologi români și o bună parte din geologii străini care ne-au vizitat țara.

În lucrarea de față cităm numai principalele lucrări geologice, asupra regiunii, în care cititorul va găsi un istoric complet al tuturor cercetărilor.

Cercetări sistematice au fost începute în 1906 de către W. TEISSEYRE, care în 1911 publică prima hartă geologică a regiunii Văleni de Munte; D. M. PREDA (31, 32) face primele cercetări moderne, întocmind în 1922 o hartă geologică la scara 1: 100.000, iar în 1927 face revizuire și ridică o hartă la scara 1: 50.000. În ambele lucrări autorul consideră Pintenul de Homorîciu în poziție normală. Despre Pintenul de Văleni, în prima lucrare afirmă că ar putea fi considerat în pînză, dacă se va dovedi că gipsurile de la Frînghiesti au o vîrstă miocenă.

¹⁾ Comunicare în ședința din 8 mai 1959.

M. G. FILIPESCU (10, 11) consideră că Pintenul de Homorîciu este situat în pînză (pînza mediană) peste un autohton cu sare, iar Pintenul de Văleni alcătuiește separat Pînza marginală, șariată de asemenea peste un autohton cu sare. Cea mai recentă monografie se datorește lui I. Pătruț (27), care a acordat o atenție deosebită depozitelor paleogene. El afirmă că cei doi pinteni se găsesc în poziție tectonică, deosebind «Pînza de Homorîciu—Prăjani» și «Pînza de Văleni—Buștenari».

Stratigrafia

Stratigrafia regiunii a fost cercetată numai în măsura necesară rezolvării problemelor tectonice.

Eocenul. Eocenul apare puțin dezvoltat în versantul drept al Văii Teleajenului, în dreptul gării Homorîciu, sub depozitele de terasă, unde este reprezentat numai printr-o parte din ultimele două orizonturi: al gresiei de Tarcău și al Stratelor de Plop.

Orizontul gresiei de Tarcău. Din orizontul gresiei de Tarcău nu se găsesc decât 80 m din partea sa superioară, sub forma unui complex constituit din marne, gresii calcaroase de tip Tarcău și argile.

Stratele de Plop. Deasupra gresiei de Tarcău se aşază un pachet de argile verzui sau cenușii-verzui cu o grosime de cca 120 m, care suportă un pachet mai subțire de argile verzui în alternanță cu argile roșii-vișinii, iar deasupra un pachet de marno-calcare și Fucoide. Argilele formează materia primă a unei exploatari pentru noroi de sondă.

Versantul stîng al Teleajenului este acoperit cu alunecări de teren și vegetație arborească, încît lipsa deschiderilor nu ne permite să vedem grosimea Eocenului. Aceasta s-a realizat însă prin lucrări de explorare pentru argile.

Oligocenul. În constituția Oligocenului s-au putut face următoarele separațiuni:

a) *Orizontul șisturilor disodilice inferioare.* După D. M. PREDA (31, p. 20) și I. PĂTRUȚ (27, p. 17), Oligocenul Pintenului de Homorîciu începe printr-un orizont alcătuit din șisturi disodilice negre, bituminoase, în spărtură proaspătă, și cenușii deschise sau albicioase pe fețele de alterație. În general suprafețele foilor de disodile sunt acoperite cu o pulbere fină de culoare galben-ocru, datorită unui sulfat de fer și potasiu (jarozit), prezentei unor oxizi de fer, iar uneori pulberii de sulf. Frecvent pe fețele șisturilor disodilice se află numeroase cristale de gips izolate sau ca rozete.

Subliniem faptul că orizontul șisturilor disodilice, contrar aparenței, nu este monoton constituit, ci prezintă numeroase și variate intercalații, care, datorit grosimii lor mici, au scăpat numeroșilor cercetători.

Cele mai frecvente intercalații sunt alcătuite din argile și gresii. Argilele sunt plastice sau nisipoase, micacee, și se prezintă în plăci ce nu depășesc 4–5 cm, având o culoare cenușie și fiind acoperite de o patină și de cristale de gips asemenea șisturilor disodilice, dar spre deosebire de acestea nu conțin în masa lor substanță bituminoasă. Gresiile dure sau nisipoase, slab micacee, se desfac în plăci subțiri. Foarte rare intercalații cărbunoase, în grosime, de 2–3 cm grosime, asemenea celor găsite la nivel corespunzător în Depresiunea Getică (5, 6).

Din studiul litologic al Oligocenului din Pintenul de Homorîciu S. JONET (14, p. 20–22 și 89–102) conchide că șisturile disodilice s-au format în perioade de secetă și de climat cald, cînd planctonul se dezvoltă abundant, iar evaporația intensă determină creșterea salinității mării și moartea în masă a Peștilor.

Atât planctonul cît și peștii ce cad la fundul unei mări închise, cu apă bogată în hidrogen sulfurat și lipsită de oxigen, suferă un proces de bituminizare, cu formare de sapropel, putrefacția în acest mediu nefind posibilă. Dimpotrivă, argilele și gresiile nebituminoase aflate ca intercalații sau ca alternanțe au luat naștere în perioade cu precipitații abundente, cînd s-au transportat de pe continent cantități mari de material detritic care, ajungind la fundul bazinului marin, au îndepărtat hidrogenul sulfurat și au introdus oxigen. În aceste condiții formarea sapropelului nu mai este posibilă, deoarece materia organică este distrusă prin putrefacție, încît rezultă depozite fără gips, pirită sau fosile. Repetarea acestor fenomene se petrece sezonier în timpul formării orizonturilor de șisturi disodilice, încît pe bună dreptate S. JONET conchide că șisturile disodilice nu trebuie considerate depozite de fliș, care se formează într-un mediu de sedimentare agitat. Abundența faunei de Pești ne arată că zona superficială a mării pe o grosime de 150–200 m era favorabilă vieții, încît condițiile bionomice din marea oligocenă în timpul formării șisturilor disodilice erau asemănătoare cu cele existente astăzi în Marea Neagră, adică era o mare închisă, în care comunicația cu marea deschisă nu se făcea la adâncime mai mare de 150–200 m.

Referindu-se la caracterele paleontologice S. JONET arată că «fauna de la Homorîciu este bogată și variată», cuprinzînd 36 specii aparținînd la 29 genuri și 21 familii, repartizate astfel: Elasmobranchii au 2 familii cu 2 genuri, iar Teleosteeri au 19 familii cu 27 genuri, din care 18 familii și 25 genuri sunt marine, iar o familie și două genuri sunt continentale și numai alohton se găsesc în mediu marin.

Fauna de la Homorîciu indică vîrstă rupeliană și permite concluzia că marea oligocenă unde se formau șisturile disodilice avea caractere subtropicale și indica un climat cald, «o zonă litorală cu influențe pelagice la finele perioadei», iar apele acestei mări erau foarte calme.

Acest orizont se întâlnește numai pe flancul de S al pintenului, aşezîndu-se normal peste orizontul Stratelor de Plop, aflorind pe versantul drept al văii Teleajenului, unde se pot observa și frumoase forme de Hackenwerfen.

b) *Orizontul Stratelor de Pucioasa*. Deși orizontul care urmează a fost denumit prima dată de W. TEISSEYRE «Strate de Homorîciu», este cunoscut astăzi sub denumirea de Strate de Pucioasa, introdus de L. MRAZEC pentru un orizont sincron și isopic de pe V. Ialomiței, care a căpătat o difuzare mai mare. Litologia Stratelor de Pucioasa este foarte asemănătoare cu aceea descrisă de L. MRAZEC pentru Oligocenul de la Pucioasa. Ele sunt formate din strate subțiri, 2–5 cm, de argile brune, cenușii, șistoase, alternând cu strate subțiri de nisip fin, totul acoperit cu o patină galbenă de jaroziț. Din loc în loc apar strate subțiri de gresii curbicorticale, de gresii cu stratificație paralelă, în grosime de 10–20 cm precum și lentile de calcare fine, sideritice (5–10 cm grosime), cum se observă la N de gura văii Crasna.

Mai frecvent calcarele sideritice apar sub forma unor concrețiuni discoidale sau «paniforme» de culoare gălbuiie sau brună la suprafață. În baza acestui orizont I. PĂTRUȚ (27, p. 18) a găsit două intercalații de menilite.

Caracteristica orizontului Stratelor de Pucioasa o formează de asemenea prezența unei gresii groziere, slab cimentate, numită de Voitești (40) gresie de Fusaru, considerată prima dată de vîrstă eocenă, dar atribuită de D. M. PREDA (29, p. 18–20) Oligocenului. I. PĂTRUȚ face separații de ordinul doi și trei, considerînd gresia de Fusaru ca o intercalație cu nivel stratigrafic reper.

Noi credem că gresia de Fusaru nu apare la un singur nivel, ci că ea are o structură primar lenticulară, deoarece în unele locuri se află doar o singură lentilă, iar în alte locuri apar două sau chiar trei lentile situate la nivele diferite. Astfel, pe flancul de N al Pintenului de Homorîciu se află două lentile de gresie de Fusaru, una de 20–25 m grosime la gura Văii Crasna și alta de 4–5 m grosime în versantul stîng al Văii Teleajen, la 40–50 m în amonte de confluența acestuia cu V. Crasna. În flancul de S gresia de Fusaru apare ca două intercalații, una inferioară groasă de 25 m, în versantul stîng, cu efilare pronunțată spre W, încit în versantul drept, la o distanță de numai 100 m, dispare complet. Intercalația superioară apare în versantul atîng al Teleajenului, la cotul de la S de Homorîciu, cu o grosime de 6–7 m. Spre W se efilează și ajunge în versantul drept la 2 m grosime, iar spre E se îngroașă, alcătuind culmea cu Vf. Crucii (cota 716 m) și ajunge în V. Drajnei la o grosime de 50 m.

În Valea lui Dragomir, la o distanță de 1000–1500 m spre W, se găsesc mai multe intercalații de gresie de Fusaru, dar grosimea lor nu depășește 2–3 m. La partea superioară, orizontul Stratelor de Pucioasa are un pachet de marne argiloase, șistoase, disodiliforme, de 10–12 m grosime, cum se observă cu ușurință în versantul stîng al Teleajenului, la capătul podului suspendat.

În probele recoltate de M. SINCAN pentru analiză micropaleontologică, din orizontul Stratelor de Pucioasa de pe Valea lui Dragomir, și cercetate de M. TOCORJESCU s-au găsit concrețiuni alungite de pirită, numeroase oase de Pești, resturi nesigure de Diatomee, *Globigerina* sp., *Rhabdammina discreta* BRADY. Pe baza acestora se conchide că probele (Stratele de Pucioasa) aparțin zonei micropaleontologice O₂.

c) *Orizontul Stratelor de Izvoarele.* Acest termen a fost creat de I. PĂTRUȚ (27, p. 21) după localitatea Izvoarele, situată între V. Teleajen, V. Crasna și Valea Mare, pe flancul de N al Pintenului de Homorîciu, unde orizontul apare tipic dezvoltat. În adevăr el apare în versantul drept al Teleajenului, la cca 400 m aval de gara Valea Mare și în versantul drept al Văii Crasna, în amonte de șoseaua ce duce la Văleni. După noi, mai bine dezvoltat apare acest orizont pe flancul de S al Pintenului de Homorîciu, în ambi versanți ai Teleajenului și mai ales la Malu Vînăt. Aici orizontul Stratelor de Izvoarele este reprezentat prin marne vineții, șistoase, sau în strate subțiri, cu filme de nisip pe fețele de stratificație. În bază apar cîteva nivele de gresii cu stratificație paralelă, în strate de 10–20 cm grosime. Caracteristica orizontului o constituie însă frecvențele alternanțe de gresii cenușii, fin micacee, friabile, cu structură curbicorticală, care, în partea mijlocie a orizontului, sănt atât de dezvoltate încît predomină chiar asupra marnelor.

d) *Orizontul șisturilor disodilice superioare.* Acest orizont este format dintr-un pachet de șisturi disodiliforme cu caracterele bine cunoscute, cu slabe intercalații de marne argiloase cenușii, negricioase, rar șocolații. În V. Teleajenului am găsit dezvoltat acest orizont numai pe flancul de S al pintenului, deși I. PĂTRUȚ afirmă că ele apar și pe flancul de N.

Pe flancul de N al sinclinalului de Slănic, Oligocenul apare bine deschis numai pe V. Secuianca, la marginea de NW a comunei Mănețiu-Ungureni, precum și pe V. Chicioreni, la E de Mănețiu-Ungureni. Spre deosebire de Oligocenul de la Homorîciu, pe flancul de N al sinclinalului, Oligocenul este reprezentat numai prin orizontul Stratelor de Pucioasa, alcătuite în modul următor:

La contactul cu zona de Audia Oligocenul este format din marne argiloase, vinețe-albăstrui, foarte fin muscovitice și nisipoase, dezvoltate în pachete de 40–50 cm grosime, avînd intercalații de strate subțiri de 2–3 cm de nisip cu patină de sulfăți de fier. Din loc în loc intercalațiiile de nisip sănt mai groase (20–30 cm). Se găsesc foarte rare intercalații de gresii curbicorticale. Marnele se desfac în plăci subțiri, iar pe suprafața lor se află cristale mici de gips. Spre partea superioară intercalațiiile de nisip devin mai frecvente și apar gresii friabile, cu stratificație paralelă. După 80–100 m Oligocenul capătă un facies mai foios, gresiile sănt foarte muscovitice și se desfac în foi de 1–2 mm, alcătuind pachete de 20–30 cm, care

alternează cu argile foioase, sfărîmicioase, acoperite cu patină ruginie din ce în ce mai frecventă, rozete de gips, nisipuri muscovitice cu rare concrețiuni grezoase acoperite cu eflorescențe gălbui. În aceste depozite se află o intercalătie de gresie de Fusaru de 3–4 m grosime, care se prezintă ca o gresie grosieră, fin muscovită, friabilă, având concrețiuni lenticulare și sferoidale, puternic cimentate, cu diaclaze umplute cu calcită. Gresia, în nivele mai friabile, conține blocuri mici, remaniate, de marne, iar bancurile de gresie (de 40–50 cm) sunt separate de marne foioase. Deasupra urmează un pachet de cca 5 m de șisturi disodilice, tipice în stratele de Pucioasa.

Aquitanianul. La partea superioară a Oligocenului se găsește un orizont alcătuit din marne șistoase, maronii-negricioase, argile foioase disodilice, acoperite cu numeroase rozete de gips și o patină galbenă de jarozit. Marnele sunt prevăzute cu numeroase vinișoare și foițe de gips. Ele alternează cu pachete groase de gips primar. Uneori pachetele de șisturi disodilice se dezvoltă pînă la 5–6 m. Orizontul acesta prezintă interesante variații de facies. Astfel, din loc în loc, spre partea superioară a orizontului, se dezvoltă microconglomerate cenușii-verzui glauconitice sub forma de lentile, cum se întâlnește pe V. Crasna, V. Căcîcea și V. Brădetului. Pe V. Alunișului se află la partea superioară o brecie cu elemente marnoase, care ajunge la 3–4 m grosime.

Pe V. Secuianca și V. Teleajenului se află marne argiloase, cenușii-albăstrui, în care gipsurile formează două bancuri groase, unul inferior de 66,5 m și altul superior de 109 m grosime.

Galerile de explorare executate pe versantul stîng al Teleajenului, la Chicioreni au întîlnit în baza gipsurilor un pachet de anhidrit. Numeroasele cute strînse serpentiforme din masa gipsului demonstrează tocmai geneza sa printr-un fenomen de hidratare a anhidritului.

Pe V. Drajnei aproape întregul orizont este format numai din gipsuri. Aquitanianul are dezvoltarea cea mai mare în zona perisinclinală de la Cerașu și pe flancul de N al sinclinalului. Pe flancul de S el prezintă laminări care duc la dispariția sa încă pe versantul stîng al Văii Teleajenului.

L. MRAZEC (17) a descris primul acest orizont sub numele de «Strate de Cornu» și, pe baza conținutului lor bogat în bitumen, le-a considerat (18 și 19) rocile-mame ale petrolului. El reprezintă formațiunea de trecere de la Oligocen la Miocen.

G. MACOVEI (15, p. 99) susține de asemenea că stratele de Cornu reprezintă faza de regresiune a mării oligocene, dar le fixează vîrstă aquitaniană. El consideră Aquitanianul și Burdigalianul ca formînd primul etaj mediteranean.

I. P. VORTEȘTI, D. M. PREDA și H. GROZESCU (41), găsind în microconglomeratele glauconitice de la Schiulești o faună de Pecteni, le-a atribuit Burdigalianului

superior, considerînd că aceste microconglomerate fac parte din seria puternică de conglomerate ce urmează, cunoscute în literatură sub numele de «Conglomerate de Brebu».

D. M. PREDA (31, pag. 26 și 30) separă în Miocen două orizonturi de gipsuri: unul sub conglomeratele de Brebu, pe care-l numește «orizontul gipsurilor inferioare» atribuindu-le Aquitanianului, și altul mult deasupra acestora, pe care-l denumește «orizontul gipsurilor superioare», de vîrstă helvetiană.

Cîțiva ani mai tîrziu M. G. FILIPESCU (10, p. 60) stabilește pentru prima dată că gresiile și microconglomeratele glauconitice cu Pecteni sunt acoperite normal pe V. Crasna de un pachet de marne șistoase disodiliforme și că întregul pachet de gipsuri și marne șistoase reprezintă faza de regresiune, cu recurențe marine, cu care se încheie ciclul de sedimentare al Paleogenului. Fauna de Pecteni arată forme comune Oligocenului și Miocenului. Din această cauză el atribuie acest orizont Aquitanianului. Deasupra lor se aşază transgresiv conglomeratele de Brebu.

G. MURGEANU (25) susține că la Corbșori acest orizont de gipsuri inferioare are o vîrstă mai veche, priaboniană.

I. PĂTRUȚ (27, p. 30), neputîndu-le fixa cu precizie în scara stratigrafică, întrebuiuțează denumirile vechi (Strate de Cornu și Orizontul gipsurilor inferioare), deși consideră că cele mai multe argumente pledează pentru vîrsta Chattianului. După el, acest orizont se aşază discordant și transgresiv pe Oligocenul Pintenului de Homorciu.

V. DRAGOȘ (5 și 6), în urma cercetărilor efectuate în depresiunea getică, consideră pe baze stratigrafice și paleontologice că gipsurile inferioare reprezintă faza cu care se încheie Paleogenul și le dă vîrsta aquitaniană.

Gh. VOICU (39), cercetînd regiunea dintre Alunișu și Brebu (Prahova), susține că orizontul stratelor de Cornu în sensul lui MRAZEC poate fi separat în două nivele: în bază un nivel de gipsuri care pentru acest autor devine orizontul gipsurilor inferioare, iar deasupra un nivel în care predomină materialul psefitic pe care-l denumește orizontul stratelor de Cornu. Vedem deci că Voicu dă un sens nou, mai restrîns, atât gipsurilor inferioare (în sensul lui D. M. PREDA), cât și Stratelor de Cornu (în sensul lui L. MRAZEC). Pe baza unui studiu micropaleontologic acordă celor două orizonturi nou definite, vîrste diferite, considerînd orizontul gipsurilor inferioare, aquitaniene, iar orizontul Stratelor de Cornu, burdigaliene, idee pe care o împărtășește și I. BĂNCILĂ (1, p. 269).

Observațiile noastre de teren, efectuate între Alunișu și Cerașu, adică în partea de NE a sinclinalului Slănic, ne arată că pachete de gipsuri, conglomerate și microconglomerate, gresii micacee, șisturi disodilice și argile șistoase cu patină de sulfat și rozete de gips, se succed alternativ, încît o separație în acest orizont al Stratelor de Cornu (sens MRAZEC) este imposibil de făcut.

În această problemă cel mai edificator este profilul de pe V. Cheiței, affluent pe stînga al Văii Drajna în dreptul satului Cerașu (vezi planșa).

Caracterul lagunar al depozitelor și extinderea lor pe o suprafață restrînsă ne obligă să le considerăm reprezentînd, ca și în depresiunea getică, termenul cu care se încheie ciclul de sedimentare al Paleogenului și să le atribuim sub acest sens, Aquitanianului.

Dacă fauna de Pecteni de la Schiulești este burdigaliană, cum au arătat I. P. VOIȚEȘTI, D. M. PREDA și H. GROZESCU (41), trebuie totuși considerată, aşa cum a indicat și M. G. FILIPESCU (10), precursoarea faunei miocene, ea apărînd aici la sfîrșitul ciclului de sedimentare anterior.

Burdigalian—Helvețianul. Atribuim acestor etaje, în mod convențional, o succesiune groasă de depozite, de aproximativ 1500 m, în care autorii mai vechi distingeaau trei orizonturi: cel bazal considerat burdigalian, iar cele două superioare atribuite Helvețianului. Datele de teren din regiunea cercetată nu ne permit să separăm decît două orizonturi, deși cartografic nici acestea nu se pot bine delimita.

Orizontul conglomeratelor de Brebu este constituit dintr-un pachet de conglomerate poligene grosolane în bază, cu trecere gradată sau ritmică la conglomerate mai mărunte, alternînd cu gresii grosiere sau fine, micacee. Culoarea dominantă este în general roșie, cu treceri pe orizontală și pe verticală la o culoare cenușie. Treptat între bancurile de conglomerate își fac apariția spre partea superioară intercalații de marne roșii-șocolatii. Din loc în loc se află diaclaze umplute cu gips fibros. Ele reprezintă continuarea spre E a conglomeratelor de Brebu (MRAZEC).

Cu aceste conglomerate începe seria miocenă. La Măneciu, în versantul stîng al Teleajenului, se observă o discordanță intraformațională în mijlocul masei de conglomerate.

Orizontul conglomeratic este bine dezvoltat numai pe flancul de N al sinclinalului, mai ales între V. Drajnei și V. Căcîcea, unde are cca 120 m grosime. Mai la W el se laminează ușor, încît în V. Crasna are numai 40–50 m grosime. Pe flancul de S al sinclinalului Slănic, orizontul conglomeratic este bine dezvoltat numai în V. Drajna. La W el se laminează puternic apărînd în versantul stîng al Teleajenului cu o grosime de 30 m și dispără în versantul drept pe o distanță de cca 100 m, la confluența Văii Mari cu Teleajenul, fapt semnalat mai înainte de D. M. PREDA și M. G. FILIPESCU.

Orizontul grezos-marnos este reprezentat în bază prin gresii grosiere sau fine, moi, adesea micacee, dispuse în bancuri de 0,20–0,60 m grosime, prin nisipuri necoherente sau ușor compacte, în bancuri de 0,30 — 1 m grosime cu intercalații subțiri de marne nisipoase—argiloase. Spre partea superioară gresiile și nisipurile se înlocuiesc treptat cu marne.

O caracteristică a depozitelor helvețiene o constituie prezența gipsurilor care apar mai întâi în bază, sub formă de foițe subțiri pe fețele de stratificație și pe diaclaze. Spre partea superioară gipsurile devin din ce în ce mai frecvente, având în unele locuri pe V. Teleajen o grosime între 0,40—1,50 m.

Frecvența mare a gipsurilor în sinclinalul Drajna a făcut pe D. M. PREDA să-i dea numele de « orizontul gipsurilor superiorioare » (31, p. 28). Tuful dacitic este prezent pe V. Teleajenului sub forma a două strate: unul de cca 0,50 m în axul sinclinalului și altul mai subțire pe flancul de N.

Trecerea de la orizontul conglomeratic la orizontul grezo-marnos se face gradat, încit o limită riguroasă este dificil de stabilit, fapt pentru care mulți autori nu fac separarea acestora.

Culoarea roșcată dominantă în orizontul conglomeratic se continuă și în orizontul grezo-marnos, cu alternanțe mai frecvente de gresii și marne cenușii. Menționăm însă că nu se poate face o separare a acestuia în orizont roșu și orizont cenușiu ca în Moldova, deoarece culoarea roșie se menține pînă la partea sa superioară, după cum se observă chiar în axul sinclinalului, în versantul drept al Teleajenului, la Costeni.

Pe V. Seacă, affluent pe dreapta Teleajenului, la marginea de S a satului Mănechiu, pe o distanță de cca 800 m orizontul grezos-marnos este mai grosier, fiind format din microconglomerate, gresii și marne roșii.

Tortonianul. Depozitele tortoniene apar la W de Homorîciu, începînd din V. Crucei. Ele sunt formate în bază din orizontul tufului dacitic și al marnelor cu Globigerine, cunoscut în literatură și sub numele de tuful verde, denumire dată după D. Piatra Verde de la Slănic-Prahova unde este bine dezvoltat. El a fost sincronizat prima dată de V. MERUȚIU (24) cu tuful de Dej, care, după A. KOCH, formează baza Tortonianului.

Menționăm că în regiune Tortonianul fosilier era cunoscut din 1877, cînd C. D. PILIDE (28) a semnalat pentru prima dată existența unor calcare organogene de tipul calcarului de Leitha, pe V. Zăpozii, la N de masivul de sare de la Slănic. SABBA ȘTEFĂNESCU menționează prezența Tortonianului fosilifer și în D. Piatra Verde.

W. TEISSEYRE (38), D. M. PREDA (31, p. 29) și M. G. FILIPESCU (10, p. 68—69) menționează Tortonianul de pe V. Fața Bordeiului la W de Homorîciu și de la Slănic (Prahova), reprezentat prin marne cenușii, gresii friabile calcaroase cu o microfaună caracteristică, nisipuri slabe cu intercalării de tuf dacitic. Acești autori nu includ la Tortonian tuful dacitic de la Piatra Verde, pe care-l lasă la Helvetician.

GR. POPESCU (29) consideră, ca și V. MERUȚIU, că tuful dacitic de la Piatra Verde trebuie sincronizat cu tuful de Dej, el reprezentînd orizontul de bază al Tortonianului. Deasupra acestuia el mai separă încă trei orizonturi în Tortonian.

Noi (8) am arătat cu altă ocazie că aceste subdiviziuni nu pot fi menținute deoarece orizonturile separate de GR. POPESCU reprezintă de fapt numai faciesuri locale. De data aceasta menționăm că în masa tufului dacitic de pe V. Fața Bordeiului se găsesc lentile de calcare fosilifere de tip Leitha, încit aducem astfel, pe lîngă microfaună, și date de macrofaună, pe baza cărora tuful trebuie considerat tortonian fără nici o rezervă.

Cuaternarul (Antropogenul). Ca formațiuni antropogene se întâlnesc depozite aluviale, deluviale, alunecări de teren.

Depozitele aluviale sunt foarte răspândite numai pe versantul drept al văii Teleajenului, unde constituie patru nivele de terase. Terasa cea mai înaltă este situată aproape de creasta interfluviului dintre V. Teleajen și Slănic.

La originea văii Fața Bordeiului se observă un fenomen interesant de încrucisare a teraselor. Terasa cea mai veche este depășită spre amonte de a doua terasă, care ajunge în capătul ei nordic la o cotă mai înaltă.

Pe interfluviul V. Crasna—Valea Mare, la baza terasei a treia, se găsește un puternic strat acvifer, care dă naștere la numeroase izvoare, de unde vine numele comunei Izvoarele situată pe această terasă.

Depozitele deluviale se întâlnesc pe pantele dintre terase și pe versantul stîng al Teleajenului.

Alunecările de teren sunt răspândite pe depozitele oligocen-aquitaniene și miocene.

Interesantă este alunecarea de pe V. Căcicea care se încadrează, după V. DRAGOȘ (7, p. 45 și 68), în categoria alunecărilor plastice liniare. Ea are linia de desprindere în zona de Audia, străbate zona de Oligocen și Aquitanian și a barat temporar valea, înaintând ca o masă de noroi mai consistent.

Descrierea structurilor

Perimetru de care ne ocupăm este situat în regiunea de la exteriorul zonei Flișului cretacic, aproape la capătul de S al Flișului paleogen (median). În această regiune Flișul paleogen se destramă, făcînd loc, cu cît înaintăm spre W, unor depozite miocene și chiar pliocene, fiecare din ele avînd o structură, bine individualizată.

În perimetru nostru se disting în Paleogen două structuri, pe care le vom descrie separat: Anticlinalul diapir Homorîciu și Sinclinalul Slănicului.

1. *Anticlinalul diapir Homorîciu.* Zona paleogenă de la Homorîciu este cunoscută în literatură sub numele de Pintenul de Homorîciu.

În ciuda faptului că această regiune a fost atât de intens cercetată, poziția tectonică a acestei zone este încă viu disputată. Lucrarea prezentă, cu caracter restrîns nu-și propune să analizeze toate ipotezele emise asupra acestei probleme, pe care

citorul le poate găsi în lucrările lui D. M. PREDA (31, p. 29—54), M. G. FILIPESCU (10, p. 142—147) și I. PĂTRUȚ (27, p. 58—76).

În rezumat, structura regiunii a fost interpretată după două concepții. Prima concepție consideră că Pintenul de Homorîciu reprezintă o pînză de șariaj. Această concepție a fost susținută de cei mai mulți autori: L. MRAZEC și W. TEISSEYRE (21, p. 5), L. MRAZEC și I. P. VOIȚEȘTI (22, p. 528), L. MRAZEC (19, 20), I. P. VOIȚEȘTI (42, 43), A. PUSTOVKA (33), E. MEYER (16), M. G. FILIPESCU (10, 11). A doua concepție consideră că Pintenul de Homorîciu are o structură normală, Paleogenul apărînd în anticlinal ușor dislocat de sub depozitele miocene. Ea a fost susținută de D. M. PREDA (31, 32).

Interesant este faptul că geologi din generația noastră, educați la aceeași școală geologică, ajung totuși după 1940 la concepții diametral opuse. Astfel, I. PĂTRUȚ (27, p. 58—76) și FL. OLTEANU (26, p. 134—138) continuă a susține ipoteza pînzelor de șariaj, în timp ce GR. POPESCU (30, p. 120—121) militează pentru o structură normală. În lucrarea sa de sinteză I. BĂNCILĂ (1, p. 275—276) admite o structură normală.

Se înțelege că rezolvarea acestei importante probleme necesită studii regionale. Expunerea observațiunilor noastre efectuate pe o suprafață limitată între V. Drajna, Teleajen și Slănic are ca scop numai emitere unei noi ipoteze de lucru, a cărei aplicare spre W ar putea aduce clarificări prețioase în dezlegarea problemei. Cercetările întreprinse între regiunea dintre V. Drajna la W și V. Slănicului la E ne duce la concluzia că local, cel puțin, zona paleogenă de la Homorîciu are un pronunțat caracter diapir.

Urmărind de la E la W raporturile Oligocenului cu formațiunile superioare, constatăm că Oligocenul, prin orizontul Stratelor de Izvoarele pe flancul de N, ia contact, pe rînd, cu toate formațiunile de la Aquitanian la Tortonian, ceea ce constituie caracterele anticlinalelor diapire. Pe flancul de S, în V. Teleajenului, contactul diapir se face la orizontul disodilelor superioare. Harta geologică întocmită de noi ilustrează acest caracter.

Liniile tectonice trasate de D. M. PREDA (29) se apropie de interpretarea noastră, în timp ce liniile trasate de M. G. FILIPESCU reprezintă contur de pînză. Dimpotrivă, I. PĂTRUȚ (27, p. 30) descrie că formațiunile aquitaniene și miocene se aşază discordant pe Oligocen, deși fig. 3 întocmită de același autor arată o continuitate de sedimentare.

Noi nu împărtășim acest punct de vedere deoarece în acest caz am fi nevoiți să admitem următoarele transgresiuni: a gipsurilor inferioare peste orizontul Stratelor de Izvoare, a conglomeratelor de Brebu, a orizontului grezo-marnos (Helvetian) și a Tortonianului, deoarece fiecare formățiune ia contact pe rînd cu Oligocenul pe o distanță de numai 2—3 km. Ori, noi nu cunoaștem în altă parte asemenea transgresiuni. Se poate admite termenul de « discordant » folosit de I. PĂTRUȚ, dar cu condiția să-i atribuim un conținut tectonic (discordanță tectonică).

Rezolvarea acestei probleme nu este tocmai ușoară, întrucât, după cum arată M. BILLINGS (3 p. 61), în unele cazuri « discordanțele pot fi confundate cu unele tipuri de falii », de exemplu tipul falilor longitudinale, cum este cazul între depozitele paleogene ale Pintenului de Homorîciu și depozitele miocene ale sinclinalelor adiacente, la meridianul văii Teleajenului. Urmărind regiunile vecine cu structura mai simplă, discordanțele menționate nu apar, ci se constată o continuitate de sedimentare de la Oligocen la Aquitanian (Aricești—Zeletin) și la orizonturile superioare.

Noi credem că zona paleogenă Homorîciu a jucat, de la V. Drajnei spre W rolul unui simbure diapir, suferind o puternică ridicare pe verticală, străpungând formațiunile acoperitoare. În sprijinul acestei afirmații, aducem aspectul cartografic, ridicarea la verticală a stratelor și discordanța tectonică a nucleului diapir față de formațiunile înconjurătoare.

Analizat în detaliu se constată că simburele diapir este făiat axial la nivelul gresiei de Tarcău, care este puternic laminată și apare numai sub forma unei lame tectonice.

D. M. PREDA (31, pl. cu secțiuni), făcînd mai multe secțiuni geologice prin Pintenul de Homorîciu de la Bătrîni la Slănic, figurează în masa acestuia numeroase cufe secundare, cu excepția secțiunilor de pe V. Teleajenului. Asemenea cufe secundare se întîlnesc frecvent în nucleele diapire, dar nu și în anticlinalul diapir Homorîciu.

Descrierea unei cufe diapire cu nucleu de Oligocen nu trebuie să ne surprindă, deoarece L. MRAZEC (19, p. 255), creatorul termenului diapir, definește fenomenul astfel: « on peut définir le diapirisme comme une émergence tectonique de couches inférieures de leur toit de couches supérieures », și consideră că diapirismul reprezintă un fenomen regional caracteristic regiunilor cutate constituite din formațiuni plastice și mobile, incluzînd aici și o parte din fenomenele magmatice. După MRAZEC, diapirismul se produce sub influența mișcărilor tectonice.

În acest sens L. SCHAFFER (34 p. 22) descrie existența unui diapirism magmatic în Africa de Sud. E. WEGMANN (44—45) de asemenea semnalează diapire migmatice în Finlanda, iar N. A. ELISEEV (9) consideră masele plutonice ca diapire originale (diapir-plutoni).

A. HEIM (12) admite în formarea diapirelor atât ipoteza tectonică pentru regiuni de geosinclinale, cât și ipoteza atectonică (fenomen de holokineză) pentru regiuni de platformă. În cadrul ultimei ipoteze HEIM acordă diapirismului un sens mai larg, descriind diapire de gaze (vulcani noroioși), diapire lichide (erupția țîțeiului), izvoarele ascendente (juvenile sau vadoase), diapire de argilă, diapire de ghiață (hidrodiapire).

Anticlinalul diapir Homorîciu s-a format sub acțiunea combinată a forțelor tectonice tangențiale, care s-au exercitat perpendicular pe axul geosinclinalului carpatic și a forțelor tectonice radiare, ambele acționînd după cum se arată mai departe.

2. *Sinclinalul Slănicului*. Sinclinalul Slănicului este cunoscut în literatură sub numele de « cuveta de Slănic », deoarece în jurul acestei localități s-au întâlnit prima dată depozitele miocene din zona paleogenă și conturul lor cartografic justifica la început această definiție. D. M. PREDA a folosit la început (31, p. 51) termenul de cuvetă, iar mai tîrziu (32, p. 164—165) utilizează atîț termenul de cuvetă cît și pe cel de « cuvetă-sinclinal », M. G. FILIPESCU (10, p. 150) utilizează atîț termenul de cuvetă cît și cel de sinclinal, iar Gr. POPESCU (29, p. 9 și 30, p. 121) folosește exclusiv termenul de cuvetă.

Tinînd seama că lungimea acestei cuve depășește 100 km, iar lărgimea este numai de 4—5 km, reiese că menținerea termenului de cuvetă este cu totul impropriă, fiind necesară înlocuirea lui cu termenul de sinclinal, aşa cum face și I. BĂNCILĂ (1, p. 268), întrucît după dimensiuni el se încadrează în categoria cutelor lungi de geosinclinal.

Sinclinalul Slănicului este constituit din toate formațiunile de la Aquitanian la Tortonian, care se adaugă treptat de la E la W. El face parte din categoria cutelor normale asimetrice. Axul sinclinalului are orientarea ENE—WSW și taie V. Teleajenului la cca 350 m aval de biserică din Costeni.

Asimetria sinclinalului are un triplu aspect:

În primul rînd flancul de N are o grosime de cca 1900 m, mult mai mare ca a flancului de S, a cărui grosime este de cca 850 m;

În al doilea rînd flancul de N are înclinări slabe de 30° — 40° la SE, în timp ce flancul de S al sinclinalului este puternic redresat și laminat. Înclinările variază între 75° NW — 90° . Orizontul disodilelor superioare este laminat la E de V. Drajna. Între V. Drajna și V. Teleajen se laminează Aquitanianul și o parte din orizontul conglomeratic al Burdigalian-Helveticianului. Laminarea completă a acestuia are loc în versantul drept al Teleajenului la confluența cu Valea Mare. De aici și pînă în V. Fața Bordeiului, pe o distanță de 3 km, se laminează și orizontul grezo-marnos, încîț Oligocenul străpunge Tortonianul;

În al treilea rînd asimetria reiese datorită prezenței numeroaselor cuve secundare, flexuri și falii inverse conforme, pe flancul de N și mai ales în umplutura sinclinalului.

Pe flancul de N cuve minore se găsesc în partea inferioară a depozitelor oligocene de pe V. Secuianca. În V. Chicioreni structura cutelor minore este complicată de prezența unor falii a căror morfologie este greu de precizat.

Numeroase accidente structurale apar în depozitele ce constituie umplutura sinclinalului.

O falie inversă apare în versantul stîng al văii Teleajenului pe flancul de N al sinclinalului, în dreptul bisericii din Costeni cu 10 m amonte de puntea peste Teleajen (fig. 1). Ea este vizibilă datorită unui strat de gips de cca 20 cm grosime. Săritura verticală a faliei este de 0,80 m. Înclinarea planului de falie are 80° spre SE,

Cele mai frumoase cutie secundare și falii care dă caracterul de asimetrie sinclinalului apar în axul acestuia și sunt vizibile în versantul drept al văii Teleajenului, la cca 300 m aval de biserică din Costeni sub depozitele inferioare.



Fig. 1. — Falie inversă pe flancul de nord al sinclinalului Slănic. Versantul stîng al văii Teleajenului, la Costeni.

În acest loc, pe o secțiune transversală pe direcție se găsește un anticlinal normal drept cu lărgimea de 45 m, apoi urmărind secțiunea spre amont se întâlnesc un sinclinal restrîns, asimetric, faliat, un anticlinal dejetat spre S, afectat de o falie inversă, suprapusă planului axial (fig. 3). În continuare se întâlnesc o flexură și mai multe falii inverse a căror sărituri stratigrafice variază de la 0,20 m la 10 m, dar mai frecvent între 3—5 m (fig. 4). La aceste cutie se referă probabil M. G. FILIPESCU (10, p. 150) cînd afirmă că depozitele miocene ale «cuvetei» de Slănic se prezintă ca un sinclinal «recutat».

Urmărind sinclinalul Slănicului în direcție, constatăm că accidentele tectonice din V. Teleajenului se continuă spre W și se accentuează. Astfel, pe Valea Mare, în versantul drept, la cca 250 m aval de șosea, se află două anticlinale separate de



Fig. 2. — Sinclinalul secundar în versantul drept al Văii Mari, în axul sinclinalului Slănic.

un sinclinal (fig. 2), având înălțimea de cca 25 m. Pe aceeași vale, la cca 100 m aval de podul de cale ferată, se află cîteva falii a căror morfologie nu a putut fi precizată, din cauza materialului deluvial ce le acoperă în bună parte.

Mai la W pe V. Fața Bordeiului se află mai multe falii și cîte secundare pe care le-am pus în evidență în vara 1956 și care afectează și depozitele tortoniene. În V. Slănicului, în dreptul localității Slănic, sinclinalul este dedublat și străbătut de masivul de sare, care a ieșit la suprafață de-a lungul liniei diapire dintre depozitele miocene și anticlinialul diapir Homoriciu, luînd aspectul de anticinal diapir de sare.

Vedem prin urmare că sinclinalul Slănic, care în V. Drajna și spre partea periplinclină are o structură simplă, capătă spre W o alcătuire mai complicată pusă în evidență de prezența numeroaselor accidente tectonice de cutare și rupturale.

Explicarea fenomenelor geotectonice. Forme structurale disarmonice se cunosc de mult, ele sănt destul de variate, iar explicația lor încă diferă de la un autor la altul.

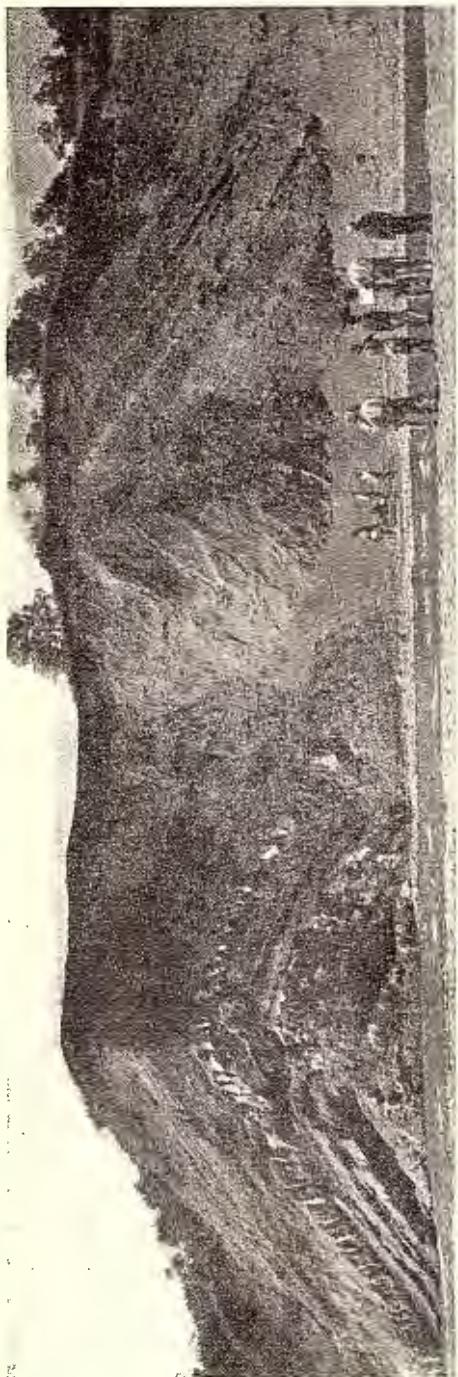


Fig. 3 – Cufe secundare disarmonice în axul Sinclinalului Slănic, versantul drept al văii Teleajenului

În 1915, L. MRAZEC (19, p. 34—36, f. 30—35) arată că în regiunile formate din cufe diapire, sinclinalele au structură diferită față de structura sinclinalelor din regiunile alcătuite din cufe normale. Aceasta se datorează faptului că, în cazul diapirelor, nucleul în ascensiune, pentru a ieși la suprafață, este nevoie să străpungă formațiunile mai noi din acoperiș, laminând flancurile sinclinalelor adiacente, uneori producînd o strivire a lor în mod cu totul diferit și dind naștere unei disarmonii.

Disarmonia cutelor este mai evidentă în plan vertical, dar ea poate fi urmărită și în plan orizontal, în care caz sinclinalele sunt împărțite în «cuvete secundare» cu contururi foarte variate, imprimînd suprafeței un fel de «riduri». Aspectul disarmonic al sinclinalelor apare cu atât mai pronunțat cu cât simburii diapirilor adiacente acționează cu intensitate inegale.

Studiind o parte din zona neogenă a Subcarpaților, M. ILIE (13, p. 21—30) ajunge la concluzia că disarmoniile cutelor nu se produc numai sub influența mișcărilor tangențiale, ci, în cele mai frecvente cazuri, ele se datorează deplasării maselor sedimentare, pe un fundament «rigid, fragmentat și puternic denivelat prin falii». Pentru el, diapirismul are numai un rol secundar în formarea disarmoniilor. De altfel, însăși mecanismul diapirismului este imaginat de M. ILIE ca un fenomen de alunecare a maselor plastice pe fundamentalul rigid, iar

cutarea disarmonică rezultă datorită faptului că forța gravitației imprimă sedimentelor antrenate viteze de deplasare diferite. Sedimentele superioare alunecă mai repede decât cele inferioare și se cufează mai intens. Din această cauză disarmoniile sunt mai puțin accentuate în apropierea muntișorilor, în apropierea locului de desprindere și mai intense spre cîmpie la locul de oprire. Flexurile iau naștere datorită laminărilor ce se produc la trecerea maselor alunecătoare peste pragurile denivelate de falii în rocele din fundament.

Noi considerăm că disarmoniile din sinclinalul Slănic s-au produs sub influența a două cauze:

Prima cauză o atribuim faptului că forțele tectonice s-au exercitat în mod inegal pe cele două flancuri ale sinclinalului. Depozitele ce alcătuiesc sinclinalul Slănic au fost supuse unor forțe tectonice de cutare tangențiale, care s-au exercitat în sens opus și neuniform. De la N la S presiunea a fost exercitată de masa de pînze a Cretacicului, iar de la S la N de ridicarea diapiră a Paleogenului de la Homorîciu. În acest mod depozitele sinclinalului erau supuse unor forțe de la N în care predomina compoziția orizontală și unor forțe de la S cu predominarea componentei verticale. Eforturile diapirismului, manifestate în sens vertical, au imprimat flancului de S o înclinare mai mare (de la 75° NW pînă la verticală), avînd de străpuns depozite cu o grosime sensibil mai mică (cca 800 m) ale flancului de



Fig. 4 – Flexuri și falii inverse în Sinclinalul Slănic, versantul drept al văii Teleajenului.

S. Pînzele de şariaj de la N cu mişcare orizontală au avut de învins depozite mult mai groase (cca 1900 m), le-au ridicat la verticală și le-au răsfrînt, depășind termenii cei mai inferiori, Senonianul și Eocenul, și luînd contact cu Oligocenul în masa căruia s-au format cutile minore descrise.

A doua cauză constă în diferența de comportare a rocilor față de eforturile mecanice. Presiunile exercitate de la N spre S au fost absorbite de depozitele oligocene și aquitaniene cu caracter incompetent și au dat naștere la numeroase cute secundare descrise mai sus. Amortizată de depozitele oligocen-aquitaniene, presiunea se exercită cu mai mică intensitate asupra depozitelor burdigalian-helvetiene. Pe de altă parte, conglomeratele burdigiene fiind roci competente nu absorb presiunea ci o transmit în toată masa lor, dînd naștere unui sinclinal cu rază mai mare de curbură.

Depozitele helvetiene alcătuite din gresii moi, nisipuri, marne și numeroase intercalări de gipsuri în partea superioară, au, ca și cele oligocen-aquitaniene un caracter incompetent; din această cauză în masa lor s-au format cutile secundare și faliile inverse a căror descriere s-a făcut mai sus.

Dacă analizăm, ca și L. MRAZEC (19, p. 9), STOES (37), BILLINGS (3), BUIALOV (4, p. 110—111) mecanismul de cutare, ne dăm seama că asemenea disarmonii pot să apară în orice regiune cutată în care există o alternanță de depozite competente cu depozite incompetent. Pornind de la faptul că rocile, în majoritate, au un volum determinat, ne dăm seama că sub impulsul forțelor de cutare ele își modifică numai forma pentru a se adapta noilor condiții de presiune și temperatură.

Indiferent de sensul (vertical sau orizontal) în care se exercită primordial forțele tectonice asupra scoarței pămîntului, trebuie să admitem că, în ultima fază, forțele de cutare acționează sub forma unei compresiuni. În acest caz, rocile își modifică forma, curbîndu-se în modul cel mai simplu și luînd aspectul unui arc de cerc. Pentru aceasta se produce alungirea laturii convexe și scurtarea celei concave. În acest timp, sub acțiunea forțelor de compresiune, în masa rocilor se dezvoltă două feluri de forțe: de tensiune și de compresiune. Primele determină alungirea iar secundele scurtarea rocilor (fig. 3).

Rocile competente se pot lungi datorită faptului că în boltă apar crăpături de tensiune perpendicular pe direcția de aplicare a forțelor dacă avem de afacă cu bolta unui anticlinal. Tensiunile exercitate la fundul unui sinclinal dau totuși, și în cazul rocilor competente, naștere la laminări, deoarece la adâncime mai mare rocile capătă oarecare plasticitate. Rocile incompetent suportă tensiunea și alungirea, laminîndu-se. Scurtarea laturii concave, în cazul rocilor competente, se poate produce datorită faptului că în masa rocii se dezvoltă numeroase plane de clivaj de-a lungul cărora are loc o alunecare a materialului în sens divergent, avînd ca rezultat îngroșarea stratelor. Spre deosebire de acestea rocile incompetent se scurtează prin dezvoltarea cutelor minore care formează o disarmonie cu stratele subjacente. BUIALOV (4) arată că aplicarea forțelor de cutare face ca elipsoidul de defor-

mare să se orienteze în mod diferit în cele două zone : cu axa mare paralel cu direcția tensiunilor, în partea convexă, și cu axa mare perpendicular pe forțele de compresiune, în partea concavă.

În cazul disarmoniilor din sinclinalul Slănicului, constatăm că deși umplutura acestuia este formată din rocii incompetente, scurtarea rocilor s-a produs printr-o asociere de cute secundare minore, cu falii inverse dispuse divergent în sus, care nu sunt altceva decât amplificarea planelor de clivaj șiștos. Aceste accidente au luat naștere ca rezultat al dezvoltării forțelor de compresiune din masa rocilor în timpul îndoierii lor în mod concav. Faliiile inverse au produs o expulzare a materialului în sus, realizându-se astfel îngroșarea de care era nevoie pentru ca rocile să ocupe noul spațiu creat în sinclinal (fig. 4).

În acest caz, toate accidentele tectonice secundare se formează numai de la nivelul conglomeratelor burdigaliene în sus, acestea servind ca o menghină pentru strivirea depozitelor mai noi. Prin urmare, noi credem că în adâncime, unde spațiul este mai redus, cutile secundare sunt mai puțin dezvoltate, iar faliiile inverse neamorsate, pe cînd D.M. PREDA (31, p. 52) a firmă că la adâncime mai mare cutile secundare se accentuează.

În același sens N. I. BUIALOV (4, p. 110, 111) arată că formarea cutelor disarmonice are loc pe seama sedimentelor plastice care suferă o deformare cu evacuarea materialului în regiunea de șarnieră. Dacă depozitele plastice au o grosime mare, deformarea lor se produce cu dezvoltarea de cute secundare pe care el le numește « suplimentare ». Acest autor crede însă că asemenea cute suplimentare se manifestă « la îndoirea oricărui complex stratificat », datorită tensiunilor, ori noi am arătat că în cazul cutelor din sinclinal ele se produc ca urmare a compresiunilor.

Încercând o extrapolare a acestor concluzii să credem că faliiile inverse, chiar de proporții mai mari, se formează ca rezultat al acțiunii de contracție din scoarța pămîntului și că prezența lor pledează pentru susținerea acestei ipoteze, deosebindu-ne de BELOUSOV (2) care susține că faliiile inverse se formează numai datorită forțelor verticale.

Evoluția geotectonică a regiunii. După cum am arătat, zona paleogenă a Pintenului de Homorîciu este considerată de diferiți autori ca avînd o structură în pînză sau normală. Varietatea opiniilor se datorește marii dificultăți pe care o întîmpină aici cercetătorii: lipsa de deschideri bune (suprafețe întinse ocupate cu alunecări de teren și depozite de terasă, care în multe locuri acoperă limite și contacte importante a căror observare ar duce la clarificarea structurii), precum și variațiilor de facies a formațiunilor geologice. Una din dificultățile cele mai importante o constituie faptul că nu s-a putut stabili vîrstă sării, formăjune atît de răspîndită și care contribuie în bună măsură la complicarea tectonicei regiunii.

Noi, credem că problema nu se poate rezolva în nici un caz local, ci numai regional, dar că șansele de reușită cresc dacă se aplică ipoteza de lucru expusă mai sus.

Din date de literatură și din cîteva profile făcute de la E de V. Buzăului pînă în V. Lupa (Brebu), credem că ipoteza cea mai apropiată de adevăr este aceia care susține o structură normală a zonelor paleo-neogene în partea de la E de V. Drajnei, aşa cum fac D. M. PREDA (31), GR. POPESCU (30) și I. BĂNCILĂ (1), și o structură diapiră la W de această vale.

Am admis (8) pentru zona mio-pliocenă de la E de V. Buzăului că diapirele cu sare sînt jalonate pe crestele și liniile de dislocație ale vorlandului sau pe liniile axelor anticlinale din zona geosinclinală.

Raportîndu-ne la zona geosinclinală paleogen-neogenă, credem că cei doi pinteni reprezintă cordiliere submerse, în continuă ridicare. Între aceste două cordiliere se dezvoltă depresiunea Slănicului și depresiunea Drajnei, în care sedimentarea a continuat subsident pînă în Pliocen.

La sfîrșitul Oligocenului ambele depresiuni au reprezentat vaste lagune, în care s-au format depozitele de anhidrit, gips și probabil și cele de sare. Apoi depresiunile se adîncesc, reluîndu-și funcțiunile de sedimentare. Ele se găsesc sub impulsul mișcărilor oscilatorii, care schimbă frecvent de sens, în urma căror se formează o alternanță de depozite marine cu depozite lagunare, potrivit transgresiunilor și regresiunilor marine respective pînă la începutul Sarmătianului.

În același timp cordilierele, embrionii viitorilor pinteni, au fost în continuă ridicare. Din această cauză, depozitele miocene depuse pe cordiliere sunt mult mai subînă decît cele din axul sinclinalelor, iar în cazul sinclinalului de Slănic și decît sedimentele depuse pe flancul de N. Sedimentarea concomitentă cu orogeneza (sinorogenică) ar fi putut avea loc după schema dată de G. MACOVEI (15).

La sfîrșitul Pliocenului s-a produs o puternică fază de cutare, în timpul căreia a avut loc străpungerea depozitelor miocene de către sîmburile diapir Homorîciu, în formă de lamă, separarea celor două sinclinale și strivirea lor cu formarea cutelor secundare și a disarmoniilor.

Pe linia de contact diapir, la W de V. Teleajenului apar, după V. DRAGOȘ (8), sărăturile de la confluența Văii Caporalului cu V. Fața Bordeiului și probabil și puternicul masiv de sare de la Slănic-Prahova, deoarece falia trece spre W prin acest masiv.

I. PĂTRUȚ (27) și FL. OLTEANU (26) militează pentru o structură în pînză a Pintenului de Homorîciu—Prăjani, întrucît ar exista raporturi anormale între Paleogen și Neogen. Noi credem că problema se simplifică și își poate găsi rezolvarea, admitînd că toate ivirile de Paleogen de la W de V. Slănicului au o structură diapiră.

Raporturile anormale se dătoresc nu unui fenomen de șariaj care să fi adus petecile de Paleogen pe deasupra, ci diapirismului, care scoțînd Paleogenul din adîncime a produs în unele locuri o răsfrîngere mono- sau bilaterală a lamei diapire.

Asemenea concluzii se pot desprinde ușor din analizarea hărții geologice, deoarece se constată că lamele de Paleogen considerate în pînză nu au conturul cartografic

corespunzător acestei structuri. Dimpotrivă, Paleogenul se dezvoltă pe văi, iar în cazul cînd se dispune anormal, el reprezintă lame diapire desrădăcinate. I. PĂTRUȚ desfășurînd pînzele stabilește că pînza mediană ar fi fost situată inițial într-o pînza internă care s-ar fi găsit pe zona cristalino-mesozoică, ceea ce se parea a fi exagerat.

Admitînd ipoteza noastră problema se simplifică, rămînînd doar să admitem că regiunea cutelor diapire se extinde mai la N decît era considerată pînă acum, și că pe lîngă diapirele de sare cunoscute mai există diapire cu sîmbure constituit din depozite argiloase paleogene.

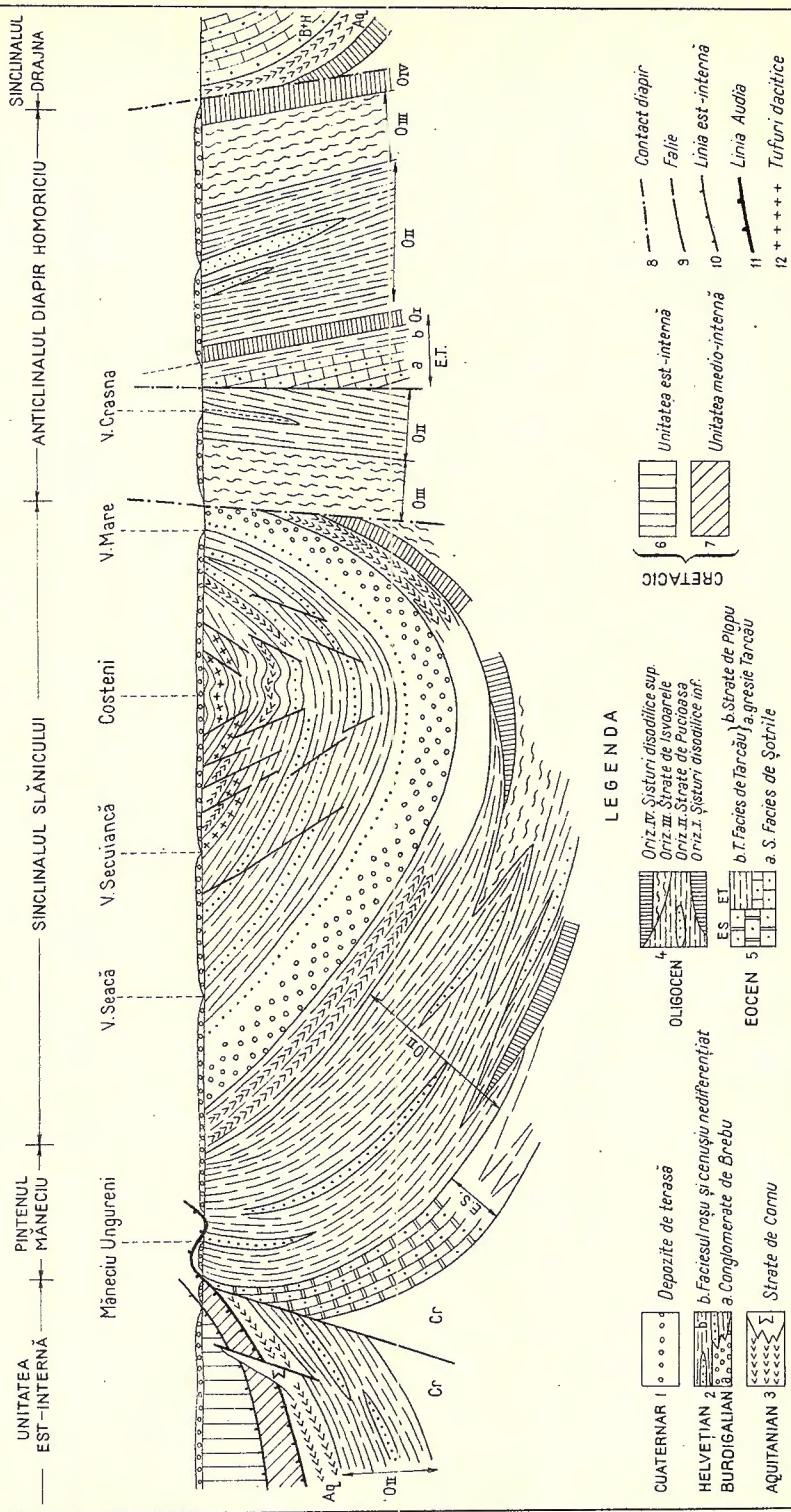
BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I. Carpații Orientali. *Ed. Științ.* București, 1958.
2. BELOUSOV V. V. Problemele fundamentale ale Geotectonicei. Moscova, 1954 (trad. în limba română).
3. BILLINGS M. Structural Geology. New York, 1949.
4. BUTALOV N. Geologie structurală, p. 110—111. Moscova, 1957.
5. DRAGOȘ V. Cercetări geologice asupra regiunii dintre R. Topolog și R. Olt. *D. S. Inst. Geol. Rom. XXXVII*, București 1953.
6. — Structura geologică a regiunii dintre R. Topolog și V. Olănești. *D. S. Inst. Geol. Rom. vol. XXXIX* (1951—1952) București 1955.
7. — Deplasări de teren (p. 32—33) *Edit. Științ.* București 1957.
8. — Tectonica regiunii dintre R. Buzău și V. Bălăneasa. Comunic. Comit. Geol., mai 1958.
9. ELISSEV A. N. Petrologie structurală (Structurnai petrologii) pag. 40, cap. V. Leningrad 1953.
10. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între V. Teleajenului și V. Doftanei. București 1934.
11. — Étude géologique comprise entre la Vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bisca Mică. *Bul. Lab. Min. Univ. Buc.* Tom. II, București 1937.
12. HEIM A. Beobachtungen über Diapirismus. *Eclogae Geologicae Helvetiae.* vol. LI, nr. 1, 1958, p. 3—7.
13. ILIE M. Contributions à la connaissance de la tectonique de la zone néogène des Subcarpates. *C. R. Inst. Géol. Roum. XXX*, p. 21—30 București, 1946.
14. JONET S. Contributions à l'étude des schistes disodyliques oligocènes de Roumanie. Lisabona 1958.
15. MACOVEI G. Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din România. *D. S. Inst. Geol. Rom. VII*, București.
16. MEYER E. Contributions à l'étude des Carpathes roumaines entre la Dîmbovița et le Buzău. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, nr. 45, 1930.
17. MRAZEC L. Despre formarea zăcămintelor de petrol din România. Discurs de recepție la Acad. Rom. București 1907.
18. — Les gisements de Pétrole. Industrie du pétrole. București, 1910.
19. — Les plis diapirs. *C. R. Inst. Géol. Roum. VI*, (1915), București 1927.
20. — L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Prague 1931.
21. — et TEISSEYRE I. Esquisse tectonique de la Roumanie; II. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes; III. Esquisse tectonique des Subcarpates de la vallée de la Prahova. *Congr. Internat. du Pétrole. II-ème Réun. Guide des excursions*, nr. 1, pl. 1—52, 1907.

22. MRAZEC L. et VOITEŞTI I. P. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpathiques de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* V, p. 528, Bucureşti. 1911.
23. — și VOITEŞTI I. P. Date noi pentru clasificarea Flișului carpatic. *D. S. Inst. Geol. Rom.* III, p. 33, Bucureşti 1912.
24. MERUȚIU V. Contribujiuni la studiul masivelor de sare și a zonei subcarpatice din România. Bucureşti, 1915.
25. MURGEANU G. Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Munténie occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV, Bucureşti, 1937.
26. OLTEANU FL. Structura geologică a regiunii Ursei—Cimpina. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI, p. 125—138, Bucureşti, 1952.
27. PĂTRUȚ I. Geolcgia și tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Bultenari. *An. Comit. Geol.* XXVIII, p. 5—92, Bucureşti 1955.
28. PILIDE C. D. Sur le bassin néogène de la région située au Nord de Ploëști. *Bull. Soc. Géol. de Fr.* Sér. III, T. VI, p. 22.
29. POPESCU GR. Observațiuni asupra « breciei sării » și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a jud. Prahova. *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XXXII (1943 — 1944), Bucureşti 1951.
30. — Zona Flișului paleogen între V. Buzăului și Valea Vărbișului *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948—1949), Bucureşti, 1952.
31. PREDA D. M. Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* X, p. 47—52, Bucureşti 1924.
32. — Géologie de la vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpathiques. *II-ème Réun. de l'Assoc. Carpath., Guide des excursions*, p. 155—162, Bucureşti, 1927.
33. PUSTOWKA A. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens; Ueber rumänische Salztonausbrüche. *N. Jahrb. f. Min. etc. Bd. LXI*, Abt. A, 317, 1928.
34. SCHAFFER X. F. Lehrbuch der Geologie. *Geologische Länderkunde*. p. 222—223, Dritte Lieferung. Leipzig und Wien, 1932.
35. SITTER L. U. de. Structural Geology, p. 229. New York — London — Toronto, 1956.
36. STEFĂNESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille, 1897.
37. STOCKES R., WHITE C. Structural Geology. London, 1935.
38. TEISSEYRE W. Ueber die meotische, pontische und dacische Stoffe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* II, p. 283, Bucureşti 1908.
39. VOICU GH. Studiul micropaleontologic al Stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, între V. Prahovei și V. Vărbișului. *An. Comit. Geol.*, XXVI, p. 250—262. Bucureşti, 1953.
40. VOITEŞTI I. P. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* III, p. 275, Bucureşti.
41. VOITEŞTI I. P., PREDA M. D., GROZESCU H. Clasificarea Mediteranului în România. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, (1915—1916), p. 69—84, Bucureşti 1916.
42. VOITEŞTI I. P. Aperçu sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. geol., min. Cluj.* III, nr. 1, p. I, p. 37—40, Cluj, 1929.
43. — Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj*, V, nr. 2, Cluj 1935.
44. WEGMANN E. Über Diapirismus, besonders im Grundgebirge. *C. R. Soc. Géol. Finlande*, nr. 3 și *Bull. Comité. Géol. de Finlande* nr. 92, p. 57—58. Helsinki—Helsingfors. 1930.
45. — Lebende Tektonik. *Geol. Rundschau*, 43.

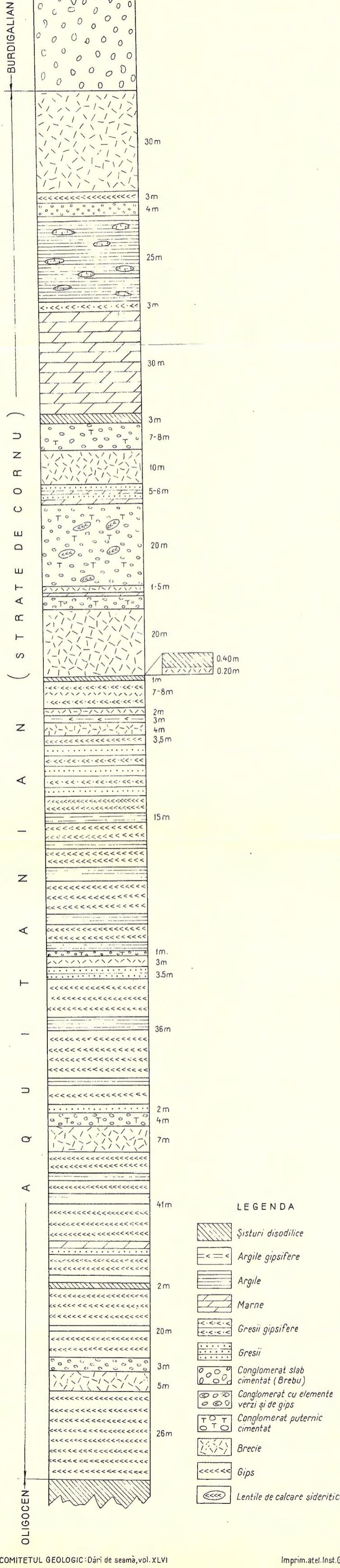
SECȚIUNE GEOLOGICĂ PE V. TELEAJENULUI ÎNTRE MÂNECIU UNGURENI ȘI HOMORICIU

V. DRAGOS: Disarmoii si accidente microteconice



COMITETE III GEOLOGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS

COLOANA STRATIGRAFICĂ DIN V.CHEITEI



ДИСГАРМОНИЧНЫЕ И МИКРОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ МЕЖДУ ХОМОРЫЧУ И МЭНЭЧУ (В. ТЕЛЯЖЕНУЛУЙ)

В. ДРАГОШ

(Краткое содержание)

Палеогенная зона Выступа Хоморычу охарактеризована некоторыми авторами, как имеющая нормальную структуру или — покров. Разнообразие мнений объясняется большими затруднениями, которые встречают здесь исследователи: отсутствие хороших выходов на земную поверхность (огромные площади занятые оползнями и террасовыми отложениями, которые во многих местах перекрывают границы и значительные контакты, наблюдение которых смогло бы посодействовать выяснению структуры, а также вариации фаций геологических образований). Одно из наиболее значительных неудобств составляет то обстоятельство, что не было возможности установить возраст соли (самое распространное образование, повлиявшее в большей степени на усложнение тектоники области).

Автор полагает, что этот вопрос ни в коем случае не может быть разрешен на основании местных данных, но только на основании областных данных, с большими шансами на успех, если будет принята во внимание вышеизложенная гипотеза.

На основании данных из существующей литературы и нескольких профилей, проведенных с восточной стороны Д. Бузеу, и до Д. Лупа (Бребу), автор полагает, что ближайшая к истине гипотеза — это та, которая будет поддерживать нормальную структуру палео-неогеновых зон в восточной части Д. Дражней, как это поддерживает Д. М. ПРЕДА (31), Гр. Попеску (30) и И. Бэнчилы (1) и диапировую структуру — на западе этой долины.

Автор допускает (8) для миоплиоценовой зоны на В. от Д. Бузеулуй, что диапиры с солью установлены на вершинах и линиях нарушений Форланда или на линиях антиклинальных осей геосинклинальной зоны.

Сравнив с палеогено-неогеновой геосинклинальной зоной, автор полагает что эти два выступа представляют подводные кордильеры, в безпрерывном поднятии. Между этими двумя кордильерами распространяется впадина Слэникулуй и впадина Дражней, в которой отложения продолжались при оседании до плиоцена.

К концу олигоцена обе впадины представляли обширные лагуны, в которых образовались отложения ангидрида, гипса, возможно, и соли. Затем впадины углубляются (оседают), возобновив функции осадконакопления.

Они находятся под импульсом колебательных движений, которые изменяют постоянно направление, вследствие чего образуется чередование морских и озерных отложений согласно с соответствующими морскими трансгрессиями, до начала Сарматы.

В то же самое время кордильеры, эмбрионы будущих выступов, находились в постоянном поднятии. По этой причине, миоценовые отложения, осажденные на кордильерах, более тонки, нежели отложения оси синклиналей, в то время как отложения синклинали Слэник более тонки нежели отложения северного склона. Одновременная седиментация с орогенезисом (синорогенией) могла иметь место по схеме, данной Гр. Маковеем (15).

В конце плиоцена имела место сильная фаза складкообразования, во время которой были пронизаны миоценовые отложения диапировым ядром Хоморычу, имеющим форму пластинки, выделение обеих синклиналей и их смятие образованием вторичных и дисгармоничных складок.

На линии диапирого контакта, к западу от В. Теляжен, выходят на дневную поверхность солонцы от места слияния Д. Капоралулуй с Д. Фаца Борейулуй, по всей вероятности и мощный соляной массив Сланик-Прахова, так как сброс проходит на запад через этот массив.

И. Пэтруц (27) и Фл. Олтяну (26) поддерживают гипотезу наличия структуры покрова Выступа Хоморычу—Прэжань, на основании предполагаемого существования аномальных соотношений между палеогеном и неогеном. Автор полагает, что задача может быть упрощена и разрешена, допуская, что все палеогеновые выходы на земную поверхность к западу от Д. Слэникулуй имеют диапировую структуру.

Аномальные соотношения объясняются не наличием явления шарьязжа, перенесшего наверх участки палеогенового отложения, — а диапиризмом, выявившим из глубин палеогеновые отложения, которые вызвали одно- или двухсторонний наклон диапировой пластинки.

Подобные заключения могут быть легко выведены из анализа геологических карт, так как установлено, что палеогеновые пластинки, выделенные в покров, не имеют картографического окаймления, соответствующего этой структуре. Напротив, палеоген развивается в долинах, а в тех случаях, когда залегает аномально, он представляет оторванные диапировые пластинки. Таким образом, упрощается задача места происхождения покровов.

И. Пэтруц, исследуя покровы, устанавливает, что медиальный покров находился первоначально во внутреннем покрове, расположенному в кристаллическо-мезозойской зоне.

ACCIDENTS DYSHARMONIQUES ET MICROTECTONIQUES ENTRE HOMORÎCIU ET MĂNECIU (VALEA TELEAJENULUI)

PAR

V. DRAGOŞ

(Résumé)

Certains auteurs considèrent que la zone paléogène de l'Éperon de Homorîciu accuse une structure en nappe ou normale. La diversité des opinions s'explique par les grandes difficultés que les auteurs viennent d'y rencontrer, à savoir: l'absence des affleurements distincts (de vastes étendues sont occupées par des glissements de terrain et des dépôts de terrasse, qui maintes fois recouvrent les limites et les contacts importants dont l'observation permettrait l'élucidation de la structure), les variations de faciès des formations géologiques, ainsi que l'impossibilité d'établir l'âge du sel (formation très répandue et qui complique en grande mesure la tectonique de la région).

Nous considérons que le problème ne saurait être résolu localement mais régionalement; néanmoins les chances de réussite augmentent si l'on utilise l'hypothèse de travail exposée plus haut.

Suivant les données de littérature et des quelques profils effectués à l'Est de Valea Buzăului jusqu'à Valea Lupa (Brebu) nous opinons que l'hypothèse la plus proche de la vérité est celle qui soutient une structure normale des zones paléonéogènes à l'Est de Valea Drajnei [D. M. PREDA (31) GR. POPESCU (30) et I. BĂNCILĂ (1)] et une structure diapire à l'Ouest de cette vallée.

Nous avons admis (8) que dans la zone mio-pliocène à l'Est de Valea Buzăului, les plis diapirs à sel sont jalonnés sur les crêtes et les lignes de dislocation de l'avant-pays, ainsi que le long des lignes des axes anticlinaux de la zone géosynclinale.

Quant à la zone géosynclinale paléogène — néogène nous considérons que les deux éperons représentent des cordillères submergées, en exhaussement continu. Entre ces deux cordillères se développent les dépressions du Slănic et de la Drajna, dans lesquelles la sédimentation enrégistre une subsidence jusqu'au Pliocène.

À la fin de l'Oligocène les deux dépressions représentent de vastes lagunes dans lesquelles se sont formés les dépôts d'anhydrite, de gypse et probablement de sel. Ultérieurement les dépressions s'approfondissent, reprenant leurs fonctions de sédimentation. Ils subissent des mouvements oscillatoires qui changent fréquemment leur sens et dont résulte une alternance de dépôts marins et de dépôts lagunaires suivant les transgressions et les régressions marines, jusqu'au début du Sarmatien.

Simultanément, les cordillères — embryons des futurs éperons — se trouvaient en surrection continue. C'est pourquoi les dépôts miocènes sédimentés sur les cordillères accusent une épaisseur beaucoup plus réduite que celle des sédiments du flanc Nord. La sédimentation synorogénique pourrait avoir eu lieu suivant le schéma de G. MACOVEI (15).

À la fin du Pliocène intervient une phase de plissement pendant laquelle ont lieu le percement des dépôts miocènes par le noyau diapir de Homorîciu — en forme de lame — , la séparation des deux synclinaux et leur écrasement, avec formation de plis secondaires de dysharmonie.

Le long de la ligne de contact diapir, à l'Ouest de Valea Teleajenului, apparaissent — selon V. DRAGOȘ (8) — les eaux salées du confluent de Valea Caporalului et de Valea Fața Bordeiului et probablement l'important massif de sel de Slănic-Prahova, étant donné que la faille passe à l'W de ce massif.

I. PĂTRUȚ (27) et FL. OLTEANU (26) opinent pour une structure en nappe de l'Éperon de Homorîciu-Prăjani supposant qu'il existe des rapports anormaux entre le Paléogène et le Néogène. Nous considérons que le problème peut être résolu si l'on admet que toutes les apparitions du Paléogène à l'W de Valea Slănicului présentent une structure diapire.

Les rapports anormaux ne sauraient être expliqués par un phénomène de charriage, mais par le diapirisme qui entraînant le Paléogène de profondeur a produit, par endroits, un déversement mono- ou bilatéral de la lame diapire.

De pareilles conclusions se détachent facilement de l'analyse de la carte géologique, vu que les lames du Paléogène, considérées comme ayant une structure en nappes, n'accusent point le contour cartographique correspondant à cette structure. Au contraire, le Paléogène est développé dans les vallées et lorsqu'il a une disposition anormale, il représente des lames diapires déracinées. Cette constatation simplifie le problème de la zone d'origine des nappes. I. PĂTRUȚ en déroulant les nappes, établit que la nappe médiane aurait été située, initialement, sur une nappe interne, appartenant à la zone cristallino-mésozoïque.

ANTICLINALUL DE VALE DE PE VALEA PARASCA
(VĂLENII DE MUNTE)¹⁾

DE
V. DRAGOŞ

Depozitele paleogene de la Vălenii de Munte fac parte din unitatea structurală paleogenă numită «Pintenul de Văleni». În mare, Pintenul de Văleni se prezintă la meridianul Teleajenului, sub forma unor cute-falii asimetrice. Cutele-falii au direcția ENE—WSW, iar zona maximă de ridicare axială trece pe la 300 m aval de confluența Văii Parasca cu V. Stîlpului.

Zona de S a Pintenului de Văleni, mult mai dezvoltată și mai coborâtă, prezintă complicații datorită prezenței unor cute secundare și falii transversale.

Zona de N este lipsită de astfel de complicații, încît stratele care o alcătuiesc au direcția N 60°—70°E și înclinarea 70°—75° SE și NW, după cum se vede pe V. Teleajenului și pe V. Parasca de la gură pînă la confluența ei cu V. Stîlpului. Însă pe V. Parasca, cu cca 600 m în amonte de gura văii Stîlpului, depozitele oligocene dezvoltate în faciesul stratelor de Pucioasa prezintă poziții care contrastează cu pozițiile generale.

Situația aceasta anormală a scăpat pînă acumă numeroșilor cercetători ai regiunii.

În vara anului 1957, făcînd un profil pe V. Parasca, mi-am putut da seama că în acest sector Oligocenul prezintă o structură de tipul unui anticlinal de vale. Pe versantul stîng al văii stratele au direcția N40°W, iar pe versantul drept au direcția N45°W, adică paralelă cu firul apei și aproximativ perpendiculară pe direcția generală a depozitelor paleogene. Înclinarea stratelor este 55°NE pe versantul stîng și 40°SW pe versantul drept, adică stratele au o poziție divergentă față de talwegul văii Parasca (fig. 1). Albia văii este suprapusă peste axul anticlinalului de vale.

¹⁾ Comunicare în ședința din 8 mai 1959.

Valea, ca formă geomorfologică, a luat locul şarnierei anticlinalului, încit acesta, spre deosebire de anticlinalele rezultate de pe urma forţelor tectonice de cutare, este totdeauna lipsit de şarnieră, datorită eroziunii.

Termenul de «anticlinal de vale» a fost introdus în literatură de I. POPESCU-VORTEŞTI (4) care a explicat prima dată producerea unor astfel de fenomene geologice.

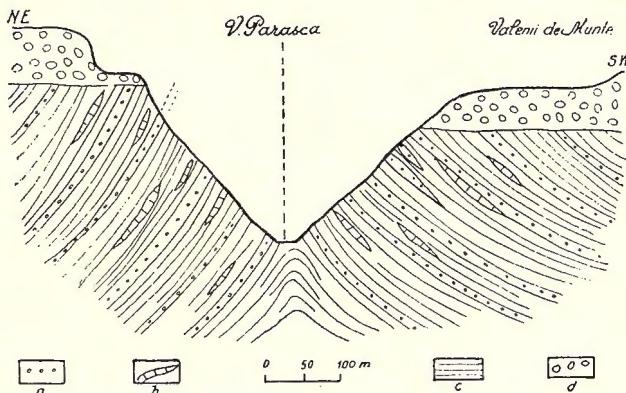


Fig. 1 — Secțiune prin anticlinalul de vale Parasca.
a, nisipuri; b, calcare sideritice; c, argile foioase; d, depozite de terasă.

Eroziunea produsă de râuri pentru crearea albiei respective are ca rezultat îndepărtarea unor mase de roci și producerea unei importante descărcări naturale de sarcină cu micșorarea considerabilă a presiunii asupra rocilor din patul văii. Dacă prin această descărcare naturală de sarcină, valea a ajuns la depozite plastice argiloase, marnoase, acestea se cutează resfrîngîndu-se în sus, deoarece în dreptul văii au scăpat de presiune ce o exercitau depozitele îndepărtate, care ocupau volumul actual al văii, presiune care continuă numai în dreptul versanților. Resfrîngerea rocilor plastice traversate de vale se face bilateral, îmbrăcind forma unui anticlinal cu axul paralel cu firul apei.

În acest mod explică I. P. VOITEȘTI (5) direcția masivului de sare de la Slănic-Prahova. După cum se știe, direcția generală a formațiunilor geologice din Sinclinalul Slănicului este aproape E-W, ori masivul de sare nu respectă direcția generală, ci se orientează în bună parte NNE-SSW, adică paralel cu talwegul Văii Slănicului.

Q. ZARUBA (5) interpretează boltirea depozitelor plastice din dreptul văilor ca un fenomen de «strivire» a argilelor și figurează argilele din axul anticlinalelor de văi sub forma a numeroase și variate încrețituri.

V. DRAGOȘ (2) a descris anticlinalele de văi de pe V. Argeșului între Corbeni și Oiești și de pe V. Călimănești, ca fenomene superficiale, deoarece la adâncime mai mare, stratele de sub firul apei își mențin înclinarea din dreptul versanților, punîndu-le, ca și VOITEȘTI, pe seama descărcărilor naturale de sarcină.

N. J. BUIALOV (1) numește aceste fenomene «exotectonice», considerîndu-le ca o grupă a dislocațiilor pseudotectonice, rezultate ale proceselor de denudații.

MIRCEA ILIE a întîlnit prima dată anticlinale de vale în Neogenul Depresiunii getice, la Negrești-Albești (Gorj), pe care le-a considerat accidente superficiale.



Fig. 2. — Anticlinalul de vale de pe Valea Parasca — Vălenii de Munte. Fotografia a fost luată orientată (din amonte spre aval). Se observă înclinările divergente. Înclinarea stratelor are valori mai mari pe versantul stâng.

Mai tîrziu, același autor (3) a găsit numeroase anticlinale de văi în regiunea Alba Iulia — Sibiu — Făgăraș — Rupea și a dat fenomenului o explicație mai completă (fig. 2).

Prima cauză este atribuită eroziunii legate de rețeaua hidrografică, deoarece constată pretutindeni un paralelism între direcția acestora și axul anticlinalelor. Un argument important, care demonstrează legătura de cauzalitate între descărcarea naturală și prezența acestor accidente structurale, este faptul că anticlinalul de vale, Valea Mare — Valea Furului (localitatea Colun), se bifurcă la confluența acestor văi, iar axele anticlinalelor rezultate urmăresc mai departe văile respective.

A doua cauză este atribuită tensiunii produse de accidentele orografice de fund, deoarece constată o oarecare legătură între aceste accidente ale fundamentului cristalin, determinate pe cale geofizică, și anticlinalele de văi.

În ceea ce privește anticlinalul de vale de pe V. Parasca, noi credem că el s-a format numai datorită fenomenului de descărcare naturală produsă de eroziunea văii respective și plasticitatei mai mari a stratelor de Pucioasa față de depozitele grezoase între care sunt intercalate.

Subliniem faptul că atât în cazul acestui anticlinal de vale, cât și în cazul anticlinalelor de vale de pe V. Argeșului și V. Călimănești, descrise anterior (2), stratele își mențin înclinarea în lungul anticlinalului (1 și 2), în timp ce ZARUBA arată că depozitele ce apar în anticlinalele descrise de el sunt puternic strivite.

Dacă ne referim la înălțimea versanților paleogeni în dreptul anticlinalului de vale, care variază între 500 m în versantul drept și 650 m în versantul stâng, ne dăm seama că grosimea depozitelor îndepărivate de eroziune a fost foarte mare (150–300 m), încât a permis depozitelor plastice ale Stratelor de Pucioasa să capete o direcție paralelă cu firul apei și o înclinare divergentă față de acesta. Depozitele grezoase n-au suferit această deformare.

Dependența anticlinalului de vale de direcția văii respective, ca și discordanța unghiulară dintre depozitele de terasă și Stratelor de Pucioasa cutate, ne permit să tragem concluzii cu privire la vîrsta relativă a fenomenului de cutare. El s-a format într-o fază următoare desăvîrșirii fenomenului de cutare ce a imprimat tectonica regiunii, în care au fost antrenate și depozitele Pliocenului superior, și într-o fază anterioară depozitelor ce alcătuiesc terasa Vălenii de Munte din prima parte a Cuaternarului.

BIBLIOGRAFIE

1. BUTALOV I. N. Geologie structurală, p. 208–209, Moscova, 1957.
2. DRAGOȘ V. Deplasări de teren, p. 32–33, fig. 8. Edit. științ. București, 1957.
3. ILIE M. Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (regiunea Alba Iulia–Sibiu–Făgăraș–Rupea). *An. Comit. Geol.* XXVIII, p. 354–358, București, 1955.
4. VORTEȘTI I. P. L'influence de l'érosion sur la forme et la structure des massifs de sel. *C. R. Acad. Sci. Roum.* II (4), București, 1938.
5. — Sarea regiunilor carpatic românești. București, 1934.
6. ZARUBA Q. și MENČL V. Inzenyrska Geologie, Praga, 1954. Geologia inginerescă (trad. din limba cehă) I.D.T., București, 1956.

ДОЛИННАЯ АНТИКЛИНАЛЬ В. ПАРАСКА (ВЭЛЕНЬ ДЕ МУНТЕ)

В. ДРАГОШ

(Краткое содержание)

В структуральной единице Субкарпат, так называемой — «Порог Вэлени», в которой все предыдущие авторы описали палеогенные отложения, как имеющие простижение С 60° — 70° В, а уклон 70° — 75° ЮВ и СЗ, автор установил, в некоторых участках В. Параска, наличие аномального положения, структура будучи ориентирована С 45° З. Здесь пласты имеют простижение С 40° — 45° З, а уклон по левому склону — в 55° СВ, а на правом берегу — 40° ЮЗ. Установлено также, что пласты не сохраняют свое общее поперечное простижение по тальвегу долины, но приобретают направление, параллельное долине, а уклоны обоих склонов составляют дивергенцию.

Эта структура, простижение которой является, приблизительно, поперечным структуре ансамбля Порогу Вэлень, была интерпретирована автором как долинная антиклиналь, в смысле предположений И. П. ВОЙТЕШТЬ (4).

Автор полагает, что при образовании долинной антиклинали содействовали два фактора:

первый фактор — эрозия соответствующей долины, вследствие чего произошла значительная разгрузка натуральных нагрузок и непосредственно значительное понижение давления на породы тальвега долины;

вторым фактором является наличие пластических пород горизонта пластов Пучиосы (олигоцен), освобожденных от нагрузки только в тальвеге сохранив старую нагрузку на склонах, способны к местному складкообразованию, отбортовываясь вверх, с параллельной ориентировкой по направлению долины.

L'ANTICLINAL DE VALLÉE DANS VALEA PARASCA (VĂLENI DE MUNTE)

PAR

V. DRAGOS

(Résumé)

Dans l'unité structurale des Subcarpates dénommée « l'Éperon de Văleni » où tous les auteurs précédents ont décrit des dépôts paléogènes à direction N 60° — 70° E et pendage 70° — 75° SE et NW, l'auteur a trouvé dans Valea Parasca une situation

anormale, la structure étant orientée N 45°W. Ici les couches accusent une direction N40°—45°W et un pendage de 55°NE sur le versant gauche et de 40°SW sur le versant droit. Notons que les couches ne maintiennent pas leur position générale, transversale au thalweg de la vallée, mais prennent une direction parallèle à la vallée, et les pendages deviennent divergents sur les deux versants.

Cette structure à direction approximativement transversale à la structure d'ensemble de l'Éperon de Văleni, a été interprété par l'auteur comme un anticlinal de vallée dans le sens de I. P. VOIȚEȘTI (4).

L'auteur considère qu'à la formation de l'anticlinal de vallée ont contribué deux facteurs :

Le premier facteur, représenté par l'érosion de la vallée respective, suivie par une importante perte de la charge naturelle et en conséquence par une diminution considérable de la pression subie par les roches du thalweg de la vallée.

Le deuxième facteur, constitué par les roches plastiques de l'horizon des couches de Pucioasa (Oligocène), lesquelles exemptes³ de charge — seulement dans le thalweg et pas sur les versants ou l'ancienne charge continue à exister — sont capables de se plisser localement, se déversant vers le haut parallèlement à la direction de la vallée

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE
ÎN REGIUNEA IZVOARELOR OLTULUI ȘI MUREȘULUI¹⁾
DE
P. CIORNEI, L. VASILESCU

Introducere. În anul 1956 au început cercetările geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului. Aceste cercetări au fost continuat în anul 1958 și în partea de vest a aceleiași regiuni pînă la limita Cristalinului cu Eruptivul neogen. Regiunea care face obiectul prezentei lucrări se cuprinde între următoarele limite: la est Masivul Hăghmaș cu prelungire spre N pînă la Lacul Roșu; la nord șoseaua Gheorghieni—Lacul Roșu; la vest V. Mureșului pînă la tunelul de la Izvorul Mureș și la sud o linie aproape dreaptă între acest tunel, V. Sandui și V. Ciofronca (afluenți ai Văii Oltului în regiunea izvoarelor).

Din punct de vedere morfologic, regiunea cercetată este dominată de Masivul Hăghmaș, situat la limita estică a Cristalinului, fiind constituit din calcare triasice, jurasicice și depozite cretacice. Din Masivul Hăghmaș pornesc mai multe culmi secundare orientate aproximativ E—W, dintre care menționăm culmile spre Gheorghieni, Voșlobeni și Izvorul Mureș.

Relieful regiunii este determinat de structura geologică. Astfel, la limita estică, în zona calcarelor de Hăghmaș și a culmilor care se prelungesc spre N, relieful este accidentat, cu pante abrupte, uneori inaccesibile. În Cristalinul mesozonal se mențin forme accidentate de teren, pe cînd în cuprinsul Complexului epizonal aspectele morfologice devin mai atenuate, caracterizîndu-se prin culmi prelungite cu mici variații de altitudini.

Regiunea în care s-au efectuat lucrările este destul de izolată. Localitățile sunt situate la partea vestică a sectorului (Gheorghieni, V. Strîmbă—Voșlobeni—Izvorul Mureș). Localitatea Bălan este situată la cca 12 km de marginea sudică a perimetrului cercetat.

Din punct de vedere hidrografic regiunea este drenată de V. Oltului, V. Mureșului și V. Bicazului. În regiunea izvoarelor, V. Oltului are o direcție aproximativ

¹⁾ Comunicare în ședința din 16 ianuarie 1959.

N—S. Afluenții ei principali pe dreapta sunt P. Sandui și P. Sovetău, iar pe stînga P. Ciofronca și P. Vișinilor. În această parte V. Oltului are un caracter longitudinal.

La limita vestică a regiunii se află V. Mureșului cu affluentul principal V. Becheni care trece prin orașul Gheorghieni și ca affluent secundar P. Fagul Înalt și P. Maghyarosz. Alți afluenți ai văii Mureșului sunt: Pîrful Mare, V. Strîmbă și P. Voșlobeni. Traversind bazinul Gheorghieni, V. Mureșului are un curs liniștit, formînd numeroase meandre.

Partea nord-estică a regiunii cercetate este drenată de afluenți ai văii Bicazului.

Istoric. Datorită gradului de izolare, în trecut regiunea a fost puțin cercetată din punct de vedere geologic. Observațiuni geologice cu caracter general asupra Cristalinului din partea sudică a Carpaților orientali au fost făcute de F. v. HAUER, F. S. BEUDANT, L. v. LILLIENBACH, E. A. BIELZ, FR. HERBICH, E. VADÁSZ, dar ele se referă foarte puțin la sectorul cercetat. Numai mineralizațiile de la Bălan au fost cercetate mai detaliat.

În cadrul Congresului Asociației Carpatice din anul 1927, ION ATANASIU a prezentat o notă asupra șisturilor cristaline și a depozitelor mesozoice din Hăghimaș.

În anul 1941 I. BĂNCILĂ, în lucrarea «Studiul geologic în Munții Hăghimaș-Ciuc», se ocupă și de zona șisturilor cristaline pînă la culmea ce separă bazinul Oltului de afluenții văii Mureșului spre W. În această lucrare autorul separă Cristalinul în două serii și anume: Seria gnaisică și Seria clorito-filitoasă.

I. GEOLOGIA REGIUNII

În constituția geologică a regiunii cercetate intră următoarele formațiuni: Șisturi cristaline și formațiuni sedimentare, cărora li se adaogă aglomerate vulcanice pe suprafețe foarte reduse.

Șisturile cristaline formează partea principală a acestei regiuni. Formațiunile sedimentare se dezvoltă la limita estică a Cristalinului și aparțin Mesozoicului, iar la limita vestică se află sedimentele bazinului Gheorghieni. Aglomeratele vulcanice apar în partea sud-vestică a regiunii, în versantul drept al văii Mureșului, de unde trec în masivele Gurghiu și Hărghita. În cuprinsul Cristalinului se întâlnesc o serie de filoane ce aparțin unor magme nediferențiate.

Șisturile cristaline. Șisturile cristaline sunt reprezentate atât prin roci puternic metamorfozate cât și prin cele mai slab metamorfozate. Rocile metamorfice cu caracter mesozonal se întâlnesc în partea estică a Cristalinului, unde se afundă sub depozitele mesozoice, precum și la limita vestică a acestui Cristalin, unde dispar sub nivelul albiei Mureșului, iar spre localitatea Izvorul Mureșului sunt acoperite de aglomerate andezitice.

Rocile care au suferit o influență metamorfică mai slabă sunt situate între cele două fâșii mesozonale și constituie cea mai mare parte a Cristalinului din această regiune.

Cristalinul epizonal. Cristalinul epizonal se caracterizează prin prezența următoarelor tipuri de roci: șisturi filitoase, șisturi sericito-cloritoase cu cuarț și calcit, cuarțite negre, calcare cristaline, roci porfirogene, porfiroide, metagabbrouri și gnaisse oculare.

1. *Şisturi filitoase.* Acestea se dezvoltă în partea centrală a perimetrlui, începînd din P. Sandui spre N, trecînd prin bazinele văii Fagul Înalt pînă la șoseaua Gheorghieni—Lacul Roșu. Spre S și N zona lor depășește limitele perimetrlui.

În cazul șisturilor filitoase se disting roci cu un colorit variabil de la cenușiu închis la galben-maroniu. Uneori datorită prezenței grafitului au o tentă negricioasă, iar cînd crește cantitatea de cuarț, se ajunge la cuarțite negre grafitoase. Unele filite sunt impregnate cu pirită de dimensiuni pînă la 1 cm, din care cauză considerăm că aceste roci s-au format din argile și marne cu un conținut de material organic.

Şisturile filitoase prezintă aspecte satinate cu reflexe argintii și se desfac în plăci sau foi. După dimensiunile granulelor se observă o trecere de la roci foarte fine la roci cu o granulație mai mare.

Sub microscop se constată că roca este alcătuită din alternanțe de strate cu sericit, uneori cu pigmenti grafitoși și benzi de cuarț de dimensiuni mai mici, determinînd o structură lepidoblastică și o textură șistoasă.

După șistozitate și compoziția mineralologică, rezultă că aceste șisturi reprezintă roca cea mai slab metamorfozată din Cristalinul epizonal.

2. *Şisturi sericito-cloritoase cu cuarț și calcit.* Aceste șisturi se situează la un nivel inferior filitelor și sunt dezvoltate în apropierea maselor calcaroase. Ele formează o zonă continuă din V. Becheni spre S. Din punct de vedere al compozиiei mineralogice, au o variație foarte mare, trecînd la tipuri sericito-cloritoase sau la șisturi cuarțitice cu sericit și clorit.

Roca prezintă o culoare gri-verzuie pînă la albicioasă și are un pronunțat caracter șistos, adesea apărînd în masa lor cristale de calcit. Culoarea variază în funcție de cantitatea de clorit sau sericit. În masa rocii se observă frecvent lentile de cuarț variabile de la mai mulți centimetri pînă la 1 m, păstrînd orientarea generală a șisturilor. În partea nordică a perimetrlui cercetat aceste șisturi sunt slab limonitizate.

Sub microscop se constată că în afară de clorit, cuarț, sericit, calcit și uneori pirită, se mai întîlnesc epidot și apatit.

Mineralele principale din rocă sunt dispuse în strate care alternează între ele, determinând structura lepidoblastică pînă la granolepidoblastică și textură șistoasă.

3. Cuarțite negre. Cuarțitele negre se găsesc intercalate în cadrul șisturilor filitoase și mai rar în șisturile sericito-cloritoase. Aceste roci au luat naștere prin îmbogățirea șisturilor filitoase în cuarț, grafit și mai puțin mangan. Ele apar sub formă de lentile sau intercalații de grosimi variabile de la 0,10 m pînă la zeci de metri. Cuarțitele negre au o stratificație fină, sunt dure și prezintă alternanțe de benzi albe care de obicei sunt subțiri, și benzi negre, în care culoarea este dată de impregnația cu grafit și mangan. În unele intercalații sau lentile de cuarțite negre se observă cristale de pirită, cum este cazul celor din P. Lunca Mică sau în V. Voșlobenilor pe P. Sugău. În versantul stîng al Văii Voșlobenilor și în aval de P. Sugău aceleași cuarțite se întâlnesc în Complexul mesozonal, caracterizate prin prezența biotitului. Alte intercalații lipsite de pirită se află pe P. Megyes, V. Bechenilor la confluența cu P. Megyes, P. Sandui și culmea Fagul Înalt.

Sub microscop se constată că roca este constituită în cea mai mare parte din cuarț și numai 6–7% din foișe de sericit, la care se adaugă impregnațiile menționate de cristale de pirită. În unele cazuri, prin creșterea în proporție a sericitului și cloritului, se ajunge la șisturi filitoase cu grafit. Stratele negre din masa rocii sunt datorite impregnației cu grafit.

Structura este granoblastică cu treceri la granolepidoblastică. În legătură cu aceste roci nu s-au semnalat mineralizații de mangan.

4. Calcare cristaline. Aceste roci apar sub formă de lentile alungite pe direcția generală a Cristalinului, ca rezultat al îndințării de faciesuri inițial sedimentare. Calcarele cristaline se urmăresc în partea de nord a sectorului cercetat începînd din culmea Fagul Înalt, trecînd prin P. Raspotok pînă în culmea Șipoș.

Roca are culoare albă pînă la cenușie și este de obicei compactă, zaharoidă, mai rar șistoasă.

Sub microscop structura rocii este granoblastică, determinată de cristalele de calcit dezvoltate aproape izometric.

În masa calcarelor cristaline se mai întâlnesc sporadic paiete de sericit. Pe fisuri, pe lîngă vinele de calcit, se remarcă prezența oxizilor de fier.

5. Rocî porfiogene. În Cristalinul Carpaților orientali, rocile porfiogene au fost descrise de toți cercetătorii, începînd cu I. ATANASIU; ele se întâlnesc în regiunea izvoarelor Văii Oltului și Văii Mureșului.

În cadrul regiunii cercetate s-au putut separa două tipuri de roci porfiogene. Aceste roci provin din material tufogen cu compoziții diferite. Astfel, din roci tufogene acide s-au format porfiogene albe, iar din roci tufogene cu caractere bazice

s-au format porfirogene verzi. Variațile care apar în cadrul acestor roci sunt determinate de caracterul rocilor primare din care au provenit.

a) Roci porfiogene albe. Aceste roci sunt foarte bine reprezentate sub formă de intercalări sau lentile în complexul rocilor filitoase sau a șisturilor sericito-cloritoase cu calcit, orientate pe aceeași direcție cu cea a șisturilor cristaline. Zona principală de dezvoltare a rocilor porfirogene albe începe din P. Megyes, P. Vișinilor, urmărindu-se spre sud și vest. Roca are o culoare în general albă, dar poate prezenta și nuanțe mai închise. Caracterele diferite sunt determinate de compoziția mineralologică. În masa rocii se recunosc ochiuri mici de feldspat, în general alterat, apoi cuarț, sericit și uneori clorit. În rocile porfirogene provenite din tufite, caracterul șistos este mai pronunțat, iar conținutul în sericit mai mare.

Sub microscop se constată că structura rocii este granoblastică, iar textura șistoasă. În constituția mineralologică intră cuarțul, cu caracter primar, slab alungit pe șistozitate, zdrobit și recristalizat marginal; feldspatul, în general maclat polisintetic, cu zone slab alterate pe margini; sericitul care variază cantitativ după tipuri de rocă; cloritul dezvoltat sub forma unor fascicole radiare, însă subordonat celorlalte minerale.

În unele iviri, aceste roci cuprind cristale izolate de pirită.

b) Roci porfiogene verzi. Acestea au o dezvoltare mai redusă decât cele albe și apar în același complex metamorfic sub forma unor fișii aproape paralele. Roca prezintă în general o culoare verde și o șistozitate mai pronunțată. Ele provin din tufuri sau curgeri bazice. Roca este alterată la suprafață și prezintă numeroase fisuri umplute cu calcită sau oxizi de fier.

Sub microscop aceste roci se caracterizează prin structură granoblastică pînă la granolepidoblastică și textură orientată. Parageneza mineralologică este: feldspat, cuarț, calcit, hornblendă, epidot, zoizit, clorit, uneori biotit decolorat. Mineralele opace sunt reprezentate prin pirită și oxizi de mangan.

6. *Porfiroide*. Porfiroidele sunt roci de proveniență eruptivă acidă, corpuri sau filoane în care cuarțul apare dezvoltat sub forma unor ochiuri de culoare violaceoalbăstrui, prezintănd astfel asemănări cu profiroidele din Masivul Bistriței descrise de M. SAVUL.

Spre deosebire de rocile porfirogene, porfiroidele au un caracter mai masiv. Uneori se poate observa discordanță între aceste roci și celelalte formațiuni cristaline.

Feldspatul apare evident în rocile cu caracter grăunțos. Alte minerale care se mai observă sunt foișele de biotit cloritizat și sericitul.

Caracterul de porfiroid este pus în evidență de prezența granulelor de cuarț, care ajung pînă la 5–6 mm. Porfiroidele se află dezvoltate sub forma unor lentile, începînd de la limita de nord a regiunii cercetate pînă la P. Sandui. La E și W de P. Megesz apar sub forma unor dyke-uri. Sub microscop, porfiroidele se caracteri-

zează prin structuri blasto-porfirice și texturi orientate. Parageneza mineralologică este: cuarț, feldspat, biotit, muscovit, epidot și minereu.

Dintre mineralele accesoriei apar turmalina și zirconul.

7. Metagabbrouri. În această grupă se încadrează o serie de iviri sau corperi lenticulare de roci bazice cu caracter masiv, afectate de metamorfism, localizate în Complexul epizonal, fără a avea o orientare pe direcția Cristalinului. Aceste iviri se urmăresc din V. Becheni pînă în P. Șipoș, iar spre W pînă la izvoarele Pîrîului Voșlobeni.

Roca are o culoare verde-negricioasă și cuprinde cristale mari de hornblendă slab orientate.

Sub microscop se observă o structură masivă și o textură slab sistoasă. În compoziția mineralologică se distinge hornblenda, feldspatul, granule de piroxeni relictii, clorit, epidot, sericit, calcit, zoizit și ilmenit. Feldspații și hornblenda sunt în general alterați.

În rocile cu caracter șistos din V. Voșlobeni se semnalează prezența antofilitului sau a cumingtonitului.

8. Gnase oculare. Aceste roci se întâlnesc în regiune sub formă de lentile de dimensiuni mai mici sau mai mari, situate în apropierea contactului dintre epizonă și mesozonă, sau în cuprinsul mesozonei de pe stînga Văii Oltului și a affluentilor din această parte.

Gnasele oculare se caracterizează prin prezența feldspatului potasic dezvoltat sub formă de ochiuri de diferite dimensiuni, ajungînd pînă la cîțiva centimetri. Feldspat este reprezentat prin cristale de microclin asociate cu albit.

Față de șisturile cristaline înconjurătoare, aceste roci au o cristalinitate pronunțată. Compoziția mineralologică a rocii este: cuarț, feldspat, muscovit și uneori biotit. Mineralele accesoriei sunt reprezentate prin zircon și apatit.

În funcție de natura feldspatului potasic (ortoză sau microclin), roca poate avea nuanțe roșii sau albe.

Cristalinul mesozonal. Șisturile cristaline mesozonale au o dezvoltare subordonată celor epizonale și formează o zonă continuă la E de V. Oltului și alta la limita vestică a Cristalinului, aceasta din urmă nefiind descrisă în lucrările mai vechi.

În cadrul lor au fost separate următoarele tipuri de roci: șisturi cu biotit și clorit, micașisturi cu biotit și granat, cuarțite cu biotit, paragnaise cu biotit, amfibolite și calcare cristaline.

1. Șisturi cu biotit și clorit. Aceste șisturi predomină în mesozona vestică și se caracterizează printr-un grad înaintat de alterație, astfel că în unele cazuri deter-

minarea rocii se face dificil. Pe lîngă biotit și clorit, subordonat apare muscovitul, care împreună cu celelalte minerale lamelare determină o șistozitate pronunțată. În rocă mai apare cuarțul și feldspatul, care la microscop se prezintă cataclazate.

2. *Micașisturi cu biotit și granat*. Spre deosebire de primele roci, aceste șisturi au o dezvoltare mai mare, formînd o zonă aproape paralelă cu V. Oltului. Aceste roci se caracterizează printr-o șistozitate pronunțată și o granulație în general fină. Micașisturile cu biotit și granat se prezintă de obicei fin cutate, unele pliuri avînd o amplitudine mică. În masa rocii pe șistozitate sau chiar oblic pe aceasta apar lentile de cuarț.

Din punct de vedere al compoziției mineralogice, roca este constituită din muscovit, biotit, granat, cuarț și feldspat. Pe șistozitate prezintă oxizi de fier, ca o consecință a circulației soluțiilor superficiale care au alterat roca. Dat fiind procentul variabil al feldspatului din aceste micașisturi, care uneori depășește 12%, unele zone capătă aspectul de gnaisă.

Pe lîngă caracterele obișnuite ale mineralelor, la microscop se disting diferite grade de cloritizare ale granatului, precum și concreșteri între muscovit și biotit.

3. *Cuarțite cu biotit*. Cuarțitele cu biotit apar discontinuu în cadrul Cristalinului mesozonal sub forma unor benzi intercalat în micașisturi sau între calcarele cristaline. Pe lîngă cuarț, care constituie mineralul principal din rocă, se observă pe planul de șistozitate prezența biotitului sub formă de lamele mai mici sau larg dezvoltate. În unele sectoare cuarțitele biotitice trec la șisturi cloritoase cu biotit. Pe lîngă biotit, unele cuarțite conțin un procent ridicat de muscovit.

La microscop se constată o alternanță de foîte de biotit și muscovit și cristale de cuarț, acestea din urmă cu caracter de îndințare. În masa rocii se mai remarcă feldspatul plagioclaz, albital, granatul și uneori zirconul. Biotitul are un pleocroism accentuat. Structura rocii este granoblastică-granolepidoblastică, iar textura șistoasă.

Prin comparație cu cuarțitele din partea de nord a Carpaților orientali, se constată că aici ele sunt mai intens metamorfozate.

4. *Paragnaise fine cu biotit*. Ele reprezintă o rocă de trecere de la gnaisă cu muscovit și granat, spre șisturi biotito-muscovitice. Roca are o culoare cenușie-închisă, uneori fin șistoasă, mai ales cînd biotitul apare mărunt și abundant pe fețele de șistozitate, iar cînd se ridică procentul de cuarț, feldspat și granat, roca devine mai masivă. Caracterul șistos este reprezentat de paragnaisele dintre P. Ciofronca și P. Lohavaș, spre deosebire de paragnaisele cu caracter masiv care se dezvoltă spre sud pînă în P. Bodoc.

Structura rocii este granoblastică, mai rar granolepidoblastică, iar textura șistoasă.

Compoziția mineralologică constă din cuarț larg dezvoltat, feldspat plagioclaz, biotit, muscovit și granat. Ca minerale accesori apar apatitul, zirconul și pirita.

5. *Amfibolite*. În regiune se întâlnesc două tipuri de amfibolite: unele șistoase și altele masive, formând intercalații lenticulare între celelalte tipuri cristaline.

Cele șistoase se caracterizează printr-o culoare verzuie-negricioasă, prezintănd cufe slabe. Cu ochiul liber se poate observa numai hornblenda. Sub microscop se remarcă o structură nematoblastică, pînă la granonematoablastică și o textură șistoasă. Mineralul predominant este hornblenda, după care urmează cuarțul, iar în proporții mici feldspatul și biotitul. Alte minerale sunt: epidotul, zoizitul, calcitul, sfenul, titanitul, rutilul, magnetitul și limonitul.

Amfibolitele masive au de asemenea o culoare verzuie, dar prezintă o duritate remarcabilă. În masa rocii se recunosc feldspații, cuarțul și hornblenda.

Structura este granonematoablastică, iar textura orientată. Hornblenda se află într-un procent mai redus decât în amfibolitele șistoase, iar cuarțul în cantități mai mari.

Feldspatul este un oligoclaz și apare uneori mai dezvoltat decât în primul tip de amfibolite.

Biotitul este frecvent dar în lamele izolate, unele fiind cloritizate. Se mai întâlnesc granatul, epidotul, zoizitul, titanitul, rutilul, pirita, zirconul și sfenul.

După compoziția mineralologică și caracterul microscopic, se poate deduce că primul tip provine din roci bazice, iar cel de-al doilea tip, din roci eruptive intermediare cu un conținut mai mare de cuarț.

6. *Calcare cristaline*. Calcarele cristaline au o dezvoltare importantă în partea vestică a regiunii și lipsesc total în cea estică.

Aceste roci formează o zonă aproape continuă între localitățile Lăzarea și Tomești. În sectorul dintre Tomești—Izvorul Mureș, calcarele cristaline alcătuiesc un masiv puternic ce domină partea vestică a Cristalinului. De la Izvorul Mureș spre N aceste roci constituie masive mai reduse, cum sunt cele de la Penghic și Cocoșelul de lîngă Voșlobeni.

În restul acestei regiuni apar sub forma unor intercalații lenticulare în masa șisturilor mesozonale. Roca este puternic cristalizată și are în general o culoare albă. Unele varietăți zaharoide dau aspectul marmorean. Calcarele albe au unele accidente silicioase și se mențin pe culmi, spre deosebire de cele roșiatice, care sunt lipsite de astfel de accidente silicioase și prezintă o fisurăție mai intensă, pe care s-au depus oxizi de fier. Calcarele roșiatice se întâlnesc pe versanți și văi. Unele intercalații lenticulare au nuanțe cenușii. Aceste roci prezintă diferite grade de silicifiere. Cuarțul apare sub forma unor lentile, cuiburi, și mai rar în strate subțiri.

Din punct de vedere petrografic, aceste roci se caracterizează prin dezvoltarea mare a calcitului, a tremolitului, mai puțin a diopsidului și talcului. Tremolitul apare sub forma unor cristale prismatice, ce ajung pînă la 10—12 cm lungime, dispuse radial. Sub acest aspect se dezvoltă mai ales în culmea Cocoșelul, constituind cele mai tipice calcare din tot Cristalinul Carpaților orientali.

Pe lîngă mineralele arătate, în rocă se constată frecvent prezența muscovitului dezvoltat în foițe mari.

Sub microscop calcarele cristaline se caracterizează printr-o structură granoblastică și o textură slab orientată. Masa principală a acestor roci este constituită din calcit, care ajunge pînă la 95%. În cristalele mari de calcit apar incluziuni de muscovit sau cuarț.

Diasporul se găsește rar și este dezvoltat sub forma unor cristale ce ating dimensiuni de 1—2 mm. Tremolitul, care este mai dezvoltat, prezintă caractere optice obișnuite.

Calcarele descrise sunt exploataate în cîteva cariere la Voșlobeni și Tomești.

Rocile migmatice. Pînă în prezent, aceste roci nu au fost descrise în această regiune. Din grupul rocilor migmatice s-au distins mai multe tipuri, dar roca reprezentativă este cea cu procentul de muscovit mai ridicat, și anume gnaisul cu ortoză și muscovit. Această rocă prezintă o sistozitate încă evidentă. Culoarea este alb-gălbuiie pînă la roz cu reflexe argintii. În rocă se pot distinge minerale micacee (muscovit, mai puțin biotit), apoi cuarțul și feldspatul.

Gnaisele cu ortoză și muscovit, la fel ca toate migmatitele din regiune, sunt situate la partea superioară a gnaiselor cu caractere masive, sau ca intercalații între aceste gnaise.

Roca are o structură granolepidoblastică și o textură orientată.

Mineralele constitutive ale rocii sunt: cuarțul, feldspatul plagioclaz, ortoza muscovitul, biotitul și granatul.

Feldspatul plagioclaz este reprezentat prin albit, care prezintă diferite grade de alterație, trecînd în sericit, muscovit și uneori epidot, sau se substituie marginal prin cuarț.

Ortoza constă din cristale mari cu tendință de a forma porfiroblaste. La microscop apare tulbure, datorită saussuritzării. Ea este maclată după legea Karlsbad și are numeroase fisuri umplute cu albit și cuarț. Mineralele micacee prezintă caracterele obișnuite șisturilor cristaline. Biotitul apare subordonat muscovitului. Granatul este fisurat, pe fisuri formîndu-se cloritul. De asemenea în cristalele de granat sunt prinse incluziuni de feldspat și cuarț.

Rocile de injecție cu caracter masiv. În partea estică a Cristalinului, în cadrul mesozonei, apar roci cu caracter masiv care fac parte dintr-o

suită de diferențiate eruptive metamorfozate. Ele pot fi urmărite din P. Lohavaș spre S, depășind limita perimetrlului. În cea mai mare parte, aceste roci au suferit un metamorfism intens, care a dus la orientarea mineralelor. Din grupul lor fac parte: granitetele gnaisice roze, granitetele gnaisice albe sau cenușii și dioritele gnaisice.

1. *Granitetele gnaisice roze.* Acestea se întâlnesc în partea centrală și sudică a regiunii. Au caracter masiv și culoarea roză pronunțată, datorită feldspațiilor potasici care au această nuanță. Dezvoltarea largă a feldspațiilor și muscovitului, determină caracterul pegmatitic. Din compoziția mineralologică fac parte: cuarțul, feldspatul potasic (microclinul), feldspatul plagioclaz, biotitul și muscovitul.

Cuarțul apare în proporție de 35–40% sub formă de granule fără conture cristalografice.

Feldspatul potasic este reprezentat prin microclin, dezvoltat în cristale mari, fără conture cristalografice proprii și se găsește în proporții de 25–30%.

Feldspatul plagioclaz este caracterizat prin albit și are dimensiuni mai mici decât feldspatul potasic. Cantitativ este subordonat microclinului. În masa lui apar intruziuni de zoizit.

Muscovitul apare sub formă de lamele grupate în cuiburi orientate, care dau roci un caracter șistos.

Biotitul este în proporții variabile și se găsește dezvoltat printre granule feldspatice.

Mineralele accesori sînt: apatitul, zirconul, titanitul, magnetitul și pirita.

2. *Granitetele gnaisice albe sau cenușii.* Aceste roci sunt asemănătoare cu primele, deosebindu-se prin culoarea albă a feldspațiilor și prin forma de zăcămînt, apărînd în benzi sau lentile, după cum se poate observa în P. Ciofronca sau Culmea Vișinilor. Din punct de vedere al compoziției mineralogice, în aceste gnaisice cuarțul apare mai dezvoltat, iar feldspatul plagioclaz predomină asupra celui potasic.

Muscovitul este de asemenea grupat în cuiburi orientate pe șistozație. Biotitul se află slab reprezentat. Ca minerale accesori apar apatitul și magnetitul.

3. *Dioritele gnaisice.* Dioritele gnaisice au cea mai mare dezvoltare în cadrul rocilor eruptive metamorfozate, fiind asociate cu cele descrise mai sus.

Marginal aceste roci trec la caracter șistoase, în care caz se asemănă cu amfibolitele mesozonale. Formele șistoase se situează în partea superioară și periferică a fostelor corpuri intruzive metamorfozate. Lipsa contactelor cu rocile învecinate, respectiv a corneenelor, conduce la ideea că intruziunile au fost sincrone cu metamorfismul regional.

Roca are o culoare verzuie-negricioasă, datorită elementelor melanocrate, proaspete sau alterate.

Textura este masivă pînă la șistoasă, uneori cu caractere rubanate.

Din punct de vedere mineralologic, roca este constituită din feldspat plagioclaz care formează masa principală, feldspat potasic în proporție redusă și hornblendă verde, adesea orientată și cu incluziuni de epidot, zoizit și rutil. În tipurile șistoase hornblenda este înlocuită de epidot și zoizit.

Biotitul și muscovitul apar foarte rar. Mineralele accesorii sunt: rutilul, titanitul, ilmenitul și pirlita.

Ortognaisele cu biotit. Aceste gnaisăe au o dezvoltare mare în partea estică și vestică a Cristalinului din regiunea cercetată. Structura variază de la granoblastică la granolepidoblastică, iar textura este în general orientată.

Compoziția mineralologică este variabilă, fiind în funcție de zona unde apar aceste roci. Ea constă din cuart, în proporție de 45% și feldspat plagioclaz, reprezentat prin albit pînă la 30%. În masa feldspatului apar foite mici de muscovit sau ericit, în mare parte fiind alterate.

Feldspatul potasic constă din cristale mari de microclin, cantitativ depășind eldspatul plagioclaz.

Biotitul este dezvoltat sub formă de lamele alungite dispuse paralel, determinând șistozitatea rocii.

Accesorii apar zoizitul și uneori granatul.

Rocile filoniene. Rocile filoniene sunt reprezentate prin diabaze, diabaz-porfirite și lamprofire. Ele se întâlnesc în diverse tipuri de roci metamorfice sub formă de filoane sau lentile, orientate după direcția șisturilor cristaline.

Diabazele apar în afluenții principali ai Văii Oltului, mai ales în V. Șipoș. Ele au o culoare negricioasă, slab verzuie prin alterare. În masa rocii se pot observa cu ochiul liber fenocristale de hornblendă, augit și feldspat. Sub microscop roca se caracterizează printr-o structură ofitică și textură masivă.

Feldspatul este un andezin-labrador sau bitownit. Piroxenii sunt reprezentați prin augit, în general uralitizat.

Hornblenda este de obicei cloritizată. Dintre mineralele secundare se remarcă prezența epidotului și calcitului, iar dintre cele accesori, numai apatitul.

Diabaz-porfiritele sunt roci masive de culoare verde, avînd o duritate mai mare. Structura rocii este porfircă, iar textura masivă.

Sub microscop se remarcă fenocristale de plagioclaz dezvoltate prismatice, maclate polisintetic, fiind reprezentate prin andezin cu 32% anortit.

Piroxenii sunt transformați în calcit sau clorit.

Hornblenda este de asemenea alterată și se poate distinge numai după conturul fenocristalelor, la marginea cărora se observă o biotitizare. În roca mai apar cuart microgranular, calcit, epidot și uneori pirită.

Lamprofirele au fost identificate numai în P. Mesteacănu și se deosebesc printr-o cristalinitate mai fină.

Formațiunile sedimentare. Peste fundamentul cristalin din partea estică a regiunii se găsește complexul sedimentar care alcătuiește cuveta marginală Hăgihamaș-Ciuc (I. BĂNCILĂ).

Depozitele sedimentare ale acestei cuvete sunt de vîrstă mesozoică, cuprinzând formațiunile geologice de la Triasic pînă la Cretacicul superior.

Triasicul este reprezentat prin conglomerate și gresii dure cu ciment silicios de culoare violacee. Peste orizontul conglomeratic grezos, urmează calcarale dolomitice cu o dezvoltare mai mare.

Jurasicul este reprezentat prin conglomerate, gresii calcaroase, calcare grezoase oolitice, care au fost atribuite de I. BĂNCILĂ Doggerului. Pe baza fosilelor determinate de acest autor, sunt considerate de vîrstă bathoniană.

Malmul este constituit din calcare de Stramberg și au o dezvoltare foarte mare, determinînd aspectele pitorești ale regiunii.

Cretacicul are o mare răspîndire în cuveta marginală și este reprezentat prin strate de Sinaia și strate cu Orbitoline.

În stratele de Sinaia, HERBICH a determinat fosilele: *Lissoceras grassianum* D'ORB., *Aptychus diday* Coq., *Meandrina* sp. și *Peregrinella peregrina* D'ORB., pe baza cărora le-a atribuit vîrsta Valanginian-Hauterivian.

În stratele cu *Orbitolina*, I. BĂNCILĂ a determinat forme de *Orbitolina lenticularis* D'ORB.

Depozitele pliocene și cuaternare se află în partea de vest a regiunii cercetate și aparțin bazinului Gheorghieni.

Pliocenul. El este reprezentat prin formațiunile depuse într-un bazin intramontan închis, a cărui colmatare a continuat pînă în Cuaternar.

Depozitele pliocene se caracterizează prin marne cenușii și nisipuri grosiere cu intercalații de nisipuri roșii, feruginoase. În stratele marnoase apar mici lentile de cărbuni. Printre rocile constituente ale depozitelor se recunosc multe andezite, provenite din lanțul eruptiv învecinat, fiind în general alterate.

Cuaternarul. Cele mai noi depozite aparțin Cuaternarului și sunt reprezentate prin nisipuri și pietrișuri care formează terase și aluviuni în lungul văilor principale.

* * *

În partea de vest și sud-vest a acestei regiuni, apar o serie de produse vulcanice andezitice cu hornblendă verde, cu hornblendă și piroxeni, cu hornblendă și biotit. Ele apar pe suprafețe restrînse, multe fiind îndepărtate prin eroziune.

Considerații tectonice

Cercetările de teren și studiul petrografic au arătat că extremitatea sudică a Cristalinului Carpaților orientali prezintă o tectonică foarte complicată. Din studiile mai vechi se cunoaște faptul că șisturile cristaline din această parte prezintă o afundare axială spre sud, fiind acoperite de depozite sedimentare.

Datele de teren arată că afundarea Cristalinului în partea sudică nu se face uniform ci în trepte, în urma fragmentării în blocuri prin falii perpendiculare pe direcția Cristalinului.

Observațiile de teren și studiul microscopic arată existența a două serii de șisturi cristaline caracterizate prin roci epizonale și roci mesozonale, dispuse în zone orientate după direcția generală a Cristalinului Carpaților orientali.

Liniile tectonice principale se situează la contactul dintre epizonă și mesozonă, atât în est cît și în vest. În partea estică, pe V. Oltului, se observă contactul anormal între seria șisturilor filitoase sau sericitoase și gnais, șisturile mesozonale fiind ridicate mult față de cele epizonale. Raporturile tectonice dintre cele două serii metamorfice sunt deci o încălecare fără ampioare a unei pînze de shariaj. Această linie tectonică are direcția NW—SE, relativ aceeași cu a șisturilor cristaline și se menține în versantul stîng al Văii Oltului. În lungul zonei de contact, în anumite sectoare, șisturile cristaline prezintă caracter diaforetic și uneori de milonitizare. În partea vestică a regiunii, la limita dintre șisturile mesozonale și cele epizonale, există un contact anormal care ridică șisturile mesozonale peste cele epizonale. Acest contact anormal nu poate fi urmărit pe toată lungimea, fiind mascat de materialul vulcanic neogen, care acoperă parțial șisturile cristaline.

În cadrul mesozonei estice, de-a lungul direcției generale a șisturilor și în apropierea liniilor tectonice majore menționate s-au pus în loc în timpul metamorfismului o serie de intruziuni de roci de tip granitic, granodioritic și dioritic.

În apropierea liniei tectonice din est și chiar de-a lungul ei apar o serie de roci verzi, intens tectonizate. Ele reprezintă insinuări de roci bazice, metamorfozate în timpul metamorfismului regional.

Liniile tectonice transversale mai importante sunt falii de pe P. Șipoș, de pe P. Sandui, de pe P. Ciofronca, de pe P. Sovetău și de pe P. Lohavaș.

În afară de liniile tectonice majore, în timpul Mesozoicului și în Neogen s-au produs o serie de fracturi, atât cu direcția NW—SE cît și ENE—WSW. Probabil că primele sunt de vîrstă mesozoică, deoarece pe ele găsim adesea insinuări de dia-baze și lamprofire nemetamorfozate.

Falii transversale au afectat Cristalinul pe care l-au compartmentat, după care s-a produs afundarea lui de la N spre S. Tot aceste falii transversale au determinat decroșarea Cristalinului între diferite compartimente; aceste decroșări nu au o ampioare mare.

O altă linie tectonică mare, care are caracterul unei încălecări, este situată în partea estică, la limita dintre Cristalin și Sedimentarul mesozoic.

Aici, peste toată zona de limită și în afara perimetrlui, Sedimentarul este mult ridicat peste Cristalin mesozonal.

Concluzii

Regiunea cercetată se caracterizează printr-un Cristalin epizonal, având în partea estică și vestică sisturi cristaline mesozonale. Cristalinul mesozonal vestic nu a fost identificat și descris pînă în prezent. Acest Cristalin este reprezentat prin micașisturi, cuarțite biotitice, calcare cristaline cu tremolit și muscovit, gnaisse cu biotit și amfibolite. Mesozona estică se încadrează în seria gnaisică descrisă de I. BĂNCILĂ.

Sisturile cristaline au provenit din rocile sedimentare și eruptive metamorfozate în condițiile metamorfismului regional. Rocile cristaline care au provenit din cele sedimentare au o compoziție mineralologică diferită, determinată de materialul inițial și gradul de metamorfism. Astfel, filitele provin din marne agriloase și argile nisipoase, dar din aceleași roci se pot forma și micașisturile. Din rocile eruptive bazice sau acide cu tufurile lor, în cadrul epizonei s-au format rocile porfirogene verzi sau albe.

În ceea ce privește ortorocile din cadrul mesozonei, care apar larg răspîndite în regiunea cercetată, considerăm că ele aparțin unui corp magmatic situat în apropierea suprafeței și probabil că este același corp magmatic care a generat toate celelalte formațiuni eruptive din Carpații orientali, având caracter de batholit. Acest Eruptiv apare la suprafață într-o serie de apofize, acolo unde eroziunea a fost mai puternică. În jurul acestor roci și deasupra lor apar, pe grosimi variabile, rocile migmatitice.

Cele două linii tectonice majore (paralele cu direcția Cristalinului) au afectat Cristalinul înaintea Mesozoicului.

Linia tectonică, care a dus în poziție anormală Sedimentarul mesozoic cu Cristalinul, s-a definitivat probabil la sfîrșitul Mesozoicului și începutul Terțiarului.

Liniile tectonice transversale sunt de vîrstă mesozoică și terțiară, ele afectînd atât Cristalinul cât și Sedimentarul. Unele mineralizații din regiune sunt legate de aceste linii. Pe liniile tectonice mai tinere, care probabil au o legătură și cu vulcanismul neogen, apar multe izvoare de ape minerale.

În cadrul regiunii se cunosc unele mineralizații de sulfuri complexe (pirite și pirite cuprifere) sub formă de impregnații pe V. Șipoș, V. Oltului și P. Ciofronca. În P. Ciofronca la suprafață apare o pălărie de fier.

La Voșlobeni se află bine dezvoltate calcarurile cristaline cu tremolit, care se continuă spre nord și sud și sunt exploatațe în cariere pentru construcții.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАСТИ ИСТОКОВ ОЛТА И МУРЕША

П. ЧЁРНЕЙ, Л. ВАСИЛЁСКУ

(Краткое содержание)

Исследованная область составляет часть кристаллического массива у истоков долины Олта и д. Муреша, между массивами Хэгимаш и бассейном Георгиен.

В структуре этой области выделены две большие зоны, сильно метаморфизованных сланцев, развившихся в мезозональных фациях, из которых одна — на западной окраине, а вторая — на восточной окраине Кристаллического Массива, между которыми залегают кристаллические более слабо метаморфизованные сланцы, эпизонального облика.

До исследований, проведенных авторами, не оказалось в литературе отдельных описаний кристаллического мезозонального западного массива.

Эти зональные фации охарактеризованы большим развитием филлитов, за которыми следуют кварцевые, серицито-хлоритовые сланцы, черные кварциты, кристаллические известняки, порфирогенные породы, порфироиды и метагаббро. На восточной окраине этих образований находятся инъекции очковых гнейсов.

Мезозональная фация западной окраины кристаллического массива имеет более малое развитие, благодаря погружению и ее перекрытию отложениями бассейна Георгиени и вулканическими агломератами — в юго-западной части.

Более современные породы этой фации следующие: слюдоносные сланцы с биотитом, кварцевые сланцы с биотитом и хлоритом, кварциты с биотитом, парагнейсы с биотитом, амфиболиты и кристаллические известняки. Из этих пород обособлены: кристаллические известняки с tremolитом, образующие почти последовательную зону между Томэшты—Вошлобени, проденную на север с перерывами до Лэзаря. На восток от селения Вошлобень, на вершине Кокошелул tremolit достигает размеров в 10—15 см.

Восточная мезозональная фация составляет новую зону, по направлению к кристаллическому массиву, которая характеризуется, помимо этого, развитием некоторых пород массивного облика, как, например: гнейсовых розовых или белых гранитов, гнейсовых диоритов и ортогнейсов с биотитом.

Особой достопримечательностью этой области являются мигматические образования, выявленные на окраине гранодиоритовых пород.

Кроме этих пород, в образованиях метаморфических фаций очень часто выявляются жильные породы, представленные диабазами, порфиритовыми диабазами и лампрсфироми.

Что же касается тектоники области, на основании проведенных исследований, смогли быть установлены две главные тектонические линии с ориентацией по направлению к кристаллическому массиву, по протяжению которых были установлены аномальные контакты между метаморфическими сериями. По всему протяжению тектонической линии с Востока к долине Олта, кристаллические сланцы представляют diafторетический характер и сильно проявленную степень милонитизации. С той же тектонической линией связаны интрузии гранитных, гранодиоритовых и диоритовых пород, которые по способу выхода на поверхность и по участкам, подвергнувшихся глубокой эрозии, — представляют собой характер батолита.

Помимо этих главных тектонических линий существуют нескольких поперечных тектонических линий, которые привели к установлению разделения кристаллического массива и ступенчатому его погружению к югу. С этими линиями связаны некоторые минерализации области.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION DES SOURCES DE L'OLT ET DU MUREŞ

PAR

P. CIORNEI, L. VASILESCU

(Résumé)

Des recherches ont été effectuées dans le Cristallin des sources de Valea Oltului et de Valea Mureşului, entre le Massif de Hăgimaş et le Bassin de Gheorgheni.

Dans cette région on a séparé deux grandes zones de schistes fortement métamorphisés, développés en faciès de mésozone, notamment: une zone à la limite W et l'autre à la limite E du Cristallin. Entre ces deux zones sont localisés des schistes cristallins faiblement métamorphisés, à caractère d'épizone.

Le faciès d'épizone est caractérisé par le grand développement des phyllites, suivis par des schistes quartzitiques séricito-chloriteux, des quartzites noirs, des calcaires cristallins, des roches porphyrogènes et des métagabbros. À la limite E de ces formations on rencontre des injections de gneiss oeillés.

Le faciès de mésozone de la limite W du Cristallin est moins développé vu son effondrement et son recouvrement par les dépôts du bassin de Gheorgheni, et par

des agglomérats volcaniques dans la partie SW. Les roches les plus fréquentes de ce faciès sont les suivantes : micaschistes à biotite, schistes quartzitiques à biotite et chlorite, quartzites à biotite, paragneiss à biotite, amphibolites et calcaires cristallins. Parmi ces roches sont caractéristiques les calcaires cristallins à trémolite ; ils constituent une zone presque continue entre les localités de Tomești et de Voșlobeni et se prolongent vers le Nord, avec des interruptions, jusqu'à Lăzarea. À l'Est du village de Voșlobeni, dans Culmea Cocoșelul la trémolite atteint 10—15 cm de dimensions.

Le faciès de mésozone, de la limite E du Cristallin constitue une zone continue dans la direction de la zone cristalline. Il est caractérisé par le développement des roches massives, telles : granites gneissiques roses ou blancs, diorites gneissiques et orthogneiss à biotite.

Les roches migmatiques qui apparaissent aux limites des roches granodioritiques constituent un caractère particulier de cette région.

Outre ces roches — dans les faciès métamorphiques — on rencontre fréquemment des roches filoniennes représentées par des diabases, des diabases-porphyrates et des lamprophyres.

Suivant les recherches effectuées, les auteurs ont séparé deux lignes tectoniques principales, orientées dans la direction du Cristallin, le long desquelles existent des contacts anormaux entre les séries métamorphiques. Le long de la ligne tectonique à l'Est de Valea Oltului, les schistes cristallins accusent le phénomène de diaphorèse et une mylonitisation prononcée. Toujours à cette ligne se rattachent les intrusions de granites, de granodiorites et de diorites, lesquelles, selon leur mode d'apparition et les secteurs profondément érodés, accusent le caractère d'un batholite.

À part les lignes tectoniques principales il y en a d'autres, transversales, qui ont déterminé la division en compartiments du Cristallin et l'effondrement par gradins vers le Sud. À ces lignes se rattachent certaines minéralisations de la région.

EFFECTUL MICROMAGNETIC AL UNOR SEGMENTE DE ŞOSELE ASFALTATE DIN SUD-ESTUL TRANSILVÂNIEI¹⁾

DE

ŞTEFAN AIRINEI

Utilizînd metoda micromagnetică pentru determinarea efectelor geomagnetice de mică întindere și de slabă intensitate, propusă de R. LAUTERBACH de la Universitatea din Leipzig [1, 2], am executat în timpul campaniei 1958 o sumă de măsurători, în panouri, în legătură cu unele șosele asfaltate din partea de sud-est a Transilvaniei.

Panourile cu măsurători micromagnetic au următoarele caracteristice: sînt de formă patratică, cu latura de 30 m; sînt orientate pe nord; au stațiile situate în rețea de 3 m (fiind dispuse pe 11 rînduri, fiecare rînd avînd 11 stații variometru — un panou avînd, deci, 121 stații); stația de bază este plasată în centrul panoului. Măsurarea panourilor s-a realizat cu un variometru vertical Fanselau (seria 231), folosindu-se trei trepiede (unul fix, în bază, și două mobile), asigurîndu-se o revenire a variometrului în stația de bază, în medie, la circa două minute.

Din materialul adunat, prezentăm rezultatele a șase panouri, care ni s-au părut a fi cele mai caracteristice și în același timp mai sugestive. Aceste panouri surprind, după cum vom vedea, segmentele respective de șosea asfaltată în diferite situații față de relieful topografic ambiant (șes, în pantă, cu sau fără sănțuri laterale, în rambleu, în debleu, etc.).

Această alegere are drept scop de-a arăta că aspectul fenomenului micromagnetic al segmentelor de șosea asfaltată este, în general, același, indiferent de orientarea șoseelor și de poziția lor față de relieful topografic înconjurător.

Facem prezentarea acestor panouri într-o succesiune cât mai normală, începînd cu panoul situat în cea mai simplă formă topografică, și plecînd de la orientarea E—W, către orientarea N—S:

¹⁾ Comunicare în ședință din 16 ianuarie 1959.

1. Segment situat pe şoseaua Braşov – Buzău, (între satele Prejmer și Teliu), în şes, la aceeași înălțime cu terenul încadrător, şoseaua are sănțuri aproape complet colmatate și orientarea E–W (fig. 1).

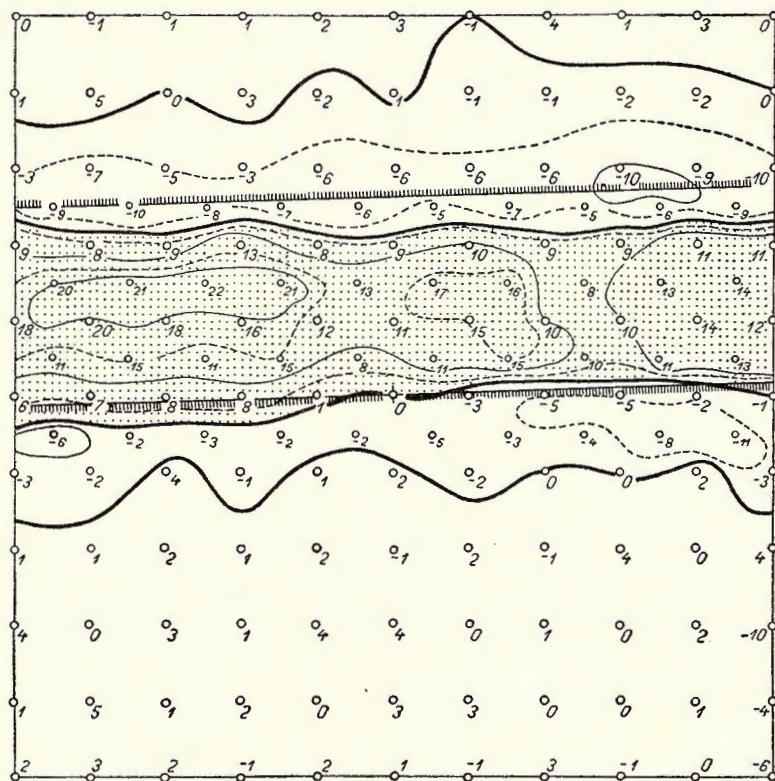


Fig. 1. — Segment din şoseaua asfaltată Braşov—Buzău.

$$E = 5 \text{ V} \quad A = 33 \text{ V} \quad G = 10 \text{ V/km}$$

Substratul geologic imediat al șoselei este constituit din depozite cuaternare, cu elemente rulate din formațiunile cretacice ale Carpaților orientali care sunt situați în apropiere la sud. Ultimele patru rînduri din partea de sud a panoului și primele două rînduri din partea sa de nord reflectă efectul micromagnetic al acestor depozite. Înținând seama de variațiile foarte mici ale valorilor ΔZ măsurate pe aceste sectoare și pentru a nu complica imaginea micromagnetică prin interpolări la echidistanțe mai mici de 5γ , s-a făcut un calcul de nivelare a acestor valori în raport cu stația de bază (valoarea stației de bază este considerată în toate cazurile egală cu 0). Valoarea medie a depozitelor cuaternare este de aproximativ $+0,8 \gamma$.

Măsurările efectuate în stațiile situate pe șoseaua asfaltată și în imediata sa vecinătate pun în evidență sectoare cu valori ΔZ pozitive și negative în raport cu stația de bază (care se află situată pe marginea de sud a șoselei). Aceste valori

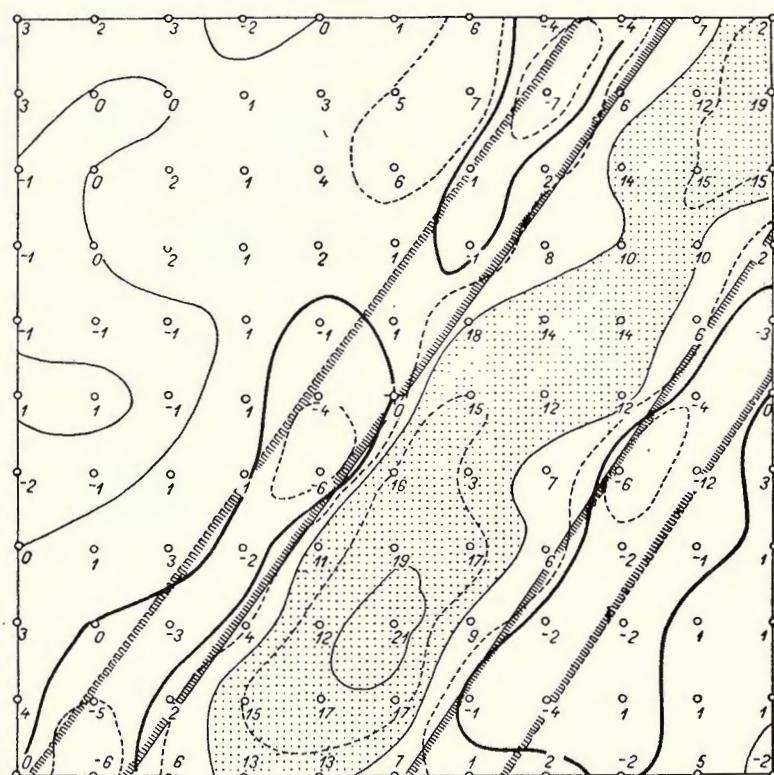


Fig. 2. — Segment din șoseaua asfaltată Brașov—Tg. Secuiesc,
 $E = 5 \gamma$ $A = 28 \gamma$ $G = 7,3 \gamma / \text{km}$

sînt cuprinse între limitele: $+22 \gamma$ și -10γ . În felul acesta, porțiunea de șosea asfaltată apare sub forma unei benzi pozitive, care prezintă din loc în loc zone mai intens magnetizate. La nord și la sud de banda pozitivă, apare cîte o bandă cu valori negative, înguste și strîns lipite de prima. O nivelare a valorilor ΔZ măsurate pe aceste trei sectoare, în raport cu stația de bază, ne dă următoarele paliere: -7γ pentru sectorul negativ din nord, $+12,3 \gamma$ pentru segmentul de șosea asfaltată și $-3,5 \gamma$ pentru sectorul negativ din sud.

2. Segment situat pe șoseaua Brașov—Tg. Secuiesc, la NE de satul Ozun. Șoseaua este așezată în șes, are sănțuri adânci și orientarea NE—SW (fig. 2). Panoul are același substrat geologic ca și cel precedent. Stațiile măsurate

în colțul de SE și în partea de NW, situate în afara efectului şoselei asfaltate, prezintă o valoare medie de circa $+1,4 \gamma$, față de valoarea stației de bază (plasată pe marginea de nord a şoselei).

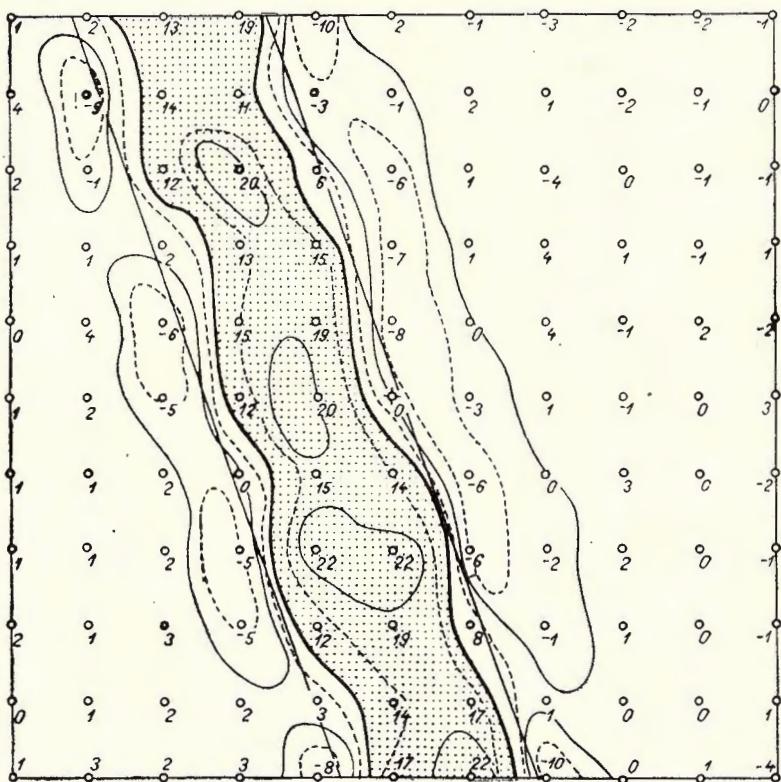


Fig. 3. — Segment din şoseaua asfaltată Brașov—Sighișoara,
 $E = 5 \gamma$ $A = 32 \gamma$ $G = 10,4 \gamma / \text{km}$

Porțiunea de şosea asfaltată prezintă același efect micromagnetic (o bandă pozitivă care manifestă două zone mai intens magnetizate), flancată pe ambele laturi de sectoare înguste cu valori negative. Valorile ΔZ extreme, măsurate pe aceste sectoare anomale, sunt: $+21 \gamma$ și -7γ . Nivelarea valorilor ΔZ de pe aceste sectoare, în raport cu stația de bază, conduce la stabilirea următoarelor paliere: -3γ pentru sectorul negativ din nord, $+11,5 \gamma$ pentru segmentul de şosea asfaltată și $-2,5 \gamma$ pentru sectorul negativ din sud.

3. Segment situat pe şoseaua Brașov—Sighișoara, la sud de satul Feldioara: în șes, cu sănțuri bine individualizate și nu prea adânci, având orientarea NNW—SSE (fig. 3). Substratul geologic este constituit din aluviuni cuaternare.

Stațiile situate în porțiunile de vest și de est ale panoului prezintă o valoare medie de circa $+0,7 \gamma$, față de valoarea stației de bază (care se află plasată pe marginea de est a soselei).

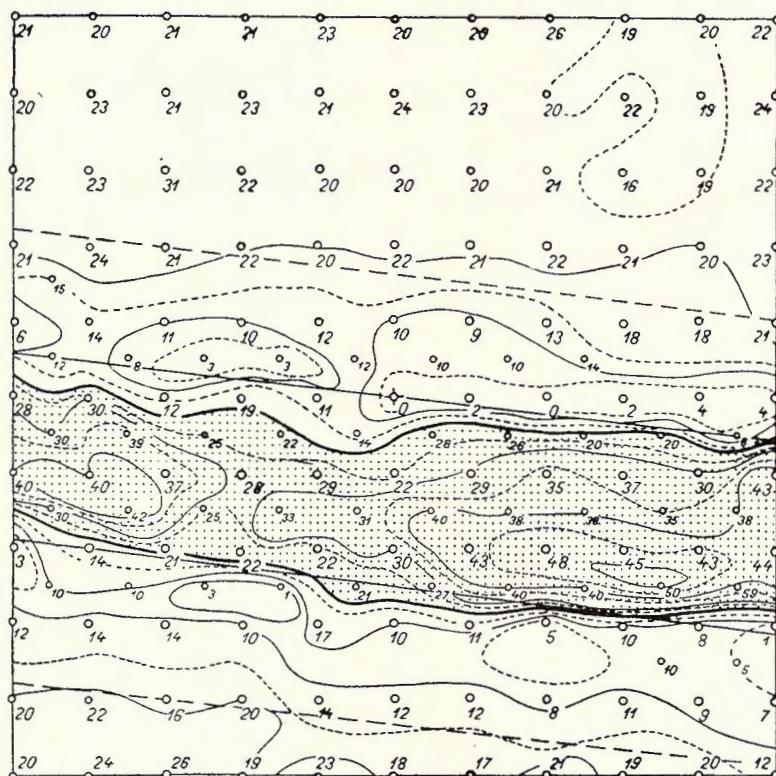


Fig. 4. – Segment din șoseaua asfaltată Brașov – Făgăraș.

$$E = 5 \text{ } \gamma \quad A = 53 \text{ } \gamma \quad G = 13,4 \text{ } \gamma / \text{km}$$

Imaginea micromagnetică a şoselei este de aceeași formă (o bandă pozitivă centrală — pe porțiunea asfaltată — și două sectoare mai înguste negative, lipite de prima), deși orientarea şoselei este foarte apropiată de poziția N—S. Valorile ΔZ extreme, măsurate pe aria acestor sectoare anomale sunt: +22 γ și -10 γ. O nivelare a valorilor ΔZ de pe aceste sectoare, în raport cu stația de bază, dă următoarele paliere: -4,2 γ pentru sectorul negativ din vest, +14 γ pentru sectorul pozitiv și -5 γ pentru sectorul negativ din est.

4. Segment situat pe șoseaua Brașov – Făgăraș, la vest de localitatea Șercaia (fig. 4). Șoseaua se află în debleu, cu maluri relativ înalte (3–4 m) și în pantă de aproximativ 10° (cobiind de la est spre vest), cu șanțuri puțin adânci

și având orientarea WNW—ESE. Substratul geologic este constituit, și aici, din aluviuni cuaternare. Stațiile situate în porțiunile de nord și de sud ale panoului prezintă o valoare medie de circa $+21 \gamma$, față de stația de bază, care se află fixată pe marginea de nord a șoselei și este plasată în apexul anomaliei negative.

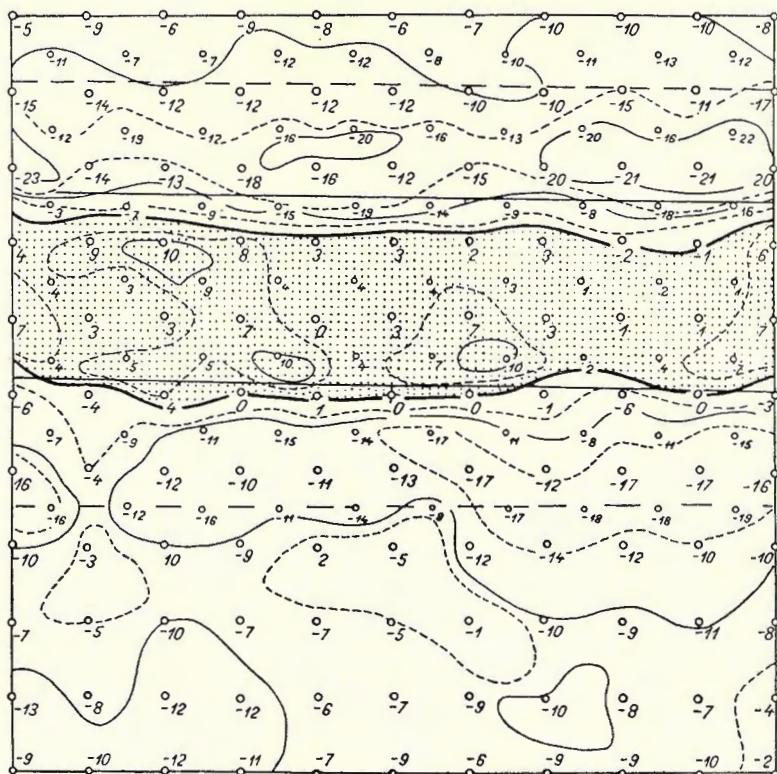


Fig. 5. — Segment din șoseaua asfaltată Brașov—Tg. Secuiesc,
 $E = 5 \gamma$ $A = 32 \gamma$ $G = 9 \gamma / \text{km}$

Imaginea micromagnetică a segmentului de șosea asfaltată din acest panou prezintă aceleși caracteristice descrise în cazurile precedente. Nivelarea valorilor ΔZ de pe sectoarele anomale, în raport cu stația de bază, determină următoarele paliere: $-8,2 \gamma$ pentru sectorul din nord, $31,5 \gamma$ pentru segmentul de șosea asfaltată și -9γ pentru sectorul din sud.

5. Segment situat pe șoseaua Brașov—Tg. Secuiesc, între satele Lemnia și Brețcu (fig. 5). Șoseaua se află în rambleu de circa 2 m înălțime. Orientarea segmentului de șosea este aproape E—W. Substratul său geologic este constituit din aluviuni cuaternare. Stațiile situate în porțiunile de sud și de nord ale

panoului prezintă o valoare medie de circa $-8,6\text{ g}$, față de stația de bază care se află amplasată pe marginea de sud a soselei.

Imaginea micromagnetică a acestui segment de șosea asfaltată are același

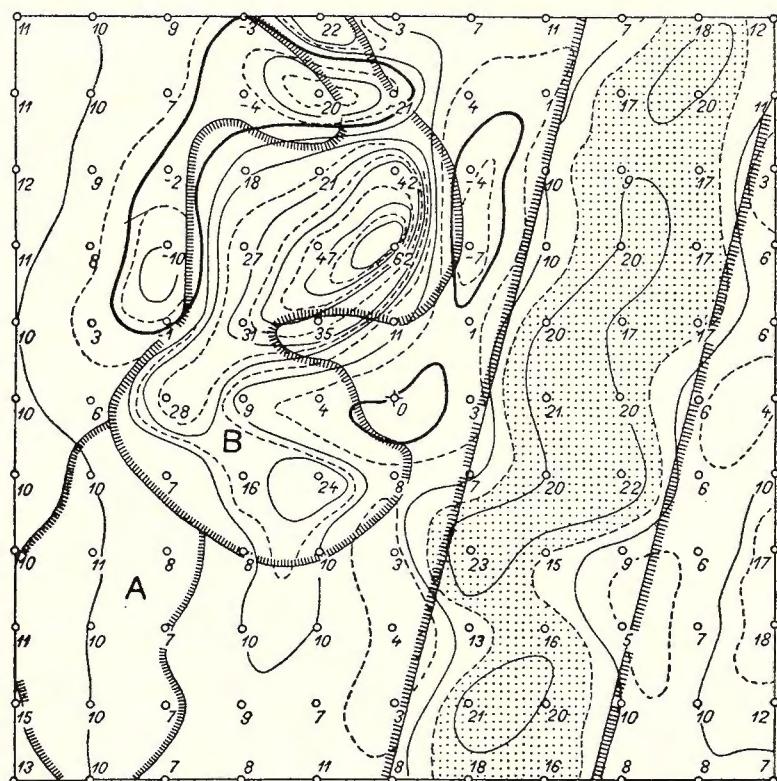


Fig. 6. — Segment din şoseaua asfaltată Braşov — Tg. Secuiesc,
 $E = 5 \gamma$ $A = 69 \gamma$ $G = 23 \gamma / \text{km}$

aspect: o bandă pozitivă care se suprapune peste suprafața asfaltată și două sectoare negative, dintre care sectorul din nord este mai intens magnetizat decât cel din sud. Nivelarea valorilor ΔZ de pe sectoarele anomale, în raport cu stația de bază, determină următoarele palieri: $-18,7 \gamma$ pentru sectorul din nord, $+4,5 \gamma$ pentru segmentul de șosea asfaltată și $-13,7 \gamma$ pentru sectorul din sud.

6. Segment situat pe șoseaua Brașov—Tg. Secuiesc, la est de satul Dalnic (fig. 6). Șoseaua se află în palier, săpată pe un bot de deal. Colțul de SE al panoului se află în pantă cu înălțime medie de 3 m, iar partea sa de vest se găsește pe traseul vechi al șoselei, unde actualmente este depozitată ciblura andezitică pentru întreținerea părții asfaltate a șoselei actuale. Acest material mărunt

se află îngrămădit în movile cu înălțimi între 30—70 cm (aria B) și împrăștiată într-un strat subțire de 3—6 cm pe aria A (de unde materialul a fost luat și aruncat pe șosea). Substratul geologic al șoselei, în acest loc, este format din depozite marno-grezoase cretacice (botul de deal fiind o prelungire sudică a Munților Bodocului). Stațiile măsurate în colțul de SE și în partea de vest a panoului prezintă o valoare medie de circa +9,5 γ, față de valoarea stației de bază, care se află în apexul unui relief negativ al sectorului NW.

Imaginea micromagnetică a segmentului de șosea asfaltată nu se deosebește cu nimic de imaginile panourilor precedente. Imaginea micromagnetică a panoului prezintă o complicație în plus, în legătură cu movilele de ciblură andezitică. Această situație a fost aleasă și măsurată în mod intenționat, în vederea unei comparări a efectului dat de această rocă sfârșită, cu efectul șoselei asfaltate, în a cărei compoziție acest material clasat a intrat ca un agregat principal.

Se poate observa că pe aria A, unde ciblura are o grosime variabilă între 3—6 cm, măsurările nu pun în evidență vreun efect micromagnetic; pe aria B, unde ciblura se află în grămezi cu grosimi între 30—70 cm, efectul micromagnetic este unitar pozitiv și variabil ca intensitate, în funcție de grosimea movilei. Mai este de remarcat că anomaliei micromagnetice pozitive în legătură cu aria ciblurei B, îi corespunde o anomaliă negativă, aproape integral exterioară acestei arii. O nivelare a valorilor ΔZ măsurate pe suprafața acestui cuplu de anomalii produse de ciblură dă următoarele nivele medii de magnetizare, în raport cu stația de bază: +23,7 γ și -5 γ.

7. Segment de șosea pietruită, situat pe șoseaua Sf. Gheorghe—Covasna, (circa 1 km de la șoseaua Brașov — Tg. Secuiesc, spre Sf. Gheorghe) (fig. 7). Acest panou a fost măsurat cu dublu scop: de a determina eventualul efect micromagnetic al unei șosele simplu pietruită, și în cazul când există un astfel de efect, care ar putea apărea și structurii șoselii asfaltate, să se poată aprecia, prin deducere, efectul real al șoselei asfaltate (cel puțin pentru panourile 2 și 6, situate în vecinătatea acestuia). Elementele de rocă utilizată pentru pietruirea acestei șosele sunt provenite din gresia cretică (este foarte probabil că structura șoselei imediat vecine Brașov—Tg. Secuiesc să fie formată din același pietriș). Ori, segmentul de șosea pietruită, aflat în condițiile descrise, nu prezintă un efect micromagnetic în legătură cu stratul de pietriș constituent.

Se poate considera, aşadar, că imaginea micromagnetică a acestui panou reprezintă efectul depozitelor cuaternare care formează fondul geologic al șoselei pietruite. Nivelarea valorilor ΔZ măsurate pe întreg panoul dă valoarea medie de -3,3 γ, față de stația de bază a sa.

* * *

Explicația fizică a fenomenului micromagnetic descris este relativ simplă. Cauza perturbatoare este neîndoios îmbrăcămintea asfaltică a șoseelor. Această

îmbrăcăminte rutieră este confectionată dintr-o bitumină asfaltică sau din beton asfaltic. Un beton asfaltic este preparat din 6—10% bitum (care îndeplinește funcția de liant) și din 90—94% diferite agregate dure (criblură de bazalt, andezit, etc.,

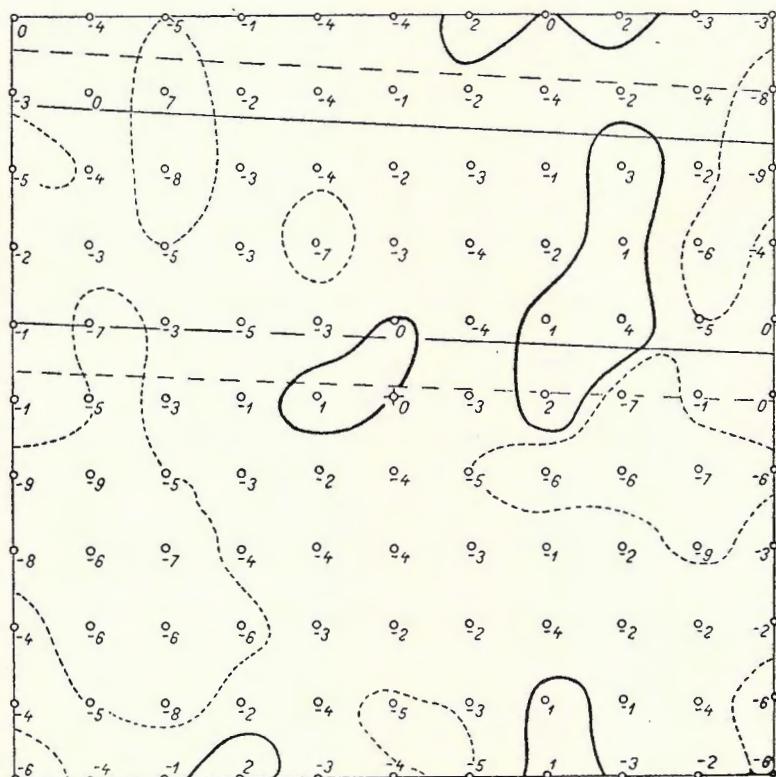


Fig. 7. — Segment din șoseaua pietruită Sf. Gheorghe—Covasna,
 $E = 5 \gamma$ $A = 13 \gamma$ $G = 2,7 \gamma / \text{km}$

sau pietriș, nisip, filer). Amestecul se fierbe în instalații speciale în care materialul este malaxat în vederea obținerii unei paste cât mai uniforme și cât mai compacte. Când bitumul este complet topit și amestecat convenabil cu ceilalți compoziții ai betonului asfaltic, pasta produsă se aşterne fierbinte pe șosea și se întinde cât mai uniform cu o drișcă de lemn, după care se comprimă prin cilindrare. Final, stratul de asfalt are o grosime de circa 3 cm.

Se știe că rocile para- și feromagnetic se demagnetizează prin încălzire (punctul Curie este variabil de la rocă la rocă) și că prin răcire, ele se remagnetizează în cîmpul geomagnetic actual (3). În mic, în comparație cu revărsările de magmă, acest fenomen are loc și în cazul asfaltării șoseelor. Fragmentele de rocă (criblură

și filer) — deși nu ajung în stare de topire — își pierd magnetizarea prin încălzirea în instalația de preparare și malaxare a betonului asfaltic. Starea de rocă demagnetizată se păstrează pînă în momentul aruncării compozitiei fierbinți pe șosea, unde prin răcire, fiecare particulă de rocă se remagnetizează în cîmpul geomagnetic actual, devenind un magnet mic. Așa dar, îmbrăcămintea asfaltică a șoseelor prezintă din punct de vedere al geomagnetismului, o infinitate de magneți mici, uniform orientați, cu polul pozitiv în sus și cu polul negativ spre interiorul Pămîntului, și care, foarte probabil, sănătă dispusi, în urma cilindrării, în mai multe pături subțiri.

Ceea ce s-a măsurat în legătură cu aceste segmente de șosea asfaltată reprezintă cumulul de magnetism remanent preluat și conservat de fiecare particulă de rocă prin remagnetizare.

Faptul că benzile pozitive — respectiv benzile negative — din imaginile micromagnetice, corespunzătoare segmentelor de șosea asfaltată, prezintă sectoare mai intens magnetizate, s-ar putea explica, fie prin existența unor zone mai bogate în bitum și altele mai bogate în criblură (consecința unui amestec neuniform al diferitelor agregate ale betonului asfaltic), fie prin deranjarea particulelor de rocă din poziția inițială de magnetizare (datorită cilindrării, traficului, etc.), fie proceselor de întreținere ale șoselei (îndepărțarea vălurilor, completarea spărturilor și golurilor printre pastă asfaltică proaspătă, etc.), fie printre combinație dintre aceste efecte.

În tabloul de pe p. 415 sănătă redate pentru fiecare rețea micromagnetică comparativ, valorile intensităților magnetice medii ale fondului geologic pe care se află segmentul de șosea asfaltată și intensitățile medii pozitive și negative ale părții rutiere. În acest scop s-a considerat pentru intensitatea medie a fondului geologic valoarea 0γ .

Din analiza datelor acestui tablou se poate deduce următoarele:

a) Intensitățile diferitelor segmente de același fel ale șoseelor asfaltate sănătă sensibil egale;

b) Sectoarele negative de o parte și de alta a șoselei sănătă, de asemenea, sensibil egal magnetizate: sectorul dinspre nord pare să fie ceva mai intens magnetizat, decît sectorul dinspre sud;

c) Valoarea medie a intensităților de magnetizare pentru sectorul pozitiv este de $+10,9 \pm 0,88 \gamma$;

d) Valorile medii ale intensității de magnetizare pentru sectoarele negative sănătă pentru sectorul dinspre nord — $7,8 \pm 1,03 \gamma$ și pentru sectorul dinspre sud — $-6,1 \pm 1,01 \gamma$.

e) Cantitatea de magnetizare remanentă, dat fiind analiza valorilor intensităților de magnetizare, se păstrează sensibil egală, indiferent de anul de construire al segmentului de șosea asfaltată.

Elemente privind segmentele de șosele asfaltate descrise

Nr. crt.	Anul construcției șoselei	Intensitatea medie a fondului geologic		Intensitățile medii ale sectoarelor rutiere		
		măsurat (γ)	adus la aceeași bază (γ)	Sectorul spre nord (γ)	Sectorul carosabil (γ)	Sectorul spre sud (γ)
1	1958	+0,8	0	- 7,8	+11,5	- 4,3
2	1950	+ 1,4	0	- 4,4	+10,1	- 3,9
3	1950	+ 0,7	0	- 4,9	+13,3	- 5,7
4	1956	+21,1	0	-12,9	+10,4	-12,1
5	1950	- 8,6	0	- 8,1	+13,1	- 5,1
6	1950	+ 9,5	0	- 8,5	+ 6,7	- 5,4
		Medii:		-7,8 ± 1,03	+10,9 ± 0,88	-6,1 ± 1,01

Desigur, problema micromagnetizării șoseelor asfaltate nu este epuizată de cuprinsul acestei note. Ar mai fi de urmărit, eventual, magnetizarea șoseelor macadamate, șoseelor cimentate și șoseelor asfaltate la rece (cu emulsiuni rutiere). Este foarte probabil ca ultimele două categorii de șosele (cimentate și asfaltate la rece), să nu prezinte fenomene de micromagnetizări; sau în cazul cînd ar prezenta asemenea efecte, cauzele lor ar fi, evident, de altă natură decît a segmentelor de șosele asfaltate descrise.

În concluzie, se poate afirma că șoselele asfaltate cu beton asfaltic preparat la cald prezintă fenomene de micromagnetizări de același tip. O astfel de șosea este pe toată întinderea ei, în raport cu cîmpul geomagnetic, o bandă anomală pozitivă, flancată pe ambele laturi cu sectoare negative. Din punct de vedere al ordinului de mărime al intensităților de magnetizare a benzii anomale, s-au determinat cîteva cifre statistic-cantitative (+10,9 γ, pentru sectorul pozitiv, -7,8 și -6,1 γ, pentru sectoarele negative). Aceste cifre reprezintă valoarea magnetizării remanente preluată și conservată de betonul asfaltic (în speță, de particulele de cribură și filer).

BIBLIOGRAFIE

1. BUCHHEIM W. und LAUTERBACH. Isanomalen-Richtungsstatistik als Hilfsmittel tektonischer Analyse. *Gerlands zur Geophysik*, Heft 2, p. 88, 1953.
2. LAUTERBACH R. Mikromagnetik – ein Hilfsmittel geologischer Erkundung. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl Marx Universität – Leipzig*, 1953/1954, *Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe*, Heft 3, p. 224.
3. ROTHÉ, E. Questions actuelles de Géophysique. Paris, 1943.

МИКРОМАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ НЕКОТОРЫХ АСФАЛЬТИРОВАННЫХ УЧАСТКОВ ШОССЕ ЮГО-ВОСТОКА ТРАНССИЛЬВАНИИ

СТ. АИРИНЕЙ

(Краткое содержание)

Автором были представлены шесть микромагнитных сетей, содержащих отрезки асфальтированных шоссе, находящихся в различных топографических положениях (на равнине, с и без канав, на насыпи, в выемке, на склоне) и с различными ориентировками (с Ю—В, к С—З).

По описанию микромагнитных карт (рис. 1—6) выявлено, что участки асфальтированных дорог представляют почти одинаковые эффекты, состоящие из положительной полосы, расположенной на проездной шоссейной дороге, и из двух отрицательных участков, которые окаймляют положительную полосу с одной и с другой стороны. Осредненные величины интенсивностей магнетизации для каждого участка асфальтированного шоссе (таб. 1), ведут к следующим средним величинам статистически — количественных магнетизаций этих трех участков: $+10,9 \pm 0,88$ для положительной полосы; $-7,8 \pm 1,03$ для отрицательного северного участка и $-6,1 \pm 1,01$ для отрицательного южного участка.

Продемонстрировано, что асфальтированный шоссейный покров является причиной возмущений описанных микромагнитных эффектов. Речь касается явления перемагничивания частиц породы (андезитовая, базальтовая каменная крошка и другие, или щебень, песок, заполнитель), которые размагничились согреванием выше точки Кюри — во время процесса приготовления асфальтового бетона, и которые, при охлаждении, перемагничились в геомагнитном поле. Таким образом асфальтированный покров является с магнитной точки зрения, тонкой полосой, образованной из бесконечного числа — положительных, параллельных магнитов, обращенных вверх — к северному полюсу и — отрицательных — ориентированных вниз — к центру земли. Следовательно, все измерения в связи с этими асфальтированными участками шоссе, представляют накопления остаточного магнетизма, сохраненного каждой частицей породы при перемагничивании.

Тот факт, что положительные полосы, соответственно отрицательные смежные участки, из микромагнитных изображений, представляют спектры более магнетизированные, объясняется или существованием некоторых зон более богатых каменными крошками (последствие неодинаковой смеси различных агрегатов асфальтового бетона), или изъятием частиц пород из их первоначального магнитного положения (вследствие цилиндрования, перевозки и прочие), или процессам по содержанию шоссе, (удаление волнистых

деформаций, залитие трещин и пустот свежей асфальтовой пастой и прочие), или комбинациями между этими эффектами.

В заключении, продемонстрировано, что асфальтированные шоссе асфальтовым горячим бетоном, представляют явления однородного микромагничивания. В геомагнитном поле они выявлены, как аномальные положительные полосы, обрамленные с обеих сторон отрицательными секторами.

EFFET MICROMAGNÉTIQUE DE QUELQUES SEGMENTS DE ROUTES ASPHALTÉES DANS LE SE DE LA TRANSYLVANIE

PAR

ST. AIRINEI

(Résumé)

L'auteur présente six réseaux micromagnétiques comprenant des segments de routes asphaltées, dans différentes situations topographiques (plaine, remblaiement, déblaiement, pente, terrain avec ou sans fossés etc) et à diverses orientations, (E—W et N—S).

Au moyen des cartes micromagnétiques (fig. 1—6) on montre que les segments de routes asphaltées présentent des effets presque identiques à savoir: une bande positive du côté carrossable de la route et deux secteurs négatifs flanquant la bande positive. La moyenne de l'ordre de grandeur des intensités d'aimantation pour chaque segment de route asphaltée (tableau 1) permet de calculer les valeurs statistiques-quantitatives moyennes d'aimantation dans les trois secteurs, notamment: $+10,9 \pm 0,88 \gamma$ pour la bande positive; $-7,8 \pm 1,03 \gamma$ pour le secteur négatif Nord et $-6,1 \pm 1,01 \gamma$ pour le secteur négatif Sud.

L'auteur démontre que le revêtement asphaltique des routes représente la cause perturbatrice des effets micromagnétiques décrits. Il s'agit d'un phénomène de réaimantation des particules de roche (criblure andésitique, basaltique etc. ou gravier, sable, filler) qui se sont désaimantées par suite d'un chauffage au-dessus du point Curie — pendant le processus de préparation du béton asphaltique — et qui, par refroidissement, se sont réaimantées dans le champ géomagnétique. En conséquence, du point de vue magnétique, le revêtement asphaltique représente une bande mince, formée d'un nombre infini d'aimants parallèles, ayant les pôles

N en haut et les pôles négatifs orientés vers l'intérieur de la terre. Il en résulte que la mesure de ces segments de route asphaltée représente le cumul d'aimantation remanente conservée par réaimantation dans chaque particule de roche. Sur les images micromagnétiques les bandes positives — respectivement les secteurs négatifs adjacents — représentent des secteurs plus intensément aimantés. Ce fait s'explique soit par l'existence des zones plus riches en criblure (conséquence d'un mélange inégal des différents agrégats du béton asphaltique), soit par le changement de la position initiale d'aimantation des particules de roche (à cause du cylindrage, du trafic etc.) soit par les processus d'entretien des routes (aplatissement des ondulations, remplissage des cassures et des vides par une pâte asphaltique fraîche etc.) ou enfin, par une combinaison de ces effets.

L'auteur montre que les routes asphaltées au chaud, de béton asphaltique présentent des phénomènes de micro-aimantation de même type. Dans le champ géomagnétique ils apparaissent sous la forme d'une bande anomale positive, flanquée de secteurs négatifs.

EFFECTUL MAGNETIC AL CONDUCTELOR DE OTEL ÎNGROPATE ȘI AL ȘINELOR DE C.F.¹⁾

DE
ȘTEFAN AIRINEI

Folosind același procedeu descris cu altă ocazie (1), am întreprins cîteva măsurători în rețele micromagnetice, pentru determinarea efectelor anomale produse de conductele de otel îngropate și de șinele de C.F. Interesul acestei lucrări este, evident, pur științific. Rezultatele ne îndreptătesc să credem că imaginile micromagnetice obținute pentru aceste efecte, ar putea să sugereze idei noi în vederea interpretării aparițiunilor de dipoli mici și superficiali, care apar frecvent în lucrările noastre de magnetometrie minieră.

Deoarece fenomenul micromagnetic, odată pus în evidență, se reproduce aproape sub aceeași forme calitative, indiferent de dimensiunea sau orientarea conductei, sau de forma și orientarea terasamentului de C.F., vom prezenta și descrie trei cazuri de pe trei trasee diferite de conducte și un caz pentru C.F. Aceste conducte servesc la transportul de gaze naturale.

1. *Seciune de conductă, dintre Orăștie și Deva.* În fig. 1 sînt trasate cu linii întrerupte marginile șanțului în care a fost îngropată conductă. Formațiunea geologică, peste care a fost măsurată microrețeaua, este constituită din argile nisipoase sarmatiene, acoperite cu un strat subțire de sol și vegetație.

Imaginea micromagnetică conține o succesiune de anomalii pozitive și negative, centrate mai mult sau mai puțin pe axa șanțului în care este îngropată conductă. Valorile ΔZ extreme care au fost măsurate sunt: 1450γ și -820γ , de unde $A = 2270 \gamma$. Valorile ΔZ scad rapid spre nord și spre sud, acoperind întreaga suprafață a panoului. Este demn de reținut faptul că zonele negative sunt mai largi și că desfășoară aripi care încinjoară lateral anomalii pozitive.

În partea de jos a panoului este desenată proiecția conductei și capetele probabile ale tronsoanelor de conductă: un tronson central B, flancat de două segmente

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 Martie 1959.

de tronsoane A și C. Este ușor de remarcat că un tronson de conductă se comportă ca un magnet în formă de bară, cu un pol pozitiv spre un capăt și cu polul negativ spre celălalt capăt. Ordinea polilor este cea menționată în partea de jos a figurii.

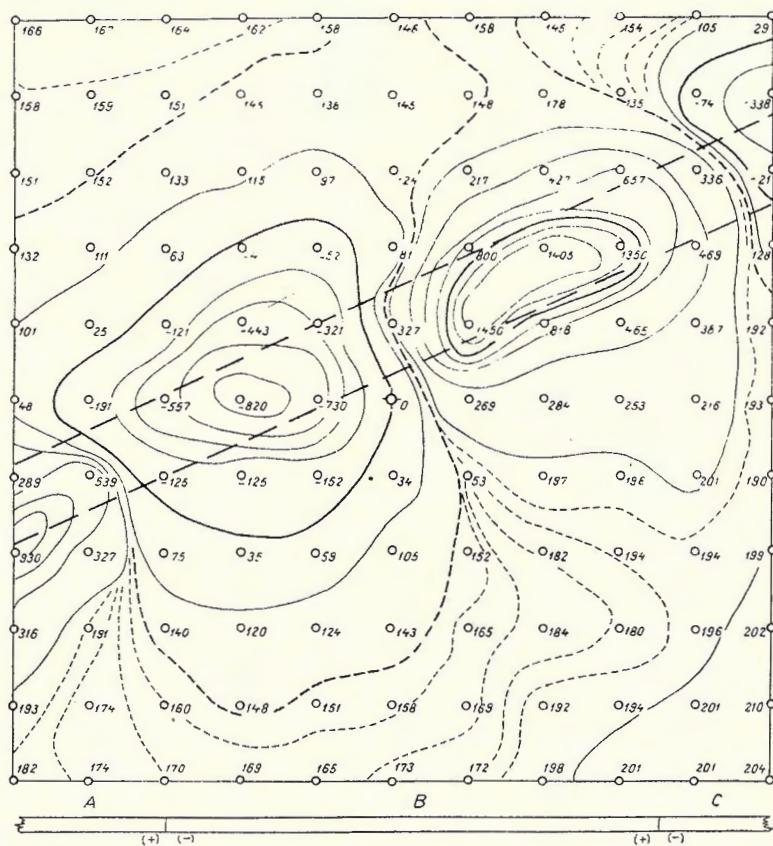


Fig. 1. — Secțiune din conductă de transport gaze naturale, între Orăștie și Deva.

2. Secțiune din conductă, între localitățile Codlea și Vlădeni. Panoul cuprinde în partea sa de sud și un segment de șosea asfaltată, așa că imaginea micromagnetică obținută este complicată în această parte, cu efectul micromagnetic al păturii asfaltice a șoselei. Terenul pe care se află șoseaua și în care este îngropată conductă este format din depozite cretacice (Albian-Aptian). În fig. 2 șoseaua este desenată prin limite hașurate, iar marginile șanțurilor prin linii întrerupte. Conducta se află în partea de nord a șoselei; în teren nu se poate căuta traseul său.

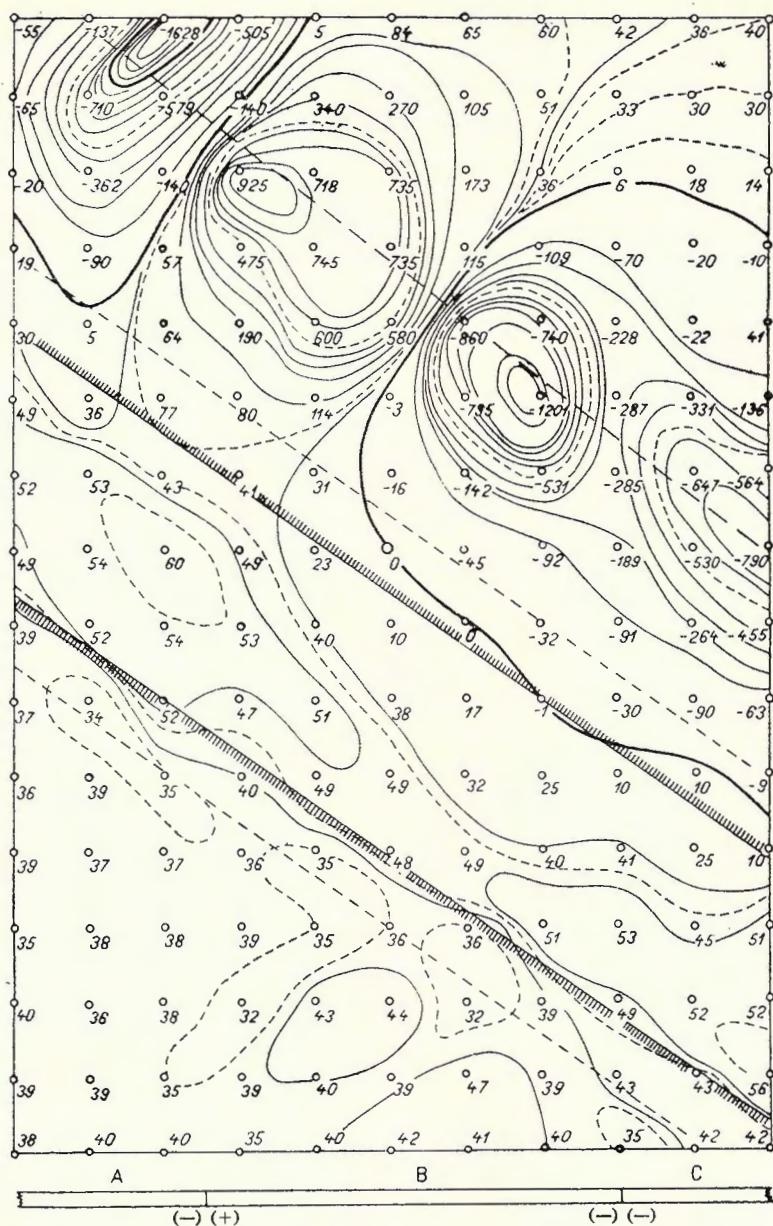


Fig. 2. — Secțiune din conducta de transport gaze naturale, între Codlea și Vlădeni.

Imaginea magnetică este dominată de două efecte alăturate: efectul magnetic al şoselei asfaltate și efectul magnetic al conductei de gaze. Primul este de intensitate mică; al doilea este foarte intens și mult mai complicat. Deși efectul şoselei asfaltate se află în imediata vecinătate a unui efect mai puternic, își păstrează aproape integral aspectul particular cunoscut (1). Astfel, intensitatea medie a şoselei asfaltate, calculată pentru stațiile interioare izanomalei de +45 γ, este de +51 γ. Dacă raportăm această valoare, la valoarea intensității medii a subasmentului (+39 γ), calculată pentru partea de SW a panoului, se obține diferența de +12 γ, care este sensibil asemănătoare mediei intensităților măsurate pentru segmente de şosele asfaltate neinfluențate de diferite instalații metalice (1). Am insistat asupra acestui aspect pentru a releva împrejurarea, de altminteri acest caz a fost prezentat tocmai pentru aceasta, ca un efect de intensitate mică, dar bine individualizat, nu este șters sau acoperit de un efect alăturat mult mai intens și mai complicat. Este adeverat că efectul micromagnetic al segmentului de şosea asfaltată este ușor distorsionat în partea de nord (șirul de anomalii negative de pe această parte a benzii de asfalt, este complet acoperit), dar aceasta se explică în bună parte, după cum vom vedea, prin gruparea polilor negativi ai tronsoanelor de conductă B și C (fig. 2) și formării, așa dar, a unei zone intens negative.

Efectul micromagnetic al conductei de gaze este sensibil asemănător cazului precedent. Conducta fiind de diametru mai mare, lungimile medii ale tronsoanelor sunt mai mici și evident cu un efect magnetic mai intens. Valorile ΔZ extreme, care au fost măsurate, sunt: 925 γ și -1628 γ, deci A = 2553 γ.

În partea de jos a panoului este schițată înșiruirea dipolilor. Panoul a cuprins, ca și în cazul precedent, un tronson întreg (B) și două segmente de tronsoane (A și C). Ordinea polilor este cea menționată. La punctul de sudură între tronsoanele B și C, sunt alăturați doi poli negativi, prin adiționarea căror este înregistrată o zonă negativă întinsă și foarte activă.

3. Secțiune de conductă S. Bicsad (pl. I). Conducta se află îngropată în depozite aluvionare — terasa superioară a Oltului. Efectul micromagnetic al acestei porțiuni de conductă nu este prea diferențiat de efectele micromagnetice ale cazurilor precedente. Fiind vorba de o conductă de dimensiune mare, valorile ΔZ măsurate sunt mai mari. Astfel, valorile ΔZ extreme sunt: 2400 γ și -1233 γ (A = 3633 γ).

În legătură cu succesiunea dipolilor — proiecția conductei în partea de sud a planșei I — avem de făcut următoarele observații:

a) În timp ce polii pozitivi sunt în general plasați pe axa conductei, polii negativi sunt ușor deplasati la nord de conductă (pentru tronsonul H polul negativ este aruncat mult spre nord, probabil datorită adiționării polilor pozitivi ai tronsoanelor G și H și cuplării tronsoanelor I și H, tot prin polii lor pozitivi);

b) Polii negativi deși sint mai slab magnetizați (cel puțin pentru rețeaua de stații măsurate), produc anomalii mult mai întinse decât polii pozitivi;

c) Anomaliiile negative înfășoară anomaliiile pozitive, aşa fel, încât ultimile par să fie înnecate în primele, și

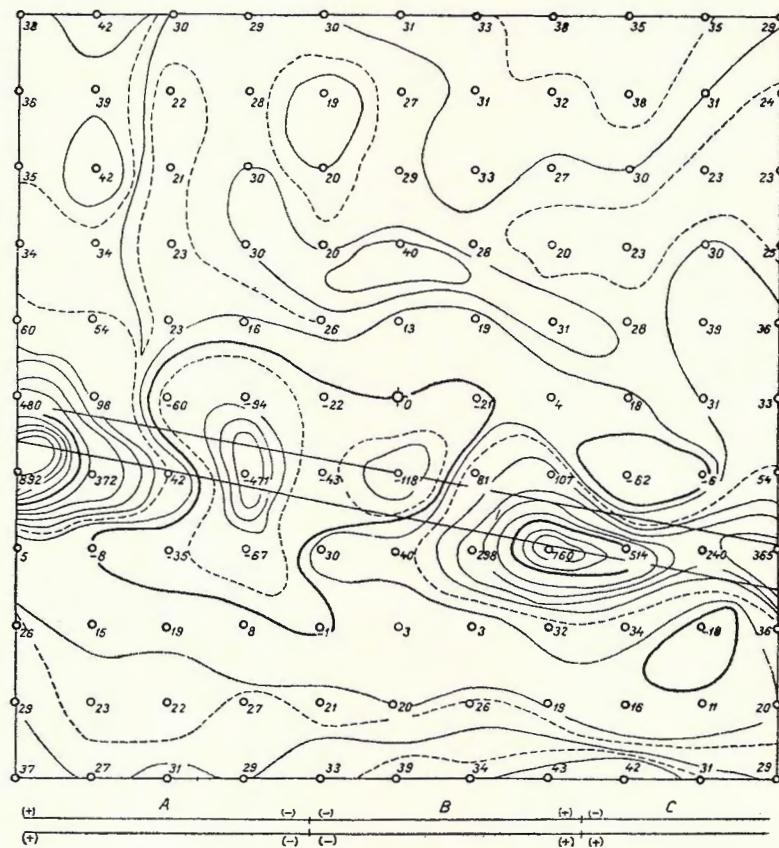


Fig. 3. — Segment de cale ferată din linia Brașov—Întorsura Buzăului, situat la 200 m vest de Halta Bunila.

d) Zona de influență anomală a polilor (mai ales zona polilor negativi) este relativ mare; de aceea, întreaga suprafață a panoului fiind perturbată, nu se poate bănuia felul magnetizării generale a formațiunilor geologice gazdă.

4. Segmentul de C.F. măsurat face parte din linia ferată Brașov—Întorsura Buzăului și anume se află situată la circa 200 m vest de Halta Bunila (fig. 3). Terenul subiacent terasamentului căii ferate este constituit din aluvioni cuaternare, formate,

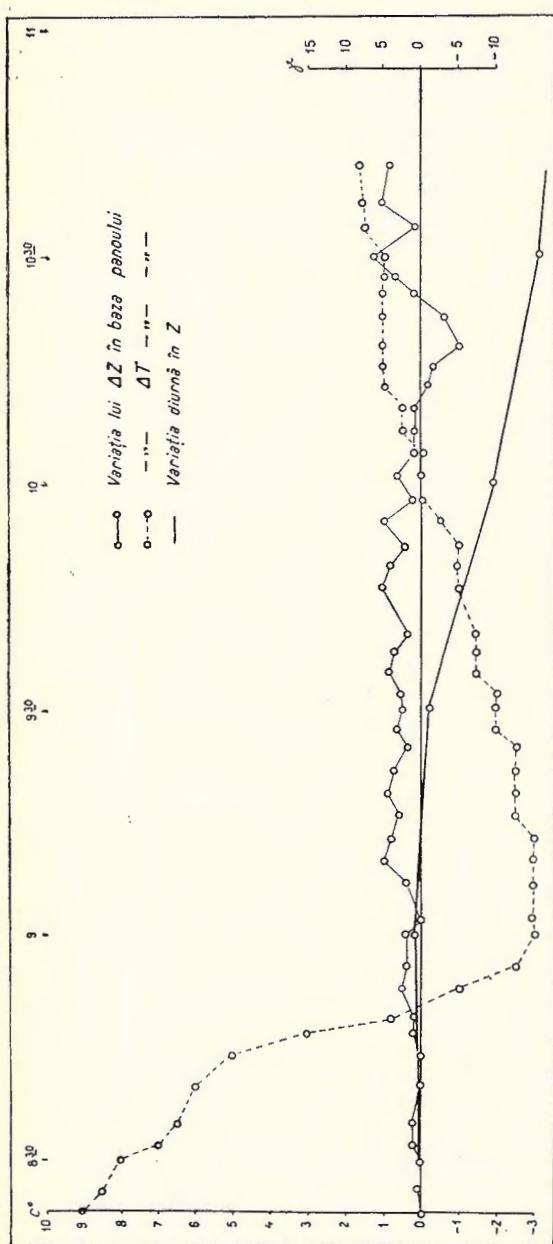


Fig. 4. — Grafic de variație a valorilor ΔZ și ΔT citite în baza panoului micromagnetic din vecinătatea Haltei Bunila (executat în 23 noiembrie 1958) și curba variației diurne medii în Z din aceeași zi.

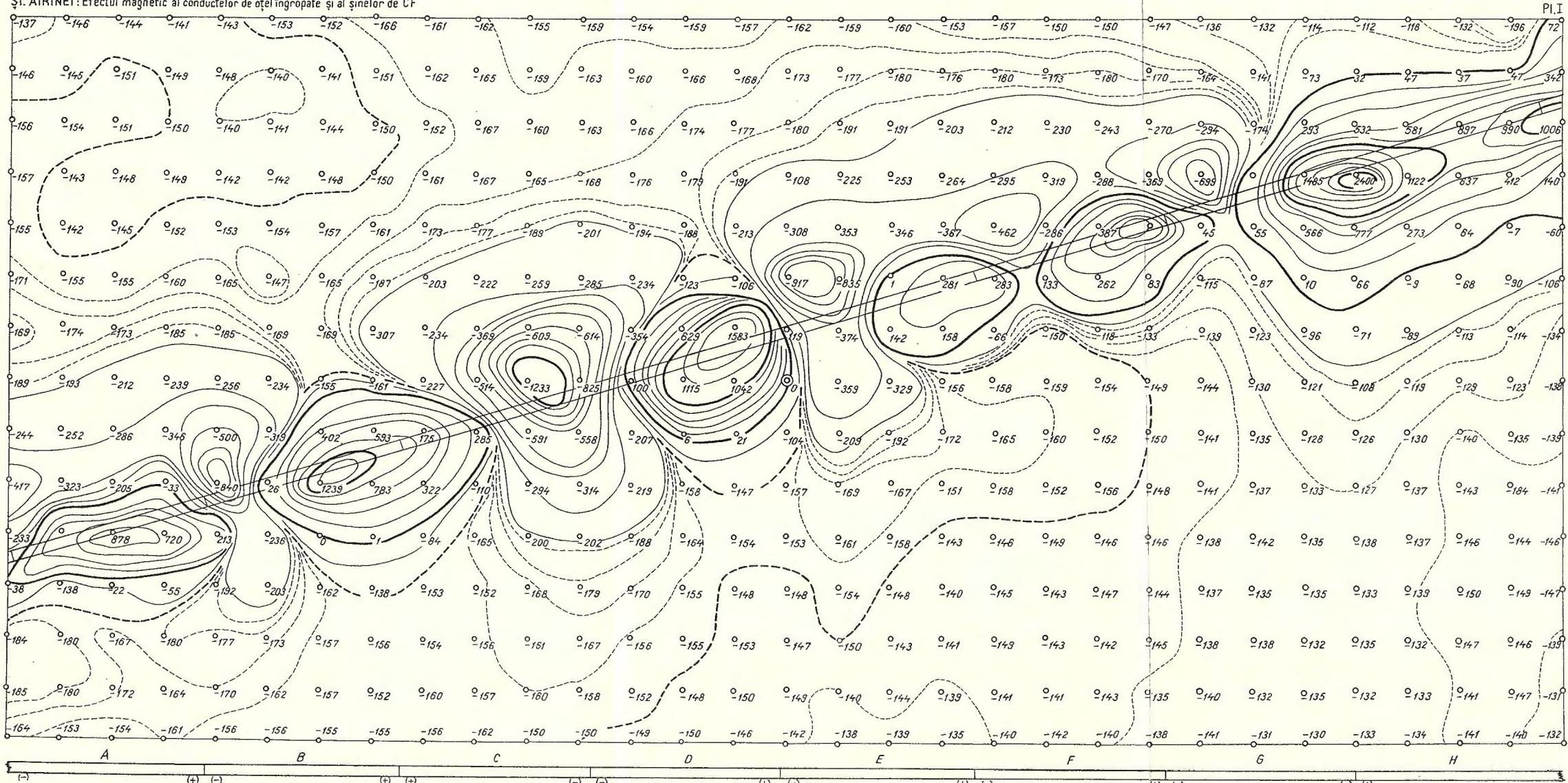
în majoritate, din pietrișuri și bolovanișuri din gresii albiene și conglomerate cenomaniene.

Imaginea micromagnetică este dominată de influența perturbatoare a șinelor de C.F. În figură, șinele sunt desenate prin două linii drepte paralele; de asemenea sunt marcate locurile unde sunt montate cap la cap bucățile de șină, pe traverse. Această notare este de foarte mare importanță, pentru că se poate observa cu ușurință dintr-o simplă citire a hărții, că fiecare bucăță de șină se comportă ca un magnet în formă de bară: cu un pol pozitiv spre un capăt și cu polul negativ spre celălalt capăt.

La baza panoului sunt desenate cele două șine și proiecțiile capetelor de șine. Din succesiunea de anomalii s-a determinat poziția polilor șinelor respective. Întimplător, primele două perechi de șine dinspre vest (A și B) sunt jumelate cu poli de același semn pe aceleași direcții. Ultima pereche (C), parțial cuprinsă în partea de SE a panoului, se pare că manifestă spre capetele de legătură cu perechea de șine din mijloc (B), poli de semne diferite. Zona negativă întinsă din centrul panoului se datorează alăturării cap la cap a perechilor de șine A și B, cu cei patru poli negativi.

SECȚIUNE DIN „MAGISTRALA DE EST” LA SUD DE LOCALITATEA BICSAD ȘI 200m EST DE INTRETĂIEREA ȘOSELEI SF. GHEORGHE-MIERCUREA CIUC

ST. AIRINEI: Efectul magnetic al conductelor de oțel îngropate și al șinelor de CF



Este foarte probabil că o îndesire a stațiilor în regiunea șinelor de C.F. ar fi complicat oarecum imaginea micromagnetică prin accentuarea unor reliefuri anomale și prin punerea într-o evidență mai clară a altora. Amplitudinea maximă măsurată este de $A = 1365 \gamma$ (valorile ΔZ extreme măsurate, fiind: 894γ și -471γ).

Nu este lipsit de interes, în special pentru magneticieni, să se arate starea fizico-tehnică a variometrului cu care s-a lucrat — variometrul Fanselau, seria 231. Este aleasă ziua de 23 noiembrie 1958, în care s-a înregistrat o variație foarte mare de temperatură (aproximativ 12°C). În fig. 4 sunt desenate în funcție de timp, în abscisă, și temperatură (grade C), respectiv gamma, în ordonată: curba variației temperaturii (între orele $8^h 23^m - 10^h 44^m$) și curba variației valorilor ΔZ citite în bază. În timpul măsurării microrețelei — este vorba de panoul ce conține segmentul de C.F. — au fost executate 45 staționări în bază, deoarece s-a lucrat cu două trepiede mobile, citindu-se în sir trei stații de retea pentru o revenire în bază (fig. 4).

Este foarte clar faptul că cele două curbe de variație ale lui ΔZ și ΔT nu sunt dependente; cu alte cuvinte se poate afirma că variometrul Fanselau 231 este bine echilibrat din punct de vedere al temperaturii. Curba ΔZ trebuie să reprezinte în limitele erorilor de măsurare, pe care le apreciem la $\pm 1 \gamma$, curba variației diurne în Z. Din compararea curbei variației valorilor ΔZ în bază și curba medie a variației diurne în Z (întocmită după buletinul magnetic înregistrat de Observatorul geofizic Surlari), se remarcă un decalaj pe care deocamdată nu-l putem explica decât prin existența unui drift al variometrului (în care caz, driftul ar fi de semn pozitiv).

În concluzie, măsurările micromagnetice executate deasupra conductelor de oțel și șinelor de C.F., ne-au determinat să stabilim următoarele:

a) Tronsoanele conductelor de oțel și fiecare șină de C.F. se comportă ca un magnet în formă de bară, cu un pol pozitiv spre un capăt și cu polul negativ spre celălalt capăt;

b) Magnetizarea acestor piese de oțel este de natură termoremanentă, fenomenul producindu-se în timpul răciri după ultimul proces de laminare și tăiere;

c) Efectul magnetic al conductelor de oțel îngropate și al șinelor de C.F. ar putea sugera criterii de interpretare a dipolilor cauzați de corpi perturbatori mici și superficiali, cum ar fi cei din ridicările magnetice de detaliu și foarte mare detaliu;

d) Zonele de influență anomală ale acestor instalații acționează pe raze de ajuns de mari (minimum 50 m); de acest lucru trebuie să se țină seama în lucrările de prospecțuni de detaliu sau regionale, în perimetrele căroră sunt prezente asemenea instalații.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI řT. Efectul micromagnetic al unor segmente de șosele asfaltate din sud-estul Transilvaniei. În volumul de față.

**МАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ ПОДЗЕМНЫХ СТАЛЬНЫХ
ТРУБОПРОВОДОВ И Ж/Д РЕЛЬС**

СТ. АИРИНЕЙ
(Краткое содержание)

Автор представляет четыре магнитных карты, содержащие магнитный дипольный эффект некоторых участков подземных стальных трубопроводов и нормальной железной дороги. Анализом этих изображений было установлено, что отрезок стальных трубопроводов и каждая ж/д рельса играют роль магнита брусьевидной формы, который имеет положительный полюс на одном и отрицательный полюс на другом конце.

Намагничивание этих стальных частей—термо-остаточного происхождения, это явление происходит во время охлаждения вслед за технологическим процессом раскатывания и резки.

Продемонстрировано, что магнитные измерения в густых сетях могут установить с довольно большой точностью, как неизвестную трассу подобных трубопроводов, так и место соединения концов, составляющих отрезков. Кроме этого даются указания, касающиеся порядка величин ошибок, а также величину площади окаймления возмущений, которые могут вызвать значительные нарушения при магнитных поисках.

**EFFET MAGNÉTIQUE DES CONDUITS D'ACIER ENTERRÉS ET DES
RAILS DE VOIE FERRÉE**

PAR
ST. AIRINEI
(Résumé)

L'auteur présente quatre cartes magnétiques contenant l'effet magnétique dipolaire de quelques segments de conduits enterrés et d'un segment de voie ferrée normale. Suivant l'analyse de ces images, l'auteur a établi que les tronçons de conduits d'acier et chaque rail de voie ferrée se comportent comme un aimant en

forme de barre ayant le pôle positif à l'une des extrémités et le pôle négatif à l'autre. L'aimantation de ces pièces d'acier est thermo-remanente, le phénomène ayant lieu pendant le refroidissement qui succède au dernier processus technologique de laminage et de taille.

On montre qu'à l'aide des mesures magnétiques en réseaux denses on peut déterminer avec une précision suffisante autant le tracé inconnu de tels conduits que le point de jointure des têtes des tronçons composants. On présente également la valeur des erreurs et les dimensions des aires perturbatrices environnantes qui peuvent déranger suffisamment les prospections magnétiques.

COMPLEXUL PEDOLOGIC AL VĂII CĂLMĂȚUIULUI¹⁾

DE

ANA CONEA, C. VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I. NIȚU

Prin caracterul său aparte, Valea Călmățuiului a atras încă de mult atenția cercetătorilor. AUREL PANĂ (5), G. VÎLSAN (8), P. ENCULESU (3), T. SAIDEL (6) și EM. PROTOPOPESCU-PACHE sunt cei care s-au ocupat mai îndeaproape cu studiul unui sector sau al întregii văi. Astfel, lui AUREL PANĂ (5) îi aparține un studiu detailat asupra cursului inferior al Călmățuiului, din punct de vedere geografico-geologic, dar nu și pedologic. T. SAIDEL (6) s-a ocupat îndeaproape de sărăturile din întreaga vale a Călmățuiului, iar P. ENCULESU (3) de asociațiile vegetale caracteristice văii. Nu cunoaștem, fiindcă nu a fost publicată, lucrarea lui EM. PROTOPOPESCU-PACHE asupra izvoarelor Călmățuiului.

În cele ce urmăzează nu vom insista, deci, asupra acelor probleme cercetate și expuse pe larg de cercetătorii amintiți, ci ne vom opri mai ales asupra repartiției geografice a solurilor din valea Călmățuiului.

O privire generală asupra cadrului fizico-geografic este însă necesară pentru a înțelege condițiile în care s-au născut și au evoluat solurile acestei văi. Creată, cum a arătat G. VÎLSAN (8), de un Buzău care-și avea cursul mai la sud de cel actual, Valea Călmățuiului prezintă urmele evidente ale unei activități, mai ales erozive, a unui râu cu mult mai puternic decât firul de apă care astăzi abia curge într-o albie îngustă. Lunca aceasta, lungă în linie dreaptă de cca 80 km și lată pe alocuri de peste 5 km, este dominată de cîmpia mărginașă din sud uneori cu mai mult de 20 m, diferența de altitudine crescînd din amonte în aval (2–3 m la obîrșia Călmățuiului, peste 25 m la gura Călmățuiului). În nord însă, diversele legături, care au existat între Buzău și Călmățui, au distrus în bună parte diferența de nivel care marca contactul cu Cîmpia vecină, contact care apare evident începînd numai din dreptul satului Băleni spre est. La vest de acest sat, contactul dintre

¹⁾ Comunicare în ședința din 3 aprilie 1959.

cîmpia de divagare a Buzăului și lunca propriu zisă a Călmățuiului se urmărește mai greu, însăși obîrșia Călmățuiului fiind de fapt o parte a cîmpiei de divagare.

În întreaga luncă a Călmățuiului se întîlnesc grinduri, dintre care unele însoțesc cursul actual sau vechile cursuri ale Călmățuiului, iar altele, mai noi, sănătărunderi recente ale Buzăului. Fără să reprezinte forma de relief dominantă, grindurile aduc însă, după cum vom vedea mai departe, importante modificări în repartiția solurilor din valea Călmățuiului. Asemenea grinduri înterup total continuitatea depresiunii longitudinale numai în două locuri: la Cireșu (grindul cel mai mare și mai recent creat de Buzău) și în dreptul satului Lișcoteanca (grindul pîrîului Strîmbu). În aceste două cazuri legătura între compartimentele depresionare se face prin albia îngustă a cursului actual al Călmățuiului.

Depresiunile rămase între aceste grinduri reprezintă forma de microrelief dominantă. Trecerea de la grinduri la depresiuni se face printr-o pantă, uneori scurtă, alteori prelungă. Dacă din punct de vedere geomorfologic această pantă este cuprinsă în forma de microrelief pe care o denumim grind, deci nu este de obicei separată ca unitate aparte, din punct de vedere pedologic aceste tranziții se deosebesc net. În alcătuirea unui grind este cunoscută variația granulometrică a materialului adus de rîu: coama grindului este formată din aluvioni cu textura grosieră (nisipuri și nisipuri lutoase), de la care se trece treptat la depozite cu o textură din ce în ce mai fină către marginile grindului; pantele grindurilor au așa dar, o alcătuire granulometrică mijlocie (luturi ușoare și medii), depozitele fine (luturile grele și argilele) fiind caracteristice depresiunilor (2).

Din această variație granulometrică a materialului rezultă, în primul rînd, o variație texturală a solurilor. De asemenei, în funcție de microrelief variază și intensitatea manifestării anumitor procese legate de influența unor factori locali (apa freatică în primul rînd), care pot să ducă la formarea altor tipuri de sol decât cele zonale, așa cum vom arăta mai departe.

Caracteristice pentru valea Călmățuiului sunt de asemenea și numeroasele popine — martori de eroziune desprinși mai ales din malul drept și rămași ca insule risipite de la un cap la altul al luncii¹⁾.

Însăși, ca să încheiem cu formele de microrelief, remarcăm, în afara micilor proluvii de la baza versantului sudic, existența unui con de împrăștiere format de buzoelul prin care Buzăul mai revarsă uneori și astăzi parte din aluvioni în dreptul satului Cireșu și a unui « evantai » de împrăștiere mai la est, format din aluvioniile actuale aduse de același buzoel.

În cazul văii Călmățuiului rolul jucat de cursul de apă este cu totul secundar. Într-adevăr, nu mai avem de-a face cu o luncă propriu-zisă, în care rîul respectiv

¹⁾ Numai în lunca Dunării întîlnim un număr atât de impresionant de martori de eroziune ca în valea Călmățuiului.

să împrospăteze solurile cu material nou. Călmățuiul nu-și mai aluvionează lunca astăzi. Numai Buzăul, la viituri, pătrunde prin cele cîteva buzoele, în valea Călmățuiului, acoperind cu aluviuni suprafețe mici. Solurile văii Călmățui nu au deci un regim hidric de luncă.

În schimb, o influență deosebită în geneza și evoluția lor o au apele freaticice (pl. I). Mai întîi, aproape în întreaga luncă apa freatică se află la mică adâncime: pe mari suprafețe mai sus de 2 m, și numai excepțional depășește 5 m adâncime (pe popine sau pe unele grinduri mai înalte). Mersul hidroisohipselor indică, după aceea, un drenaj foarte slab, iar analizele efectuate de T. SAIDEL (6) arată că în general apele freaticice din valea Călmățuiului sunt mediu, puternic și foarte puternic mineralizate, ape freaticice practic nesalinizate întîlnindu-se cu totul excepțional. Analizele menționate indică o variație a reziduului fix între 0,25 și 84 g/l cu predominarea în cazul celor puternic mineralizate a Cl⁻ printre anioni și a Na⁺ printre cationi.

Nu ne mai oprim asupra climei (în cazul de față ar fi interesante date — de care nu dispunem — asupra microclimatului). În ceea ce privește vegetația, trimitem la studiul lui P. ENCULESCU (3) asupra vegetației, mai ales halofile, din valea Călmățuiului. Noi vom remarcă numai extensiunea foarte restrînsă a pădurilor în această vale. Singurele păduri care se întîlnesc la obîrșia Călmățuiului prezintă însă anumite caractere proprii. Esența lemoasă dominantă este frasinul (*Fraxinus excelsior*), care s-a adaptat mai bine condițiilor ecologice specifice (7). Într-adevăr, aceste păduri se dezvoltă pe soluri în exces de umiditate: apa freatică nu coboară mai adînc de 2 m în tot cursul anului, iar primăvara suprafețe întinse sunt acoperite cu apă. Vegetația ierboasă de sub pădure, în compoziția căreia predomină pe alocuri *Carex* sp. și *Phragmites communis*, reflectă mai bine regimul hidric al solului.

* * *

Înînd seama de condițiile fizico-geografice arătate pe scurt în cele de mai sus și în limita puținelor date analitice de care dispunem, vom arăta principalele caractere ale învelișului de sol (pl. I).

De la început trebuie să subliniem faptul că solurile din valea Călmățuiului nu mai păstrează decît foarte slab exprimate caracterele unor soluri de luncă. În adevăr, am văzut mai sus că pentru lunca rîului Călmățui nu sunt caracteristice procesele de revărsare și aluvionare. Solurile respective, care au ieșit, aşa dar, de foarte mult timp de sub un adevărat regim de luncă, au evoluat pînă la stadiul de maturitate. Astfel, în valea Călmățuiului se întîlnesc cernoziomuri cu un profil tipic, asemănător celui al cernoziomurilor formate pe depozitele loessoide de pe cîmpul învecinat. Dar faptul că cernoziomurile din valea Călmățuiului sunt formate pe depozite aluviale determină o varietate texturală mare, atât în suprafață, cât și pe profilul de sol (în general, această din urmă variație puțindu-se observa mai bine

în orizontul C și mai jos), variație pe care n-o mai întâlnim la solurile de pe placore formate pe depozite loessoide. De asemenei, cernoziomurile din valea Călmățuiului prezintă, la adâncimi variabile, un orizont gleizat sau care a fost în trecut gleizat.

Solurile tinere de luncă se întâlnesc numai pe suprafețe restrânse, unde buzoelele au adus până de curind, sau mai aduc și azi, aluviumi.

Cea mai mare parte a luncii Călmățuiului, luncă orientată pe direcția W-E, aparține zonei cernoziomurilor, numai lunca cursului superior aparține zonei cernoziomurilor levigate (respectiv, ca vegetație, zonei de antestepă) (1). Limita aproximativă între cele două zone s-ar situa cam în dreptul comunei Udați. Ceea ce nu putem preciza este delimitarea subzonelor de sol în cadrul zonei de cernoziom. Astfel, chiar cernoziomurile din extremitatea estică a luncii sunt spălate de carbonați până la baza orizontului A (40–50 cm), spre deosebire de placore unde întâlnim cernoziomuri carbonatice. Așa dar, o mai intensă spălare a carbonaților este o altă particularitate a cernoziomurilor din valea Călmățuiului, care le deosebește de cernoziomurile formate pe depozitele loessoide ale cămpilor vecini. Unele cernoziomuri argiloase (morogane) din lunca din dreptul comunei Însurăței (care par a fi evolute din vechi lăcovиști) sunt și mai adinc spălate de carbonați: în medie până la 50–55 cm (s-au întâlnit profile cu efervescență sub 70 cm).

Toate solurile din valea Călmățuiului, cu excepția celor de pe popine, au evoluat sub influența apei freatici, care pretutindeni are un conținut de săruri destul de ridicat. Rezultă de aici o altă particularitate a solurilor din această luncă și anume: pe lîngă marea întindere a solurilor saline și alcalice, aproape toate solurile (chiar unele astăzi neumezite capilar) prezintă o solonețizare mai evidentă și mai la suprafață la unele, mai slab exprimată și mai în profunzime la altele. Această solonețizare se manifestă în profil printr-o compactizare mai mult sau mai puțin accentuată a orizontului A/C sau C (uneori apare și o oarecare salinizare, manifestată prin rare eflorescențe de săruri la baza orizontului compactizat).

Este de asemenea caracteristic faptul că procesul de evoluție a solonețurilor nu duce la formarea unui orizont eluvial solodizat. În cazul luncii Călmățuiului, în orizontul A al solonețurilor începe să apară o structură grăunțoasă din ce în ce mai bine conturată și mai stabilă, asemănătoare din ce în ce mai mult cu acea a cernoziomurilor (fig. 1). În același timp, orizontul columnar din ce în ce mai slab solonețizat, coboară către baza profilului de sol.

Numai la solonețurile întâlnite în sectorul cursului superior se observă oarecare manifestări ale procesului de solodizare. Așa dar, prin evoluția solonețurilor din valea Călmățuiului nu rezultă solodii sau soluri solodizate, ci cernoziomuri solonețizate și, în cele din urmă, cernoziomuri.

Urmărind acum repartitia solurilor în valea Călmățuiului, constatăm predominarea solurilor saline, salinizate și alcalice. Pe cca 67% (32.000 ha) din suprafața luncii se întâlnesc asemenea complexe, lipsite actualmente în cea mai mare parte de

valoare economică, păsunile de pe ele fiind de calitate slabă și productive numai o mică parte din an (primăvara) sau deloc. Alături de solonețuri, în lunca cursului superior capătă o extindere mare și lăcoviștile, de obicei însă solonețizate.

Cernoziomurile de fâneță se întâlnesc pe majoritatea grindurilor mai mari și ocupă pe alocuri suprafete destul de întinse. Ele formează cele mai fertile soluri ale

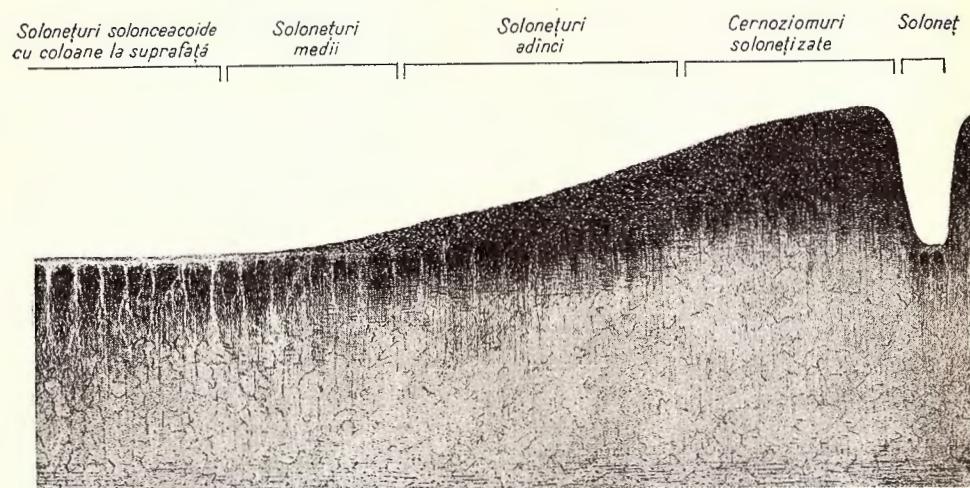


Fig. 1. — Secțiune transversală pe un grind din valea Călmățuiului.

luncii și întreaga suprafață pe care o acoperă este cultivată cu cereale sau plante industriale.

Pentru popinele din luncă sunt caracteristice cernoziomurile cu textura nisip — nisip lutoase, formate pe depozitele nisipoase remaniate eolian.

Dacă în mare aceasta este repartitia principalelor soluri din valea Călmățuiului, în amănunte constatăm unele aspecte caracteristice legate mai ales de microrelief și apa freatică. Înțînd seama de asocierea solurilor în cadrul luncii, cît și de întregul complex de factori naturali am subîmpărțit valea Călmățuiului în trei sectoare principale și anume: sectorul cursului superior (obârșia Călmățuiului), sectorul cursului mijlociu și sectorul cursului inferior (gura Călmățuiului) (pl. I).

1. Sectorul cursului superior (obârșia Călmățuiului) reprezintă de fapt o depresiune largă, în cadrul căreia deosebim două zone (fîșii) mai lăsate: una prin care curge Călmățuiul și care urmărește malul drept al văii, și alta pe partea stîngă, străbătută de câteva pîraie fără un curs permanent. «Cumpăna de ape» — dacă o putem numi astfel — dintre Buzău și Călmățui, constituită din mici grinduri, este marcată printr-o ușoară denivelare. Cîteva dune izolate se întâlnesc în partea sud-

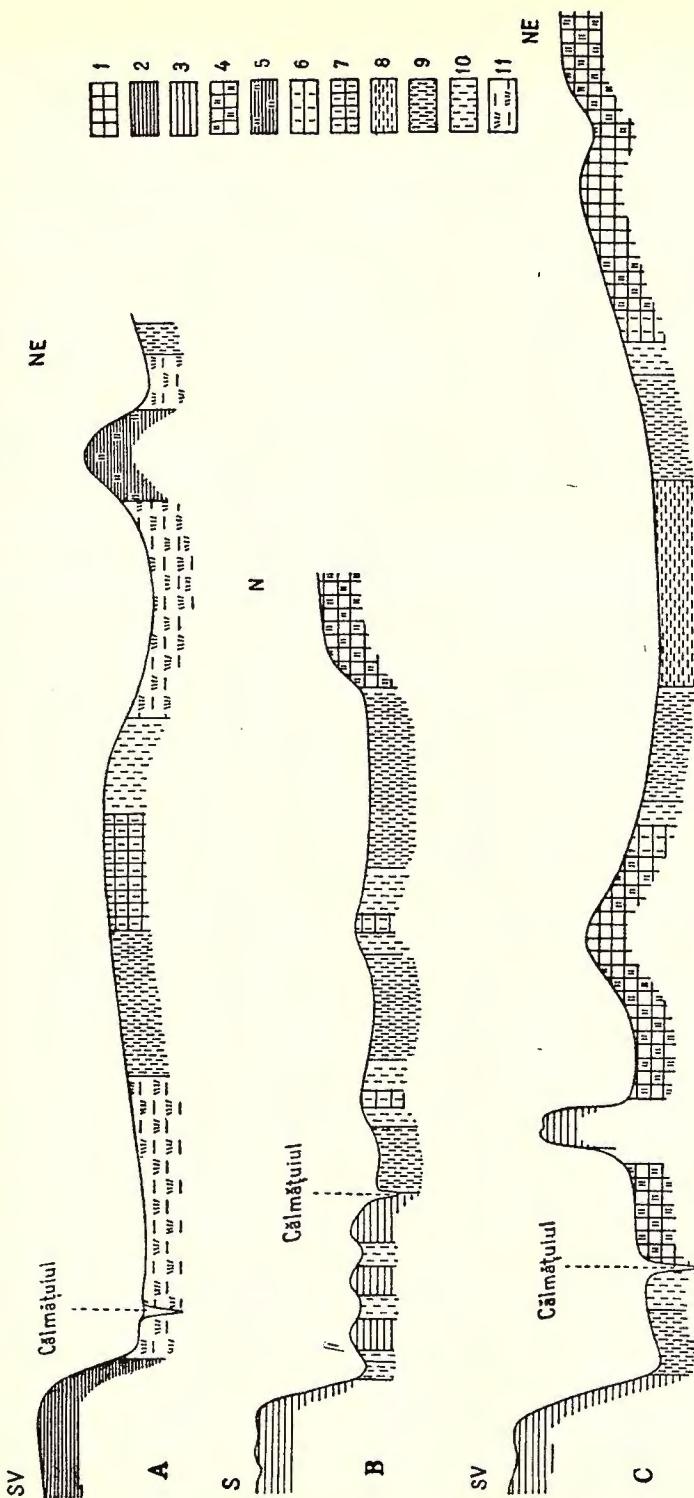


Fig. 2. — Profile schematic transversale prin valea Călmățuiului. A, la obîrșia Călmățuiului; B, în dreptul com. Caragele, pe cursul mijlociu. 1, ceroziomuri; 2, ceroziomuri slab levigate; 3, ceroziomuri levigate (pe relief modelat colian); 4, ceroziomuri freatic umede (de fineță); 5, ceroziomuri slab levigate freatic umede (de fineță) 6, ceroziomuri freatic umede solonetzizate; 7, ceroziomuri argiloase (morgane) solonetzizate; 8, solonecturi; 9, solonecturi soloncacoide; 10, solonecturi adinici; 11, lacoviști.

estică a sectorului. Mai important este martorul de eroziune de la sud de Maxenu, care atinge altitudinea cîmpului din sud și este format dintr-o coamă orientată W—E, din care se desprind o serie de coame (dune) orientate NE—SW, a căror altitudine scade treptat către capătul sud-vestic.

Un fragment de terasă joasă (2—3 m alt. relativă), nemodelată eolian, se separă în dreptul satului Gherăseni.

Întregul sector se caracterizează prin existența unei rețele hidrografice minore, formată mai degrabă dintr-o serie de văi foarte slab schițate, pe firul cărora se întâlnește un șir de mlaștini și bălti. Însăși izvoarele Călmățuiului nu sunt astăzi decât o mlaștină îngustă, care la sfîrșitul verii seacă aproape complet (acum 45 de ani, cînd VILSAN scria « Cîmpia Romînă », Călmățuiul își avea obîrșia într-un lac mare, azi secat).

Depozitele de suprafață, de origine fluvio-lacustră, au în cea mai mare parte o textură foarte fină (peste 60% particule <0,01 mm).

Din punct de vedere pedologic acest sector se caracterizează prin marea întindere a solonețurilor (46%, 5300 ha), a solurilor solonețizate (23%, 2700 ha), dar și a lăcoviștilor (16%, 1830 ha). În raport cu formele de microrelief și respectiv cu adîncimea apei freatici, un profil transversal arată următoarea succesiune (fig. 2): în porțiunile cele mai joase ale reliefului, fundul depresiunilor, se întâlnesc soluri cu exces de umiditate — lăcoviști. Pe panta dinspre grind, odată cu o înălțare ușoară a terenului, asociată cu o coborîre a nivelului freatic, se întâlnesc, la marginea lăcoviștilor, solonețuri solonceacoide, rar solonețuri-solonceacuri. De altfel, trebuie subliniat faptul că și lăcoviștile din acest sector au o oarecare solonețizare în orizontul superior.

Lăcoviștile din sector prezintă următorul profil morfologic:

P 03/442—4651, în pădurea Spătaru, descris de ANA CONEA și IULIA MUCENIC la 16 septembrie 1957.

A 0—6 cm argilă grea de culoare negricioasă, grăunți medii și mari colțurați, multe crăpături, împinzit cu rădăcini ierboase, uscat, efervescentă în masă;

6—19 cm: argilă grea tot de culoare negricioasă, bulgări alungiți și grăunți mari, colțurați, rădăcini mai rare, compact, uscat;

19—24 cm: argilă grea de culoare negricioasă, bulgări mari prismatice, foarte compact, rădăcini lemoase dezvoltate orizontal, reavă;

A/G 42—77 cm: argilă grea de culoare cenușiu-închisă, compact, acumulări alb-murdare de CaCO_3 , jilav;

77—120 cm: argilă mijlocie de culoare cenușie — cenușiu-închisă, acumulări de CaCO_3 friabile, rar concrețiuni mai mari cu mijlocul tare, umed;

G₂ 120—150 cm: argilă ușoară de culoare cenușie cu pete castanii-gălbui, frecvente acumulări de CaCO_3 , rare resturi de rădăcini descompuse, umed;

150—175 cm: argilă ușoară de culoare cenușie cu pete castanii-gălbui, acumulări de CaCO_3 , foarte umed, efervescentă în masă;

175–200 cm: lut greu de culoare vineție închisă-verzui cu lentile nisipoase, acumulări de CaCO_3 , îmbibat cu apă, puternic gleizat, nu face efervescență; sol îngropat.

Apa freatică (la 16.IX.1957) la 190 cm slab mineralizată.

P 01/440/4654, SE movila Olacolu, pajiște, descris de ANA CONEA la 16 septembrie 1957.

A 0–10 cm: argilă grea de culoare negricioasă, bulgări mari și grăunți colțurați, la suprafață crăpături mari, compact, eflorescențe de săruri solubile, uscat, efervescentă puternică în întreg profilul, primăvara ține apă la suprafață;

10–29 cm: argilă grea de culoare negricioasă care la uscare capătă o nuanță cenușie, bulgări mari slab columnari, foarte compact, crăpat, uscat;

29–50 cm: argilă grea de culoare brun-închisă—negricioasă, bulgări mari, mai puțin compact, jilav;

A/G 50–78 cm: argilă grea, brun-închisă cu nuanță cenușie, slab compact, umed;

G₀ 78–120 cm: argilă mijlocie, cenușiu-castaniu cu pete ruginii, acumulări de CaCO_3 și resturi de rădăcini descompuse; foarte umed;

120–180 cm: argilă mijlocie, cenușiu-albicioasă, acumulări de CaCO_3 , îmbibat cu apă. Apa freatică la 130 cm, slab mineralizată.

În diagramele alăturate (pl. II și III) sînt prezentate însușirile fizico-chimice ale acestor lăcoviști¹⁾. Analiza granulometrică arată textura fină a depozitului pe care s-au format. Cantitatea de argilă scade de la suprafață spre baza profilului, unde la unele profile s-au întîlnit intercalații nisipoase. Cantitatea de humus este ridicată, iar grosimea orizontului de acumulare a humusului destul de mare. Capacitatea totală de schimb cationic este foarte ridicată. Se constată o solonețizare a solului, mai ales a celui din pajiște. Datele analitice arată, de asemenei, și o salinizare a orizontului superior (0,23–0,34 g săruri/100 g sol).

Instalarea pădurii la obîrșia Călmățuiului a condiționat formarea unui regim hidric deosebit, în care evaporarea, mai puțin intensă, a dus numai la o solonețizare mai slabă a lăcoviștilor, dar chiar la păstrarea lor pe suprafețe mai întinse. Fără pădure, lăcoviștile ar fi evoluat sigur în solonețuri. Pădurea Spătaru oferă în acest sens cel mai bun exemplu. Sub pădure se întîlnesc lăcoviști argiloase, carbonatice, slab salinizate și solonețizate. În poienile din pădure se întîlnesc însă solonețuri solonceacoide tipice, în a căror vegetație apare și *Statice gmelini*, iar pe alocuri, unde salinizarea este mai puternică, chiar *Suaeda maritima*.

De altfel solonețurile solonceacoide ocupă suprafețe întinse în imediata vecinătate a pădurii. Prezintă următorul profil morfologic:

P 04/4651, soloneț solonceacoid cu coloane la suprafață, situat la nord de pădurea Spătaru, descris de IULIA MUCENIC, la 16 septembrie 1957.

¹⁾ Întrucît tablourile cu datele analitice au fost publicate între timp (2), nu au mai fost reproduse în această lucrare.

Vegetația este formată din *Crypsis aculeata*, *Juncus gerardi*, *Spergularia salina*, etc.

- 0–7 cm : lut mediu de culoare brun-închisă coloane de la suprafață, foarte multe rădăcini, compact, uscat, efervescentă în masă în întreg profilul;
- 7–24 cm : lut greu de culoare brun-închisă, bulgări și grăunți colțurați, compact, crăpături, uscat;
- 24–44 cm : lut greu de culoare castaniu-închisă cu pete brune, compact, crăpături, rare acumulări de CaCO_3 și bobovine, uscat;
- 44–68 cm : lut greu castaniu-închis cu pete brune, compact, crăpături, cu acumulări tari de CaCO_3 și multe bobovine, uscat;
- 68–95 cm : lut mediu de culoare cenușie (cu pete castanii-gălbui) acumulări de CaCO_3 , jilav;
- 95–118 cm : lut mediu cu intercalații de nisip, cenușiu-albicios, frecvențe acumulări de CaCO_3 , foarte umed;
- 118–124 cm : nisip cu intercalații de argilă, de culoare vineție cu pete verzui, îmbibat cu apă.
Apa freatică (la 16 septembrie 1957) la 124 cm, slab mineralizată.

Un soloneț solonceacoid cu coloane la adâncime medie prezintă următorul profil:
P 8/4550 situat la N de Costești (izlaz cu *Puccinellia distans*, *Crypsis aculeata*, *Lactuca saligna*, *Lotus tenuis*, *Bupleurum tenuissimum*, *Centaurea calcitrapa*, *Trifolium fragiferum*, *Cynodon dactylon*, etc.).

- A 0–13 cm : lut greu, de culoare negricioasă cu nuanță cenușie, grăunțos colțurat, efervescentă în întreg profilul;
- B 13–30 cm : lut greu de culoare brun-negricioasă, columnar, foarte compact, concrețiuni de CaCO_3 , cochilii;
- 30–46 cm : lut greu, de culoare brun-negricioasă cu nuanță cenușie, bulgări, compact, concrețiuni, trecere treptată;
- 46–65 cm : lut mediu, de culoare cenușie cu pete brun-închise, bulgăros, CaCO_3 în masă și în acumulări friabile, cochilii;
- C 65–80 cm : lut mediu, de culoare cenușiu-albicioasă CaCO_3 în masă și în acumulări friabile;
- 80–123 cm : lut ușor, cenușiu-albicios cu foarte mult CaCO_3 , în întreg profilul pietriș bine rulat.
Apa freatică la 123 cm.

Dăm și descrierea unui profil de solonceac-soloneț situat la N de Costești (izlaz cu *Puccinellia distans*, *Suaeda maritima*, *Salicornia herbacea*, *Spergularia marginata*, *Aster tripolium*, *Taraxacum bessarabicum*, *Plantago maritima*).

P 7/4550 descris de C. VOLOVICI:

- A 0–4 cm : lut greu, de culoare brun încis-cenușiu, șistos, efervescentă puternică pe întreg profilul eflorescențe de săruri solubile;
- B 4–24 cm : lut greu, brun încis negrios, columnar, foarte compact, eflorescențe de săruri solubile;

- 24–38 cm: lut greu, brun-negricios cu pete cenușii, bulgăros mici acumulări friabile de CaCO_3 , trece treptat;
- 38–56 cm: lut greu, cenușiu-brun cu pete mai închise, compact acumulări moi de CaCO_3 ;
- G 56–79 cm: lut mediu, cenușiu-albicios cu pete mai închise, CaCO_3 în masă și sub formă de concrețiuni;
- 79–107 cm: lut mediu cu pietriș, cenușiu-albicios cu pete ruginii și vineții, foarte mult CaCO_3 , bobovine moi.
- Apa freatică la 107 cm.

În diagramele alăturate (pl. IV, V, VI) sunt redate însușirile fizico-chimice ale acestor soluri.

Revenind la profilul transversal, constatăm că o ușoară înălțare a terenului, duce fie la formarea de solonețuri adânci, fie, în cazul în care terenul este slab ondulat și cu textura fină, la formarea unui nano-relief de coșcove, în micile depresiuni întăritindu-se solonețuri medii sau adânci iar între depresiuni morogane mai mult sau mai puțin solonețizate.

Dacă însă terenul se înalță sensibil, ca în cazul grindurilor, se întâlnesc cernoziomuri slab levigate de fineață sau cernoziomuri de fineață. Nu dispunem încă de date analitice care să ilustreze cele de mai sus, însă morfologia profilelor de sol arată clar această succesiune de soluri.

Din punct de vedere economic, sectorul de la obîrșia Călmățuiului se caracterizează prin restrînse suprafete cultivate (14% soluri practic nesolonețizate, la care putem adăuga 12% morogane solonețizate și cernoziomuri solonețizate cultivate). Cea mai mare parte din suprafață este folosită ca pășune; o mică parte este împădurită.

2. Sectorul cursului mijlociu cuprinde cea mai mare parte a văii Călmățuiului și prezintă un microrelief mai variat. Depresiunile rămân totuși predominante, dar în cadrul lor apar o serie de grinduri, mai mici sau mai mari, ca și peste 40 de popine. Două suprafete mai înalte, mai plane, se pot separa: una în marginea vestică a sectorului, prin care cîmpia de divagare a Buzăului pătrunde în valea Călmățuiului, și alta în dreptul comunei Rușetu, îngustînd mult depresiunea. Grindurile existente nu se datorează atât Călmățuiului actual, de-a lungul căruia nu se întăresc un grind continuu, cît mai ales buzoelelor care au grinduri lungi și continue.

În acest sector relieful modelat eolian are o extindere mai mare, pentru că nu numai popinele, ci și fragmentele de terasă de la Ulmu și Însurăței sunt acoperite cu dune nisipoase.

Călmățuiul are aici o albie bine definită, care urmărește malul drept al luncii. Doar la est de Filiu își pierde complet albia într-o depresiune de sub malul stîng, pentru ca să revină apoi din nou sub malul drept și să-și reia un curs bine precizat.

Urmăringd succesiunea solurilor pe un profil transversal se constată oarecare modificări față de sectorul precedent. Sunt respectate însă, și aici, anumite reguli generale.

Astfel, sub malul drept, unde se află de obicei partea cea mai coborită a luncii nu mai întâlnim lăcoviști, ci solonceacuri și solonețuri. Uneori se mai păstrează și cîte un mic lac, cuibărit chiar sub mal. De o parte și alta a albiei Călmățuiului, care practic nu drenează sau drenează o fîșie foarte îngustă, se întâlnesc de regulă solonețuri adînci, după care se trece repede la solonețuri și solonceacuri. Dacă însă continuitatea depresiunii este întreruptă de un grind, se modifică într-atî. condițiile de formare a solului, încît apar soluri cu o morfologie a profilului diferită. Pe grindurile mai joase (ca în dreptul comunei Caragelele, de exemplu) se trece succesiv de la solonețurile cu coloane la adîncime medie de la marginea depresiunii, la solonețuri cu coloane adînci, pe panta grindurilor și apoi la cernoziomuri de fîneață solonețizate (adesea cu o solonețizare în suborizontul A/C) pe coamă. Asemenea grinduri păstrează sub forma unei văi înguste adînci de 1–1,5 m, urma vechiului curs, pe fundul căreia apar de asemenea solonețuri.

Un cernoziom de fîneață solonețizat de pe aceste grinduri prezintă următorul profil:

P. 09/4850 situat la nord-vest de satul Largu, pe un grind în miriște de ovăz, descris de ANA CONEA la 23 septembrie 1957.

Aa 0– 18 cm: lut ușor de culoare brună-castanie, pulverulent, uscat, cu multe rădăcini;
 An 18– 38 cm: lut ușor de culoare brună spre brun-închisă, grăunțos, cu multe crotovine, afinat, rădăcini multe;
 A/C 38– 61 cm: lut ușor de culoare brună-castanie, bulgări alungiti, compactizat, cu rare eflorescențe de săruri solubile spre bază, efervescentă la 59 cm;
 C₁ 61– 83 cm: lut ușor, de culoare castanie, bulgări, umed cu eflorescențe de săruri solubile în partea superioară;
 83–112 cm: lut ușor de culoare gălbui-cenușie, umed, cu crotovine, gleizat;
 112–156 cm: lut-lut greu de culoare cenușie-castanie, umed, gleizat;
 156–200 cm: lut-lut ușor către bază, de culoare cenușie-vineție, foarte umed și puternic gleizat.

În cazul grindurilor mai înalte solonețurile adînci și cernoziomurile solonețizate formează tranzitii (mai înguste sau mai late, în funcție de înclinarea și lungimea pantei), către cernoziomurile de fîneață care se formează pe cea mai mare parte a pantei grindului. Pe coamele acestor grinduri se întâlnesc, în acest caz, cernoziomuri formate pe depozite aluviale cu textura ușoară, în al căror profil nu se resimte influența apei freatici.

Remarcăm că în acest sector se întâlnesc solurile cele mai puternic salinizate din întreaga luncă a Călmățuiului. Pe cca 15.500 ha (48% din sector) se întâlnesc solonceacuri și solonețuri; dacă la acestea adăugăm și suprafața ocupată de solonețuri adînci, cernoziomuri solonețizate și aluvioni salinizate, se constată că pe

72% din suprafața acestui sector se întâlnesc soluri saline, salinizate și alcalice. Este sectorul în care sănt necesare măsuri de ameliorare radicală (4). În prezent el are cea mai mică valoare economică.

3. Sectorul cursului inferior (gura Călmățuiului) este cel mai restrins ca suprafață și se caracterizează, cum a arătat de altfel AUREL PANĂ (5), prin existența a două lunci: una joasă pe sub malul stîng, prin care șerpuiește un curs părăsit de Călmățui (părăsirea cauzată în bună parte și de intervenția localnicilor care au schimbat cursul pîrîului la est de Filiu), și o luncă înaltă înclinată către malul drept, pe sub care curge azi Călmățuiul. În lunca joasă se întâlnesc singurii martori de eroziune desprinși din cîmpia de la nord (respectiv din terasele Brăilei). Lunca înaltă, care este de fapt « înaltă » numai la contactul cu lunca joasă (contact subliniat de un grind mai mare), se prezintă tot sub formă unei depresiuni, însă mai drenată.

În acest sector sărăturile ocupă o suprafață foarte restrinsă (10%, cca 360 ha). Apa freatică se află de obicei la adîncimi mai mari de 2 m, astfel încît, în dauna sărăturilor, capătă o extindere mai mare cernoziomurile de fineață cu textura mijlocie.

Cernoziomurile de fineață prezintă următorul profil:

P 021/5149 situat la est de satul Lacul Rezi, pe un grind în cultură de porumb descris de C. VOLOVICI la 16 septembrie 1957.

Aa 0–15 cm: lut ușor de culoare brună, cenușiu la uscare, pulverulent și bulgărași, rădăcini, jilav;

An 15–37 cm: lut ușor de culoare brun-închisă, structurat în grăunți, reavăn, trecere treptată;

A/C 37–56 cm: lut ușor de culoare brună-castanie, nuciform, rădăcini, efervescentă în masă la 37 cm, reavăn, trecere treptată;

C₁ 56–80 cm: lut ușor de culoare castanie-gălbui cu pete brune în partea superioară, bulgări friabili, rare rădăcini, crotovine și cornevine, jilav, trecere treptată;

C₂ 80–100 cm: lut ușor de culoare gălbui, bulgări friabili, jilav, poros, vinișoare de CaCO₃ și rare concrețiuni mici, trecere treptată;

C/D 100–127 cm: lut ușor, gălbui cu slabă nuanță cenușie, lut nisipos, bulgări friabili, poros, crotovine, pete și concrețiuni de CaCO₃, slab gleizat, jilav, trecere treptată;

D 127–150 cm: lut ușor de culoare gălbui-vineție, bulgări friabili, jilav-umed, poros vinișoare pete și concrețiuni moi de CaCO₃ separații ferimanganice, evident gleizat.

Pe fundul depresiunii din centrul luncii s-au format morogane de fineață, iar pe grindul dintre cele două lunci cernoziomuri neumezite capilar din apa freatică.

Este sectorul cel mai drenat din întreaga luncă, cultivat aproape în întregime cu cereale (88%, cca 3180 ha soluri cultivate).

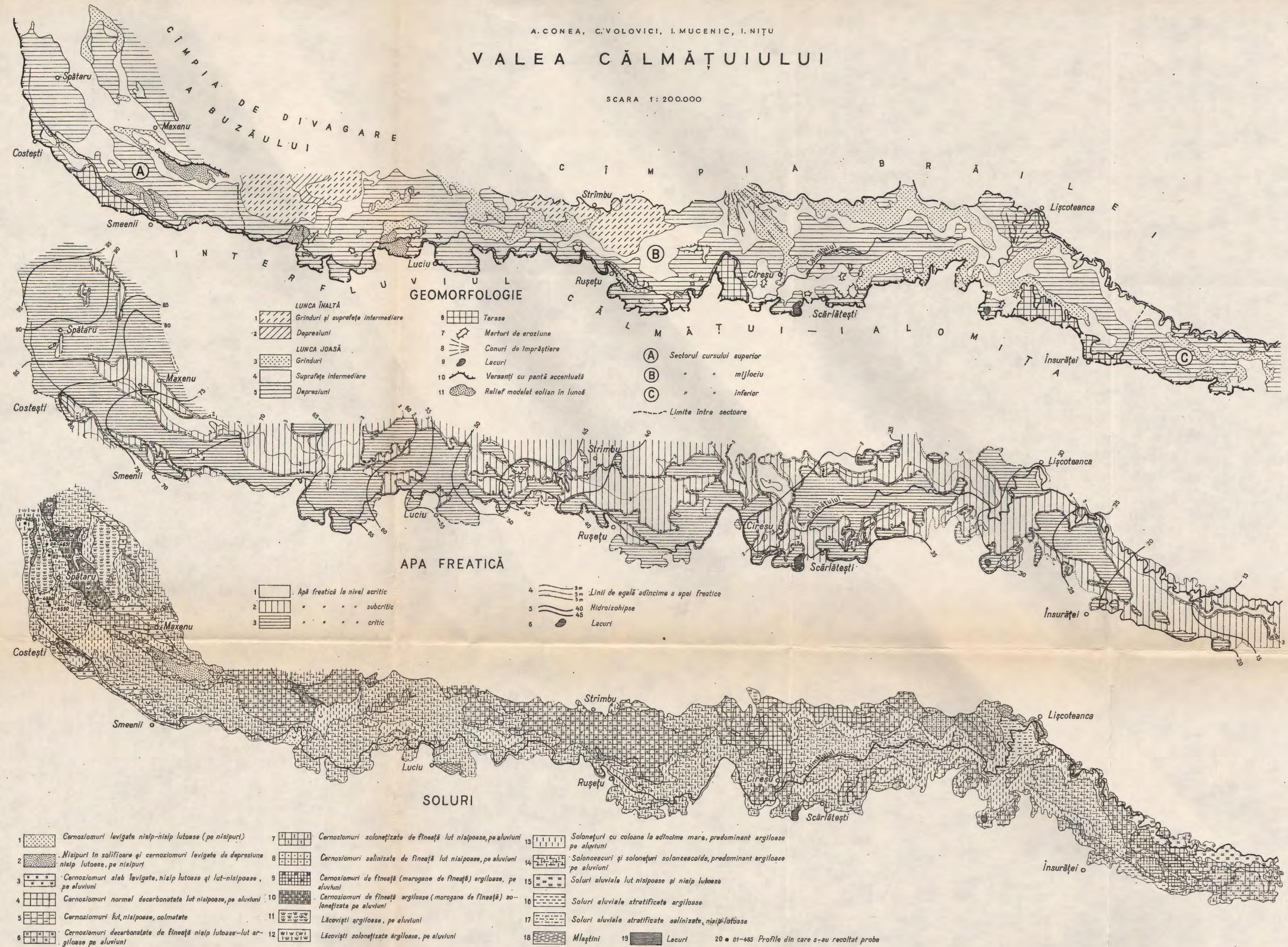
* * *

În concluzie, rezultă că valea Călmățuiului constituie o unitate naturală cu totul aparte în cadrul Cîmpiei Romîne. Învelișul de sol este foarte deosebit de cel

A. CONEA, C. VOLOVICI, I. MUCENIC, I. NIU

VALEA CĂLMĂȚUIULUI

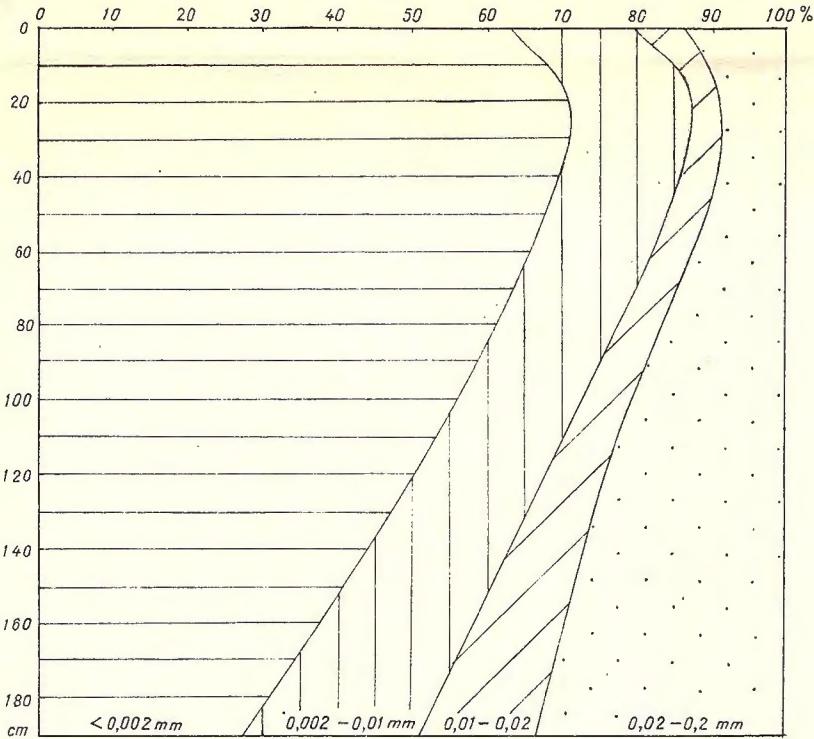
SCARA 1: 200.000



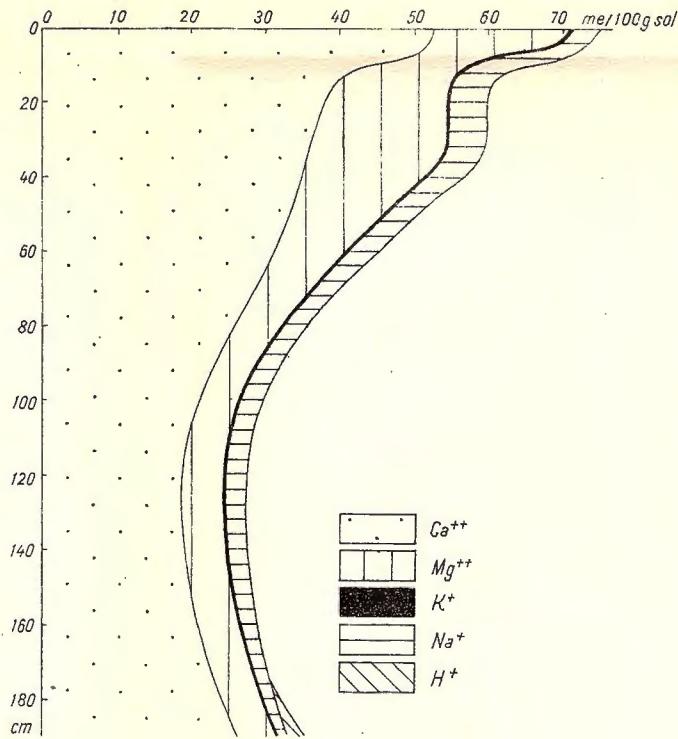
CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE UNEI LĂCOVIŞTI ARGILOAŞE CARBONATICE, SLAB SALINIZATE ŞI SOLONETIZATE, SUB PĂDURE (P 03-4651):

ANA CONEA, C.VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I.NIȚU: Complexul pedologic al văii Călmățuiului

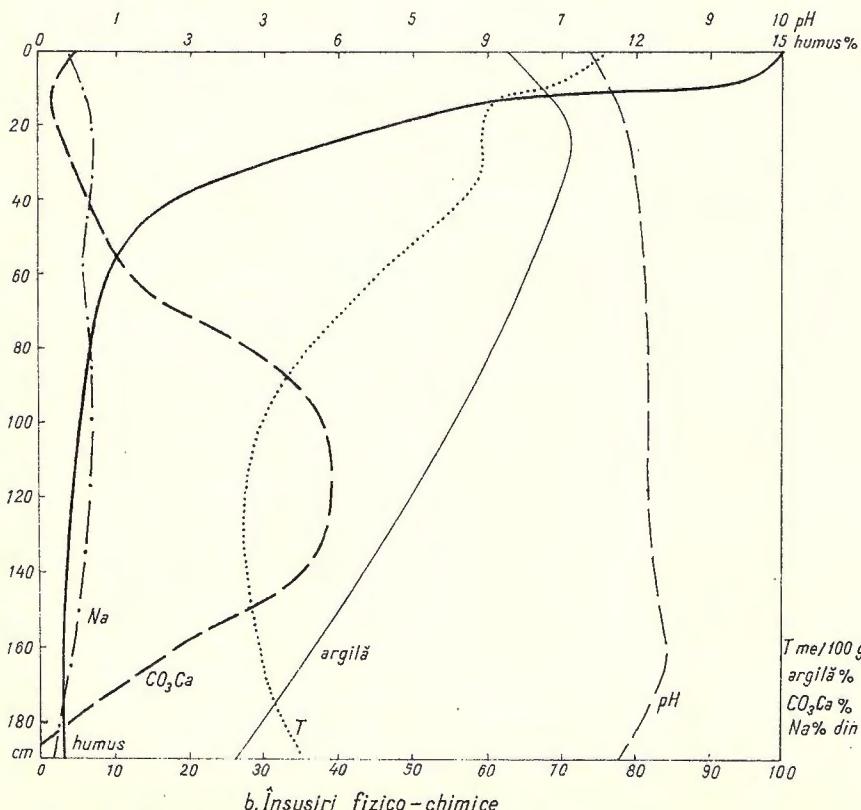
PI.II



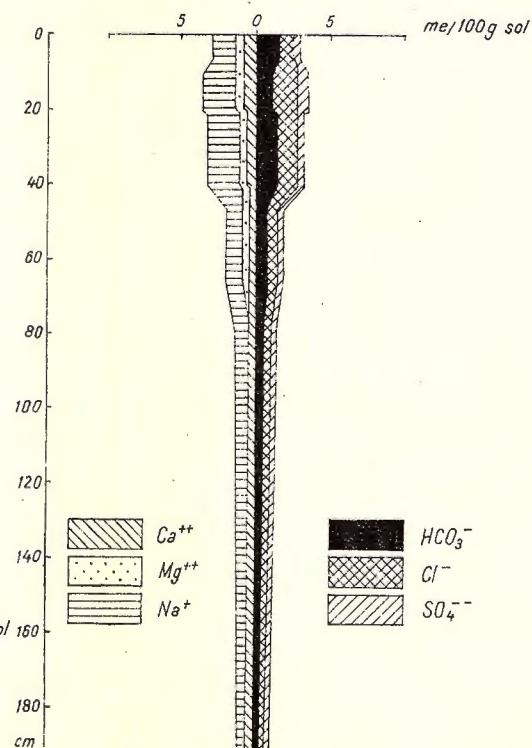
a. Alcătuirea granulometrică



c. Cationi schimbabili



b. Însușiri fizico-chimice

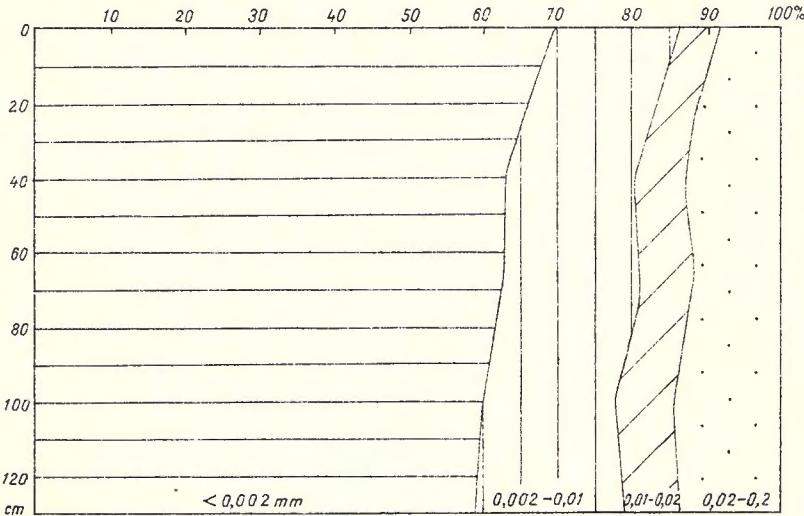


d. Profilul de săruri

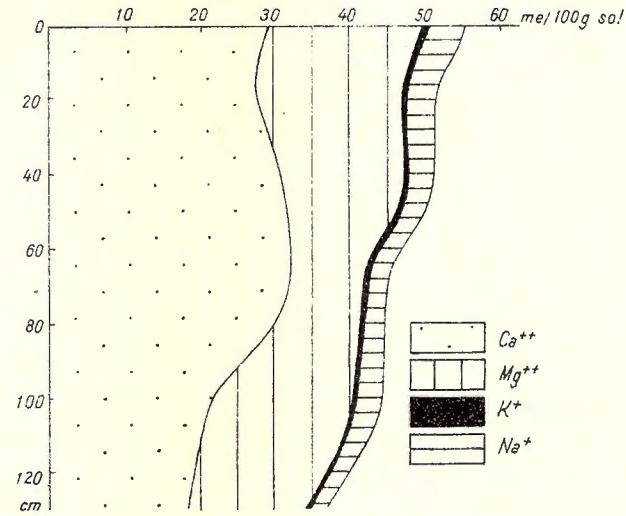
CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE UNEI LĂCOVIŞTI ARGILOAŞE CARBONATICE, SLAB SALINIZATE ŞI SOLONETIZATE, SUB PAJIŞTE (P 01-4651)

ANA CONEA, C.VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I.NITU: Complexul pedologic al văii Călmătăuului

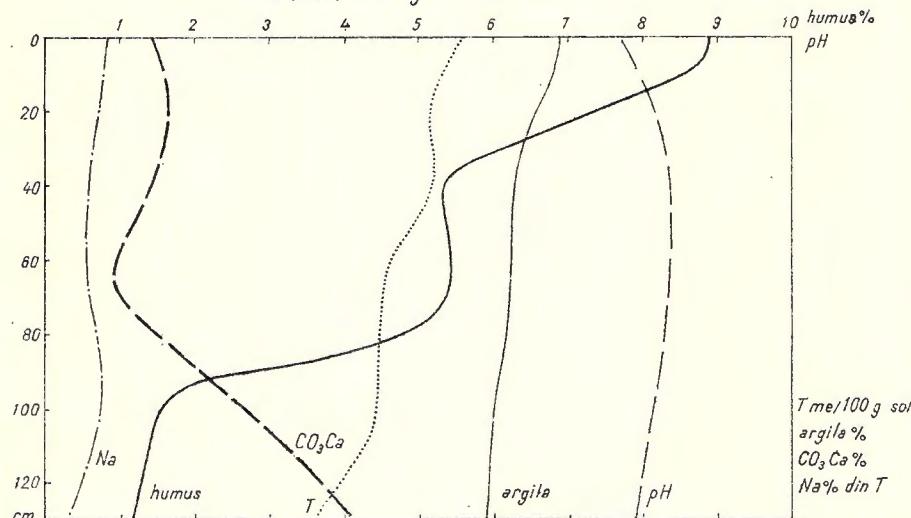
Pl.III



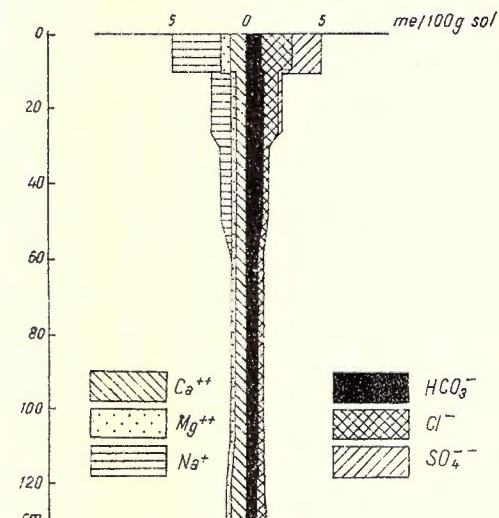
a. Alcătuirea granulometrică



c. Cationi schimbatibili

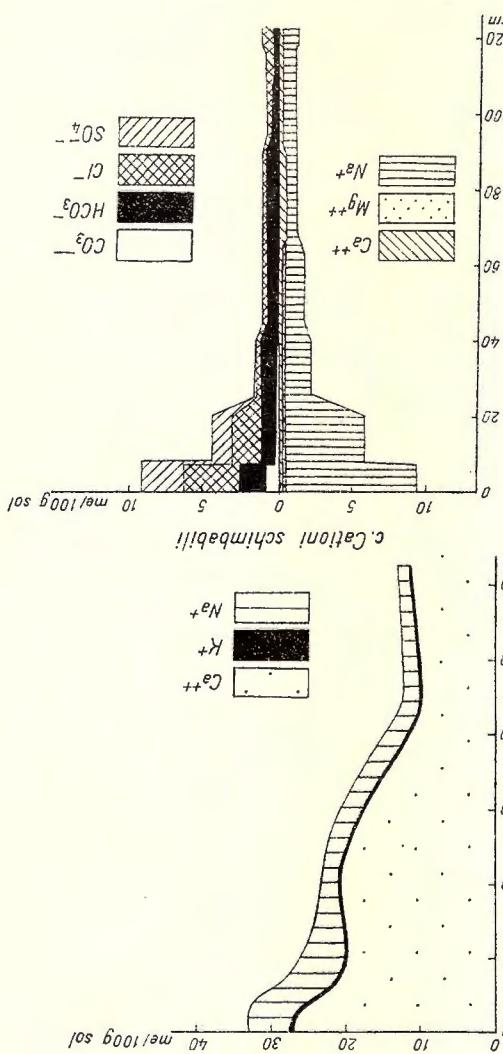


b. Însuşiri fizico-chimice

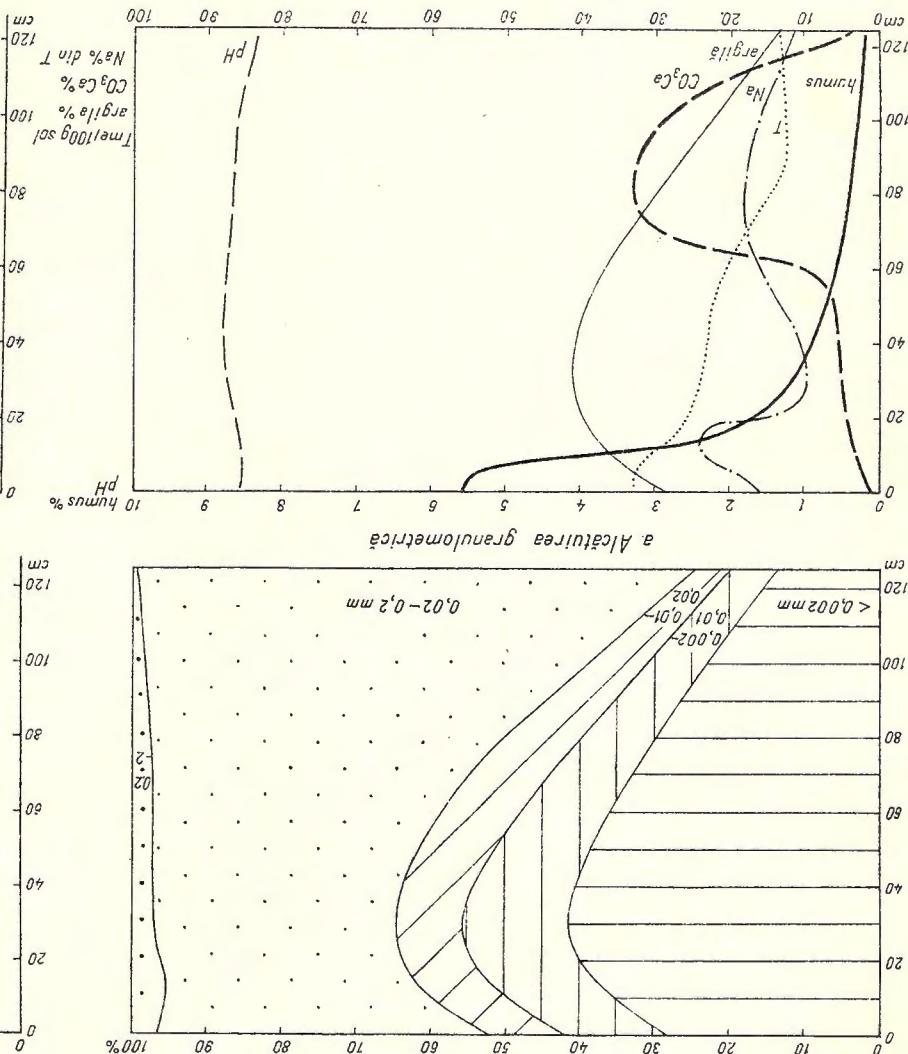


d. Profilul de săruri

d. Profilul de securitate



6) I nsu'siri fizico-chimice



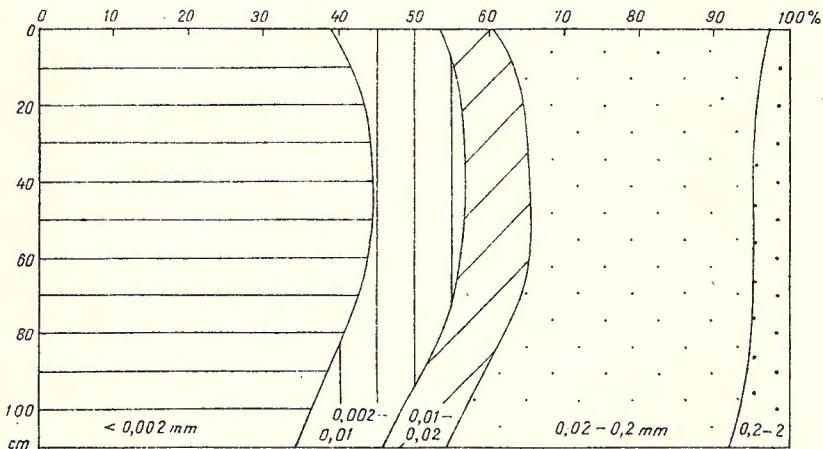
AIRId

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS ALÉ UNIÓN SOLUENCIAS SOLUCIONACOID CU COLAOLANE LA SUPRAFACIA (P 04-4651)

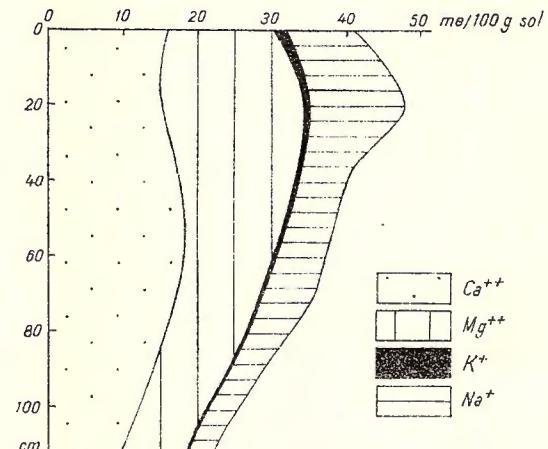
CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE UNUI SOLONET SOLONCEACOID CU COLOANE LA ADÎNCIME MEDIE (P 8-4550)

ANA CONEA, C.VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I.NITU.: Complexul pedologic al văii Călmățuiului

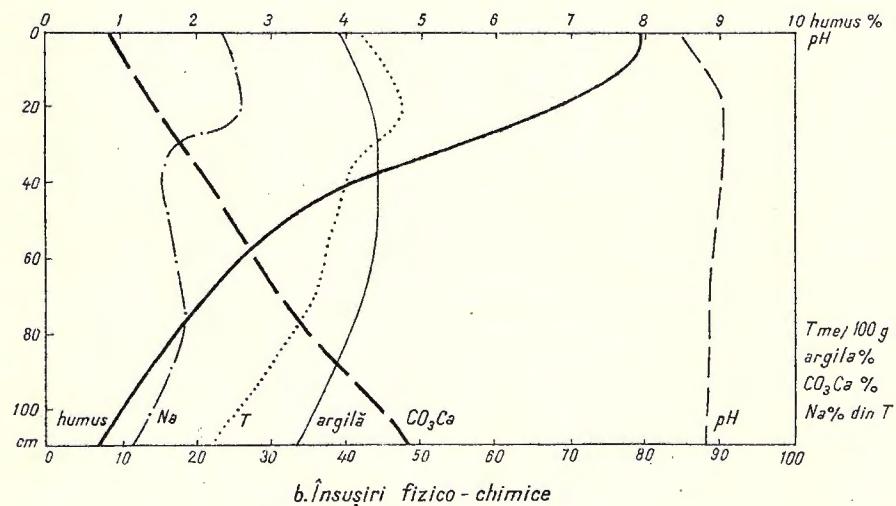
Pl.V



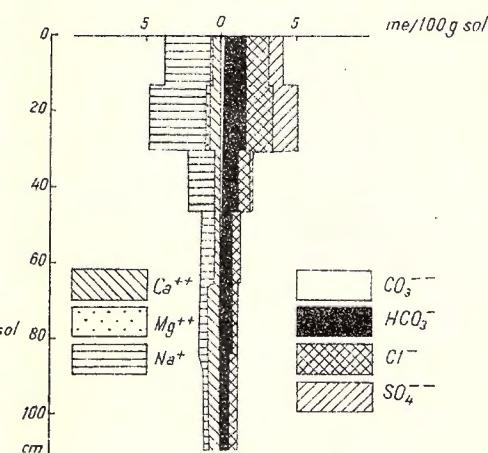
a. Alcătuirea granulometrică



c. Cationi schimbăbili



b. Însușiri fizico-chimice

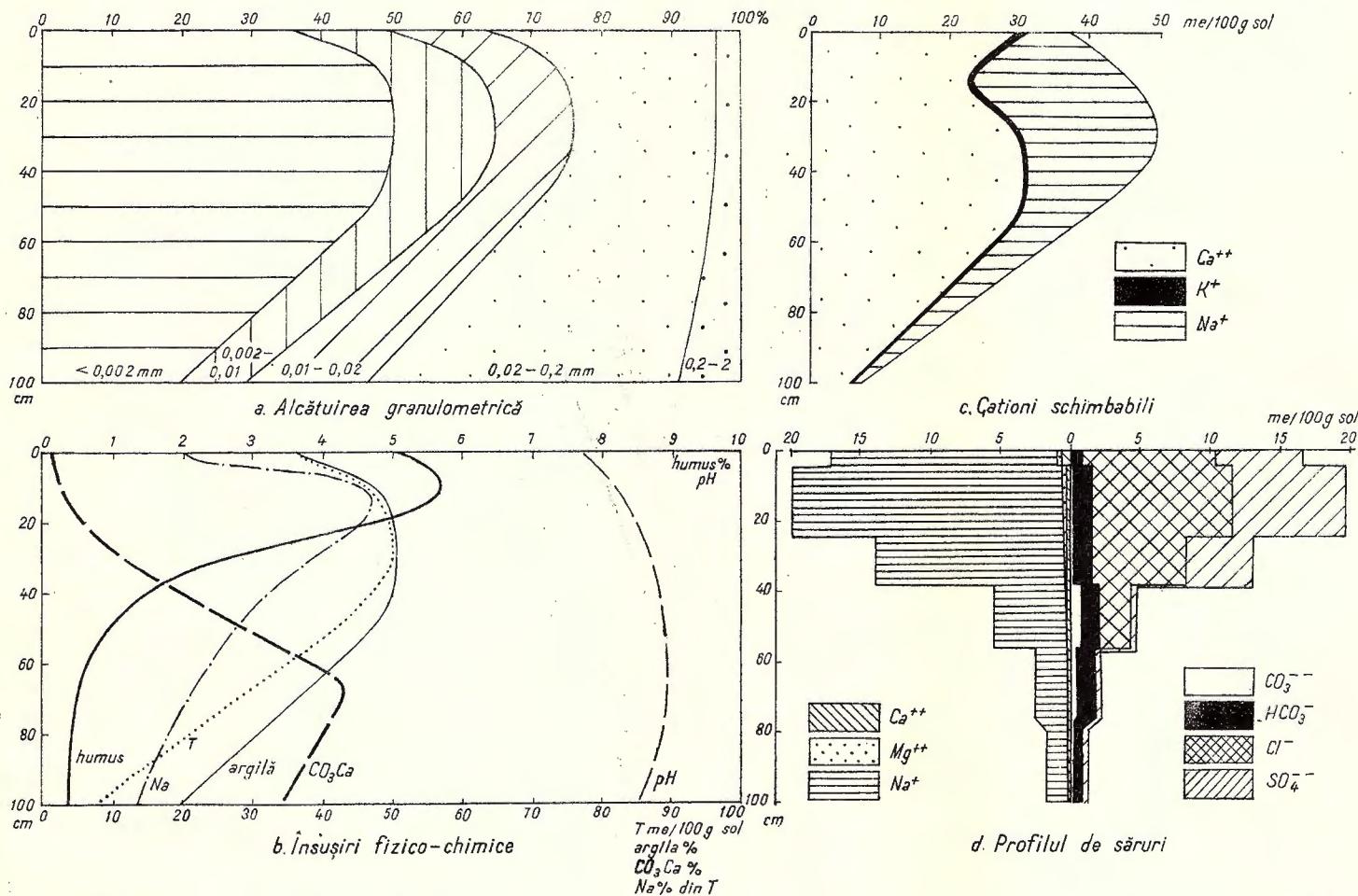


d. Profilul de săruri

CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE UNUI SOLONCEAC-SOLONET (P 7-4550)

ANA CONEA, CYOLOVICI, IULIA MUCENIC, INITU Complexul pedologic al văii Călmățuiului

Pl.VI



al unităților învecinate. Din acest punct de vedere, valea Călmățuiului poate fi comparată numai cu valea Ierului din NW-ul țării, în care se constată o repartiție geografică a solurilor asemănătoare (cu particularitățile rezultate din condițiile climatice diferite într-o oarecare măsură).

Data fiind întinderea solurilor saline și alcalice, valea Călmățuiului pune importante probleme de ameliorare. În orice caz, asemenea măsuri trebuie să aibă în vedere întregul complex al luncii. În primul rând ar trebui să se prevadă drenarea întregii lunci, drenare care să ducă la coborârea nivelului freatic sub 2–2,5 m, ținând seama și de faptul că apele freatici au un conținut ridicat de săruri.

Experiențele întreprinse de I.C.A.R.¹⁾ reprezintă un început în această privință, iar rezultatele lor un succes în ceea ce privește transformarea sărăturilor în soluri cultivabile măcar pe suprafețe restrânse.

BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N., FLOREA N., CONEA ANA. Condițiile naturale și solurile Cîmpiei Romîne de est. *Lucr. Conf. naț. Pedol.* 1958, București, 1961.
2. CONEA ANA. Contribuții la studiul geomorfologic al Cîmpiei joase a Siretului. *Probl. Geogr.*, VII, 1960.
3. ENCULESU P. Aperçu général sur la végétation de la lunca salée de la vallée du Călmățui dans les départements de Brăila et de Buzău. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV (1935–1936), București 1940.
4. IONESCU-SISEŞTI GH. Contribuții la cunoașterea și ameliorarea pămînturilor sărăturoase din România. *Anal. Inst. Cerc. Agron.*, XVIII, 1946.
5. PANĂ AUREL. Cursul inferior al Călmățuiului. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, București 1910.
6. SAIDEL T. Communication préliminaire sur les sols salés de la vallée du Călmățui. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, București 1940.
7. ȘERBĂnescu I. Originea și evoluția pădurilor dintre Călmățui și Siret, «Omagiu lui Traian Săvulescu». Edit. Acad. R.P.R., 1959, p. 715–724.
8. VÎLSAN G. Cîmpia Romînă. *Bul. Soc. R. R. Geogr.*, XXXVII, București 1915.

ПОЧВЕННЫЙ КОМПЛЕКС ДОЛИНЫ КЭЛМЫЦУЙ

АННА КОНЯ, К. ВОЛОВИЧ, Ю. МУЧЕНИК, И. НИЦУ.

(Краткое содержание)

Работа касается аллювиальной поймы реки Кэлмыцую, расположенной на северо-восточной части Кымпиеи Ромынне, которая в настоящее время не подвергается наносным процессам наводнения, а почвенные слои нахо-

¹⁾ AL. MĂIANU, S. DONDERA. Experiențe în clasa de vegetație privind ameliorarea complexă a unei sărături caracteristice luncii Călmățuiului, Comun. sed. I.C.A.R. 1956.

дятся в авансированной эволюционной стадии. Рельеф поймы характерен аллювиальными равнинами: он представляет собой многочисленные балки, состоящие из отложений грубой текстуры, чередующихся с впадинами — аллювиальными месторождениями мелко-зернистого материала.

Найбольшую часть долины Кэлмыцяя составляет пойма, ориентированная В—З; она принадлежит степной зоне черноземов кымпий Ромыне; только ее западная часть расположена в предстепной зоне. Почвы поймы Кэлмыцяя представляют, по сравнению с соседними единицами, следующие особенности:

— Все почвы поймы эволюционировали под влиянием грунтовых вод, находящихся на малой глубине, обыкновенно средне или сильно минерализованных. В результате чего получили большое распространение солончевые и щелочные почвы. Кроме этого, почти все остальные почвы, (даже капиллярно неувлажненные подземными водами) представляют солонцеватость.

Процесс эволюции солонцов не ведет к образованию солончакового элювиального горизонта. Эти солонцы переходят, путем обезсоливания, одновременно с понижением уровня подземных вод, в солончевые черноземы, а затем в настоящие черноземы.

Почвы поймы Кэлмыцяя, будучи образованы на наносных отложениях, имеют различную текстуру на поверхности и в пресфирлях, но преобладают почвы, образованные из мелкозернистых отложений.

Черноземы восточного края поймы обмываются карбонатами до основания горизонта А (40—50 см), в отличие от «плахоре», которые очищаются карбонатами от поверхности.

Относительно распределения почв этой долины, (1-й черт.) устанавливается преобладание солончевых, солончаковых и щелочных почв (32 000 га, около 67% поверхности поймы).

Эти почвы покрыты пастбищами плохого качества и преимущественно состоят из болотных растений (особенно из *Salicornia herbacea*, *Suaeda maritima* и *Obione verucifera* на солончаках). Среди гидроморфных почв, широко распространены в верхней части долины пастбища (луга черных почв), особенно мало салинизированных и солонизированных. На балках выявлены пастбищные черноземы (подземного увлажнения). Они составляют плодородные почвы поймы.

Имея в виду комплекс природных факторов, долина Кэлмыцяя была разделена на три участка.

1. Участок верхнего течения (Обыршия Кэлмыцяя) представляет собой широкую впадину, имея гидрографическую сеть, образовавшуюся из многочисленных долин, слабо обособленных, по руслу которых выявлено мало

болот и озер. Почвообразующие породы озерноречного происхождения, мелко-зернистой текстуры (более 80% частиц 0,01 мм). В этом участке, самое большое растяжение имеют солончаки, черноземы и глинисто-озерная почва. Микрорельеф и, в особенности, глубина грунтовой воды, поперечный разрез которых указывает на следующее чередование почв: в более низких участках рельефа выявлены гидроморфные почвы: (почвы глинисто-озерные — см. физико-химические свойства на чертежах II и III), на склонах балки, по мере повышения уровня земли, на окраине глинисто-озерной почвы, выявлены солонцы и солончекоиды (см. диаграммы чертежей IV и V) и даже солонцы и солончаки (см. чертеж VI). При более обособленном поднятии уровня земли, образуются более глубокие солончаки (колонны в 15—25 см) и глинистые солонцовье черноземы (солонцовье «мороганы»), а на более высоких балках выявлены черноземы, малопригодные для пастбищ или сенокосные черноземы.

2. Участок среднего течения обхватывает большую часть долины Кэлмыцуя. Преобладают впадины, на которых выявлены, более или менее крупных размеров, балки.

Поперечный разрез указывает на следующее чередование почв: в самой низкой части поймы — солончаки; по мере возрастания рельефа (подъем несколько десятков см.) выявлены солонцы с поверхностными колоннами на большой глубине, последние занимая склоны балок. По окраинам малых балок образовались солонцовье черноземы для пастбищ (часто с солоноватостью в подгоризонте A/C), и на высоких балках установлена транзиция от глубоких солончаков к солончаковым черноземным пастбищам, к черноземным пастбищам, или даже к черноземам, неувлажненным грунтовой водой.

В участке среднего течения выявлены наиболее засоленные почвы всей долины Кэлмыцуя. Преобразующие почвы — это солончаки и солонцы, образовавшиеся над месторождениями мелкозернистой текстуры.

3. Участок нижнего течения (Гура Кэлмыцюлуй), по поверхности — самый малый и самый рыхлый, характеризуется существованием двух пойм: из которых одна — низкая — под левым берегом — и другая — высокая — над правым берегом, где теперь течет Кэлмыцюлуй. Солончаки охватывают незначительную часть: самую большую поверхность занимают черноземные пастбища (в центре участка — суглинистые черноземы «Мороганы» — пастбища). Этот участок почти всецело обработан. В заключение, долина Кэлмыцуя представляет природную единицу, которая по своим специфическим особенностям требует разрешения значительных амелиоративных проблем в виду расширения площади для культур.

COMPLEXE PÉDOLOGIQUE DE LA VALLÉE DU CĂLMĂȚUI

PAR

ANA CONEA, C. VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I. NIȚU

(Résumé)

L'étude considère la plaine alluviale du Călmățui, située dans le NE de la Roumanie. Actuellement elle ne subit plus les processus de débordement et d'alluvionnement et ses sols accusent un stade d'évolution avancée. Toutefois la plaine du Călmățui accuse le relief caractéristique des plaines alluviales, à savoir: des crêtes portant le nom populaire de « grinduri » (crêtes plus élevées dans la région inondable d'une rivière) constitués par des dépôts à texture grossière et qui alternent avec des dépressions dans lesquelles s'est accumulé un matériel fin.

La plus grande partie de la plaine alluviale du Călmățui, orientée E—W, appartient à la zone de steppe à tchernozem de la Plaine Roumaine; il n'y a que sa partie occidentale qui soit située dans la zone d'avant-steppe à tchernozems lessivés. Les sols de la plaine alluviale du Călmățui présente — par rapport aux unités avoisinées — les particularités suivantes:

Tous les sols de la plaine alluviale ont évolué sous l'influence de l'eau phréatique, en général moyennement ou fortement minéralisée, située à petite profondeur. Il en résulte la grande extension des sols salins et à alcalis. Presque tous les autres types de sols (même ceux sans humidité capillaire phréatique) accusent une solonetisation.

Le processus d'évolution des solonez ne produit pas la formation d'un horizon éluvial solothisé. Par la dessalure intervenue en même temps que la baisse du niveau phréatique, ces solonez passent à des tchernozems solonetisés et ensuite à des tchernozems.

Les sols de la vallée du Călmățui, vu qu'ils sont formés sur des dépôts alluviaux, accusent une texture variée à la surface, ainsi qu'en profil. Toutefois, prédominent les sols formés sur les dépôts finement grenus.

À l'extrême E de la plaine alluviale, les tchernozems sont exempts de carbonates jusqu'à la base de l'horizon A (40—50 cm) à l'encontre des tchernozems dans les conditions de « placore », carbonatés dès la surface.

En ce qui concerne la distribution des sols dans cette vallée (planche I) on constate la prédominance des sols salins, salinisés et à alcalis (32.000 ha, 67 % environ de la superficie de la plaine alluviale). Ces sols sont couverts de pâturages de faible qualité et constitués essentiellement de plantes halophytes (*Salicornia herbacea*, *Suaeda maritima* et *Obione verucifera* sur les solonchaks). Dans la catégorie des sols hydromorphes, très fréquents sont les sols portant le nom populaire de « lăcoviște » (sols noirs de prés), en général faiblement salinisés et solonetisés.

Les crêtes plus élevées dans la région inondable de la plaine (« grinduri ») sont recouvertes par les tchernozems de pré (phréatiques-humides). Ils constituent les sols fertiles de la plaine.

Suivant le complexe des facteurs naturels, la vallée du Călmățui a été divisée en trois secteurs :

1. Le secteur du cours supérieur (naissance du Călmățui) représente une dépression large avec un réseau hydrographique formé de nombreuses vallées faiblement esquissées, dans le thalweg desquelles on rencontre beaucoup de marécages et de mares. Les roches de solification sont d'origine fluviacustre à texture fine (plus de 80 % particules — 0,01 mm) Dans ce secteur, la plus grande étendue revient aux solonetz, aux tchernozems solonetzisés et aux « lăcoviște » (sols noirs de prés).

Par rapport aux formes de microrelief et respectivement à la profondeur de l'eau phréatique, le profil transversal présente la succession suivante : dans les parties les plus basses du relief on rencontre des sols hydromorphes (« lăcoviște » — voir propriétés physico-chimiques sur les planches II et III); sur la pente du côté des « grinduri », en même temps qu'une légère élévation du terrain, à la bordure des « lăcoviște » on rencontre des solonetz solontchakoïdes (voir diagrammes des planches IV et V), voire même des solonetz-solontchaks (voir planche VI). Une élévation plus prononcée du terrain conduit à la formation des solonetz profonds (avec des colonnes à 15—25 cm) et des tchernozems argileux solonetzisés (sols « morogan » solonetzisés); tandis que sur les crêtes les plus élevées de la région inondable (« grinduri ») on rencontre des tchernozems de prés faiblement lessivés ou des tchernozems de prés.

2. Le secteur du cours moyen comprend la majeure partie de la vallée du Călmățui. Prédominent les dépressions dans lesquelles les « grinduri » sont plus ou moins hauts.

Un profil transversal présente la succession de sols, suivante : dans la partie la plus basse de la plaine apparaissent les solontchaks; à mesure que le relief s'élève (élévation de quelques dizaines de cm) on rencontre des solonetz avec des colonnes à la surface, à un profondeur moyenne ou à grande profondeur, les dernières occupant les pentes des « grinduri ». À la partie supérieure des « grinduri » moins hauts se sont formés les tchernozems de prés solonetzisés (souvent avec solonetisation dans le sub-horizon A/C) et sur les hauts « grinduri », des solonetz de profondeur on passe — par des tchernozems de prés solonetzisés -- aux tchernozems de prés, voire même aux tchernozems sans humidification capillaire phréatique.

Dans le secteur du cours moyen on rencontre les sols les plus intensément salinisés de toute la plaine alluviale du Călmățui. Les sols dominants sont les solontchaks et les solonetz formés sur des dépôts à texture fine.

3. Le secteur du cours inférieur (embouchure du Călmățui) est le moins étendu en tant que superficie et le plus drainé. Il est caractérisé par deux plaines alluviales : l'une plus basse sur la rive gauche et l'autre plus haute vers la rive droite, où coule actuellement le Călmățui. Les sols salins occupent une surface très limitée, tandis que les tchernozems de pré (au centre du secteur des tchernozems argileux, des sols « morogen », des tchernozems de pré) sont largement distribués. Presque tout le secteur est cultivé.

En conclusion, la vallée du Călmățui représente une unité qui par ses caractères spécifiques soulève d'importants problèmes d'amélioration en vue d'étendre les terrains cultivés.

METODA PRECISĂ ȘI RAPIDĂ PENTRU DETERMINAREA CARBONULUI ORGANIC TOTAL DIN SOLURI (PROCEDEU GAZ-ABSORBTIV TITRIMETRIC)¹⁾

DE
ALEXANDRU DIMITRIU

Metoda este bazată pe un procedeu gaz-absorbtiv titrimetric de determinare a bioxidului de carbon și constă în următoarele: materialul organic din sol este oxidat cu mixtura iodat de potasiu — anhidridă cromică — acid fosforic 80% — acid sulfuric fumans (20% SO₃), cunoscută în literatură, în special în literatura de chimie biologică, sub numele de mixtura « anhidră » Van Slyke—Folch—Plazin (21); bioxidul de carbon dezvoltat este absorbit într-o soluție standard de NaOH și determinat titrimetric.

Procedeul descris în comunicarea de față se deosebește de procedeul gaz-absorbtiv gravimetric prezentat într-o comunicare anterioară (5) prin modul de determinare a bioxidului de carbon dezvoltat; a fost înlocuită tehnica gravimetrică de determinare a bioxidului de carbon printr-o tehnică titrimetrică, care simplifică metodica și reduce simțitor timpul de lucru. Desigur că schimbarea tehnicii de determinare bioxidului de carbon a comportat construirea unei aparaturi speciale și punerea la punct a unei metodici adecvate, care urmează să fie descrise.

Considerații generale. Procedeul de determinare titrimetrică a bioxidului de carbon, mult discutat în literatură, a primit numeroase rezolvări, atât în ceea ce privește tehnica de absorbție, cât și determinarea propriu-zisă a bioxidului de carbon prin titrarea amestecului carbonat-hidroxid (6).

A) *Tehnica de absorbție.* În ceea ce privește tehnica de absorbție am considerat util să alegem acea tehnică care se bazează pe aparatură simplă, eficace, și care

¹⁾ Comunicare în ședință din 10 aprilie 1959.

să ne permită totodată a utiliza piese din aparatura gravimetrică (5). De aceea ne-am îndreptat atenția asupra tehnicii de absorbție în vid preconizată în determinarea carbonațiilor de către HUTCHINSON (8), SCHOLLENBERGER (17), RICE (15) sau în determinarea carbonului organic de către CHRISTENSEN (2), CLARK (3), FARRINGTON (7), în care bioxidul de carbon dezvoltat în vid distilă din balonul de reacție în vasul de absorbție, unde vine în contact cu suprafața liberă a soluției absorbante și este absorbit. Vasul de absorbție constă dintr-un balon, format obișnuit, rezistent la vid, care permite titrarea directă fără a obliga transvasarea soluției, cum este cazul în general la celelalte tehnici de absorbție (6).

Erorile tehnicei de absorbție sunt legate de incompleta absorbție a bioxidului de carbon dezvoltat (sursă de erori negative) și de intervenția bioxidului de carbon atmosferic (sursă de erori pozitive).

Absorbția bioxidului de carbon depinde de distilarea bioxidului de carbon din balonul de reacție și de absorbția propriu-zisă a bioxidului de carbon. Realizarea cantitativă a absorbției se poate asigura printr-o aparatură și mod de lucru corespunzător.

În ceea ce privește aparatura, aceasta are următoarele caracteristici: *a)* vasul de absorbție are diametrul de 10–12 cm (vezi planșa, detaliul V₂) în scopul de a realiza suprafața mare de absorbție; *b)* raportul dintre volumul vasului de absorbție și volumul restului aparaturii este de aproximativ 1 : 0,5; *c)* între balonul de reacție și vasul de absorbție se intercalează un vas spălător (vezi planșa, detaliul D) încărcat cu acid sulfuric concentrat pentru a reține oxiziile de sulf care distilă împreună cu bioxidul de carbon, iar tubul de legătură la vasul spălător (vezi planșa, detaliul T) se încarcă cu cristale de $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{HO}_2$ pentru a reține clorul liber, potrivit recomandării lui RAAEN și ROOPP (16).

În ceea ce privește modul de lucru s-a stabilit următoarele condiții: *a)* distilarea bioxidului de carbon în vasul de absorbție să fie completată după terminarea combustiei prin prelungirea încălzirii mixturii timp de cinci minute în situația evacuării apei din refrigerent, după care se aduce la presiunea atmosferică și *b)* vasul de absorbție să fie agitat cu mîna pentru a reînnoi continuu suprafața liberă a soluției absorbante.

Stabilirea acestor condiții a fost făcută folosind în parte lucrările lui SCHOLLENBERGER (17), RICE (15), CHRISTENSEN (1, 2) și MOHLMAN (14).

Pentru a evita eroarea datorită absorbției bioxidului de carbon atmosferic este necesar ca introducerea soluției absorbante în vas să se facă cu ajutorul unei biurete ce pătrunde în vas printr-o plăcuță de cauciuc (prevăzută cu un orificiu corespunzător) ce acoperă vasul, izolându-l de aer (sistem sugerat de CHRISTENSEN și FACER (2); de asemenea, aducerea soluției absorbante la nivelul convenabil efectuării absorbției se realizează prin adăugare de apă distilată lipsită de bioxid de carbon (fiartă și răcită).

Încercările efectuate pe baza acestor recomandări au arătat un blanc de determinare de aproximativ 0,15 mg carbon.

O b s e r v a t i i. În cazul determinării conținutului în carbon al solurilor salinizate și al extraselor humice se utilizează un alt vas de absorbție (vezi planșa detaliul V₁), rezistent la vid, cu tijă de barbotare terminată prin placă filtrantă, de tipul absorberului Wells—May (22).

În cazul analizării solurilor salinizate se intercalează în aparatură încă un vas spălător (vezi planșa, detaliul E) încărcat cu soluție saturată de iodură de potasiu în scopul de a reține clorul care distilă împreună cu bioxidul de carbon. Mărirea volumului instalației necesită, pentru realizarea cantitativă a absorbției, completarea distilării bioxidului de carbon în vasul de absorbție (vezi planșa, detaliul V₁) prin antrenare de aer, sub acțiunea vidului aplicat la capătul instalației.

Deoarece în cazul extraselor humice conținutul în carbon este redus, se recomandă pentru a micșora și mai mult eroarea datorită bioxidului de carbon atmosferic, aerarea vasului înainte de introducerea soluției absorbante:

B) Determinarea bioxidului de carbon prin titrarea amestecului carbonat-hidroxid. În privința determinării bioxidului de carbon prin titrarea amestecului hidroxid-carbonat sănt descrise în literatură numeroase procedee care au la bază metodele Warder și Winkler. Noi am adoptat un procedeu simplu și precis derivat din metoda Winkler.

Sursele de erori ale metodei Winkler pot fi enunțate astfel: 1) acidul adăugat pentru neutralizarea hidroxidului poate fi consumat și de către carbonatul de bariu în cazul că titrarea este condusă sub pH-ul de hidroliză a carbonatului (sursă de erori negative); 2) acidul adăugat crează în cursul titrării concentrații locale corespunzătoare unui pH mai acid decât pH-ul de hidroliză a carbonatului (sursă de erori negativă); 3) neutralizarea parțială a hidroxidului prin carbonatare în cursul titrării de către bioxidul de carbon atmosferic (sursă de erori pozitive).

Procedeul adoptat diminuează acțiunea acestor surse de erori prin următoarele:

Folosirea soluției absorbante 0,1N NaOH cu conținut de 20% BaCl₂, în care BaCO₃ are solubilitate și disociație minimă, conduce la hidroliză mult micșorată a carbonatului. Conținutul soluției în BaCl₂ a fost calculat pe de o parte pentru a satisface convertirea cantitativă a Na₂CO₃ în BaCO₃ și pe de altă parte pentru a constitui un exces corespunzător concentrației 0,1N BaCl₂, la care pH-ul de hidroliză a BaCO₃ este coborât de la pH = 10,4 (în absența BaCl₂), la pH = 8,5—8,6 (11, 18). Drept indicator se recomandă în consecință un indicator de pH cu virajul pînă la pH = 9. Se utilizează în acest scop amestecul de indicatori: albastru de timol — fenolftaleină (virajul la pH = 9) (10).

Folosirea unei soluții diluate (0,05N HCl) ca titrant și agitarea continuă a vasului de absorbție în cursul titrării evită crearea de concentrații locale ridicate.

Alegerea concentrației de mai sus a fost făcută ținând seama de concluziile lui MARTIN și GREEN (13) că soluții de HCl având concentrații mai mari de 0,07 N pot produce eroare.

Folosirea la titrare a plăcuței de cauciuc (menționată anterior) pentru evitarea absorbției bioxidului de carbon atmosferic.

Aparatura (vezi pl.) se compune din:

Balonul de combustie A de 120 ml capacitate, la care este conectat refrigerentul B cu dublă răcire (model Alihn—Mc Cready—Hassid) (12), prevăzut cu robinetul R care realizează legătura cu un sistem de reținere a bioxidului de carbon din aer, constituit dintr-un vas spălător model Jena 101 a G 1 încărcat cu soluție de KOH 45% și două tuburi U încărcate cu calce sodată (2/3 din volumul tubului) și cu clorură de calciu siccum (1/3 din volumul tubului). La robinetul R₁ este sudată cupa C având capacitate de 10 ml, care servește la introducerea mixturii în balonul de combustie A.

Manometrul M servește la aprecierea vidului din aparatură și la controlul etanșeității. În partea m a manometrului se găsesc cristale de $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ pentru a reține clorul gazos care se poate dezvolta la analiza solurilor salinizate.

Vasul spălător D (5) cu tija de barbotare terminată prin placă filtrantă de sticlă de porozitate G 3 este încărcat cu H_2SO_4 conc. ($d = 1,84$) din balonul a₁ prin suțjune.

Tubul de legătură T dintre refrigerentul B și vasul spălător D conțin cristale de $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Vasul spălător E de același model cu vasul D servește pentru reținerea halogenilor în stare elementară (ce se poate dezvolta la analiza solurilor salinizate) și se încarcă în mod similar cu soluție saturată de IK acidifiată cu H_2SO_4 după recomandarea făcută de F. W. MOHLMAN și C. F. EDWARDS (14).

Vasul de absorbție (V₁ sau V₂) este prevăzut cu legătura a, respectiv b la pompa de vid.

Partea experimentală. Reactivii și materialele constau din următoarele, dintre care cele menționate la punctele 1—3 figurează cu detaliile necesare în lucrarea noastră anterioară (5):

1. Mixtura oxidantă (iodat de potasiu — anhidridă cromică — acid sulfuric fumans (20% SO_3) — acid fosforic 80%).
2. Iodat de potasiu KIO_3 p.a.
3. Soluție saturată de KI acidifiată cu H_2SO_4 .
4. Soluție de KOH 45% ce conține 0,5% alcool butilic normal, după recomandarea lui THOMAS (19).
5. Acid sulfuric conc.

6. Acid fosforic conc. ($d = 1,72$).

7. Soluție absorbantă N/10. În 500 ml apă distilată fiartă și răcită se dizolvă 22 g NaOH și 110 g BaCl₂. 2H₂O. După interval de o zi — în care timp vasul se ține la adăpost de bioxid de carbon atmosferic — se sifonează cu grija soluția (în aşa fel încât să nu se antreneze pulberea de carbonat depusă) într-o sticlă de cinci litri, în care se găsesc 2–3 litri de apă distilată fiartă și răcită. Se completează volumul soluției la cinci litri și se păstrează la adăpost de aer prin intermediul unui strat superficial de ulei de parafină neutrală (ulei de parafină farmaceutic pentru uz intern). Se determină titrul exact al soluției cu ftalat acid de potasiu.

Luarea volumelor de soluție pentru analize se face cu ajutorul unei biurete cu încărcare prin sifonare, a cărei legătură cu aerul se face printr-un tub U încărcat cu calce sodată și clorură de calciu.

O b s e r v a t i e : Sticla în care se păstrează soluția absorbantă se parafinează în interior pentru a se evita atacarea sticlei datorită alcalinității soluției, care atrage modificarea concentrației acesteia (20, 23).

8. Soluție HCl N/20.

9. Amestec de indicatori preparat din 1 p. soluție de albastru de timol și 3 p. soluție de fenolftaleină (10).

a) Soluție de albastru de timol 0,1%. Într-un balon cotat de 50 ml se introduce cu puțină apă 0,05 g albastru de timol și 2,15 ml NaOH N/20; după dizolvare se aduce cu apă la semn (4).

b) Soluție de fenolftaleină 0,1%. Într-un balon cotat se introduce 0,2 g fenolftaleină și se aduce la semn cu soluție alcoolică 50%, după repetate agitări.

10. Clorură stanoasă crist. SnCl₂. 2H₂O p.a.

11. Calce sodată de granulație II.

12. Clorură de calciu siccum de granulație II.

13. Apă distilată fiartă și răcită care se păstrează la adăpost de bioxid de carbon din aer ca și soluția absorbantă.

Modul de lucru. Se cintărește la balanța analitică 5–10 g sol (care corespunde la 0,1–0,15 g bioxid de carbon dezvoltat) și se introduce împreună cu 1,5 g KIO₃ în balonul de combustie A, uscat. După ungerea șlifului cu acid fosforic se cuplează balonul la refrigerent (robinetii și șlifurile instalației se ung cu unsoare de robinet, în afară de robinetii R₁ și r₁ care se ung cu acid fosforic). Apoi se cuplează vasul de absorbție în care s-a introdus 50 ml soluție absorbantă.

Robinetii R₁, r₁ și r₂ fiind închiși se realizează în aparatură vid de 20–40 mm col. Hg, aducindu-se robinetul R₂ în poziția corespunzătoare. Mărimea vidului realizat se apreciază prin citire la manometrul M, care servește și pentru a controla etanșeitatea aparaturii înainte de a începe determinările (vidul realizat trebuie să se păstreze la toleranța citirii de + 1 mm, timp de 1 oră).

Se încarcă vasele spălătoare D și E cu lichidele aflate în baloanele respective a_1 și a_2 prin ușoara deschidere a robinetilor corespunzători r_1 , r_2 ; sub acțiunea vidului, lichidul este aspirat în vas (vasul spălător E este intercalat în aparat numai în cazul analizării solurilor salinizate).

Robinetul R_2 fiind închis, se introduce 15 ml mixtura oxidantă în balonul de combustie prin cupa C, aducînd robinetul R_1 în poziția corespunzătoare; deschiderea robinetului se face cu grijă încît mixtura să se scurgă încet pentru a preveni intrarea aerului în aparat. În cazul probelor cu conținut ridicat în carbonați sau cu humus ușor oxidabil (cazul solurilor de munte) se introduce mixtura în porțiuni mici, agitîndu-se continuu balonul de combustie; se evită astfel dezvoltarea intensă de bioxid de carbon care, producînd înspumare prea mare, poate antrona particule de sol pe pereții balonului, care rămîn astfel în afara mediului de reacție.

Se încălzește balonul A la flacăra unui bec de gaz în aşa fel încît înspumarea să fie moderată. Se agită din cînd în cînd balonul, precum și vasul de absorbție. Pe măsură ce înspumarea scade se mărește flacăra pentru a aduce lichidul la fierbere. Oxidarea este terminată cînd agitația lichidului are loc sub formă de bule mari negre. După un minut de fierbere se evacuează apa din refrigerent și se continuă încălzirea timp de cinci minute, agitîndu-se continuu vasul de absorbție.

Timpul total de încălzire este de 15–20 de minute. Se va avea grijă ca flacăra să nu fie mărită prea mult pentru a evita descompunerea termică a KIO_3 însoțită de dezvoltarea de vaporii roșii-bruni de iod.

Se deschide robinetul R_1 pentru a face legătura cu aerul. În tot timpul aducerii aparaturii la presiunea atmosferică se continuă agitarea vasului de absorbție.

Se decuplează vasul de absorbție și se închide cu plăcuța de cauciuc. Apoi se agită de cîteva ori vasul ținînd în acest timp plăcuța cu degetul. După adăugarea a 1 ml amestec de indicatori se titreează excesul de hidroxid cu soluție HCl N/20.

Pentru titrare se fac următoarele recomandații: la început adăugarea soluției de HCl N/20 se face obișnuit; la slăbirea culorii violete a soluției se oprește scurgerea soluției de HCl N/20 și se agită bine vasul, după care introducerea soluției de HCl N/20 se face cu picătura, însoțită de agitarea vasului; sfîrșitul titrării corespunde situației cînd suspensia de carbonat ia culoarea proprie, albă.

Calculul rezultatelor se efectuează după formula:

$$\text{Carbon \%} = \frac{(nf_1 - 0,5 mf_2) 0,06}{a}$$

unde:

$$n = \text{ml soluție absorbantă N/10}$$

$$f_1 = \text{factorul soluției absorbante N/10}$$

$$m = \text{ml soluție HCl N/20}$$

$$f_2 = \text{factorul soluției HCl N/20}$$

$0,06 =$ coeficientul de transformare din ml soluție absorbantă N/10 în g carbon

$a =$ g probă luată în analiză.

În cazul probelor cu carbonați se scade conținutul de carbon corespunzător carbonaților din probă, determinat separat printr-o metodă de aceeași precizie.

Rezultate experimentale. Pentru aprecierea preciziei și acurateței metodei sunt figurate în tabloul de mai jos rezultatele obținute pe cîteva soluri reprezentative analizate astăzi prin metoda Dennstedt cît și printr-un procedeu gaz-absorbтив gravimetric (5), bazat de asemenea pe mixtura oxidantă Van Slyke—Folch—Plazin.

ANALIZE COMPARATIVE ALE CÎTORVA SOLURI REPREZENTATIVE

Nr. crt	Nr. profilului și foaia; localitatea	Tipul genetic de sol	Orizontul și adâncimea (în cm)	Textura	Carbon % găsit prin:		
					Metoda Dennstedt	Procedeu gaz-absorbтив gravimetric (5)	Procedeu gaz-absorbтив titrimetric (procedeul propus)
1	43/XXII/V 10,5 km S Mărculești-Sat	Cernoziom ciocolatiu	A 20—40	lutos	1,84	1,80 1,81	1,79 1,82
2	132/2555 NE Călan	Rendzină pe calcar organogen cu asociație de <i>Stipa capilata</i>	A 0—10.	lut-nisi-pos	2,98	3,16 3,19	3,15 3,18
3	526/5671/4 com. Rece Izlaz	Pseudorendzină	A 0—20	argilos	4,23	4,25 4,28	4,29 4,27
4	14/4856 E Bogza	Cernoziom argilos	A 0—20	argilos	4,55	4,51 4,48	4,50 4,45
5	14/2960 Șos. Sebeș-Pianul de Jos	Cernoziom degradat format pe lăcoviste	A 0—5	lut-argilos	2,07	2,07 2,03	2,08 2,05
6	73/5 XIX 700 m Movila Lascarache	Solonțeac	A 0—5	lutos	1,92	1,90 1,95	1,91 1,97

Reiese pe baza rezultatelor prezentate că procedeul propus este precis și poate înlocui procedeul gravimetric.

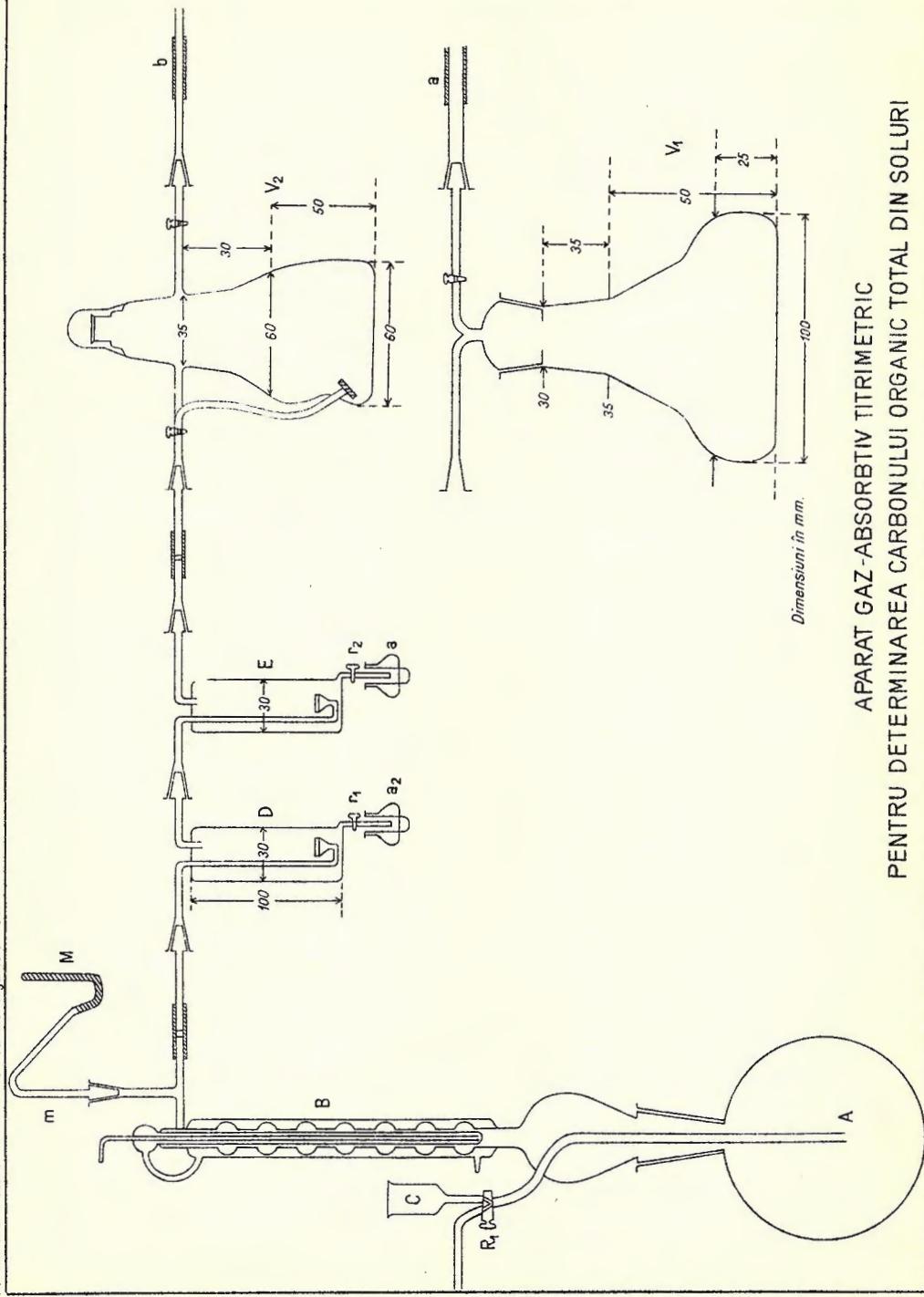
Concluzii. Metoda descrisă prezintă avantajul că elimină dificultățile procesului gravimetric legate de folosirea desicanților și aducerea la constant a fiolelor de absorbție. Aparatura este cu mult mai simplă și ocupă mai puțin spațiu. Durata unei determinări este redusă la 60 minute. Metoda permite să se lucreze simultan cu două aparate și are o capacitate de producție a metodelor curente (metoda tirimetrică).

Aducem mulțumirile noastre pe această cale Prof. N. CERNESCU și Prof. M. POPOVĂȚ pentru sprijinul dat în efectuarea cercetărilor.

BIBLIOGRAFIE

1. CHRISTENSEN B. E., B. E., SIMKINS G. a. HIATT V. A simple apparatus and procedure for the determination of the carbon content of the soil. *Soil Science* 49, 51–56 1940.
2. CHRISTENSEN B. E. a. FAKER J. F. A simple wet combustion method for the determination of carbon, oxygen equivalence and empirical formula by iodic acid oxidation. *J. am. chem. Soc.* 61, 3001. 1939.
3. CLARK N. A. a. OGG CL. L. A wet combustion method for determining total carbon in soils. *Soil Science* 53, 27–35. 1942.
4. CLARK W. M. The determination of hydrogens ions. Baltimore 1925, pag. 81.
5. DIMITRIU AL. Metodă precisă pentru determinarea carbonului organic total din soluri. Procedeu gaz – absorbtiv gravimetric. *D. S. Com. Geol.* XLIII (1955–1956). București 1962.
6. DIMITRIU AL. Determinarea carbonului organic și carbonațiilor. Privire critică asupra tehnicei de dozare a bioxidului de carbon (manuscris).
7. FARRINGTON P. S., NIEMANN C. a. SWIFF E. H. Determination of carbon by wet combustion. *Anal. Chem.* 21, 1423–1425. 1949.
8. HUTCHINSON H. B. a. MAC LENNAN K. The determination of soil carbonate. *J. Agr. Sci.* 6, 323–327–1914.
9. LINDEBAUM A., SCHUBERT J. a. ARMSTRONG W. D. Rapid wet combustion method for carbon determination with particular reference to isotope C¹⁴. *Anal. Chem.* 20, 1120. 1948.
10. LITEANU C. Analiza chimică. Volumetria. p. 107. București, 1956.
11. MAC INTIRE W. H. a SCHAW W. M. Steam distillation – a new procedure for the determination of carbonate CO₂. *J.A.O.A.C.* 26, 357–396. 1943.
12. MC CREADY R. M. a. HASSID W. Z. Semimicrodetermination of carbon using the Van Slyke – Folch oxidation mixture. *Ind. eng. chem. Anal. Ed.* 15, 525–528 (1942).
13. MARTIN W. M. a. GREEN J. R. Determination of CO₂ in continuous gas streams. *Ind. eng. chem. Anal. Ed.* 5, 114–118. 1933.
14. MOHLMAN F. W. a. EDWARDS G. P. Determination of carbon in sewage and industrial wastes. *Ind. eng. chem. Anal. Ed.* 3. 119. 1931.
15. RICE W. The determination of exchangeable bases in carbonate soils. *J. Agr. Sci.* 22, 838–844. 1932.
16. RAAEN V. F. a. ROPP G. A. Precision obtained with vibrating reed electrometer in radioassaying meta- and para- substituted benzoic – alfa – carbon – 14 acids. *Anal. chem.* 25, 174–175. 1953.

A. DIMITRIU : Metoda determinării carbonului organic din soluții



APARAT GAZ-ABSORBTIV TITRIMETRIC
PENTRU DETERMINAREA CARBONULUI ORGANIC TOTAL DIN SOLURI

17. SCHOLLENBERGER C. J. Determination of carbonates in soil. *Soil Science* 30, 307—325. 1930; 59, 57—65. 1945.
 18. SMITT K. O. Studien zur Präzisions-Massanalyse. *Z. Anal. Chem.* 70. 321. 1927.
 19. THOMAS M. D. Precise automatic apparatus for continuous determination of SO_2 in air. *Ind. eng. chem. Anal.* Ed. 5. 193—198. 1933.
 20. TRAVERS M. W. Experimentale Untersuchung von Gasen. Braunschweig 1905.
 21. VAN SLYKE D. D., FOLCH I. a PLAZIN I. Manometric determination of carbon. *J. biol. chem.* 136. 509. 1940.
 22. WELS P. A., MAY O. E. SEENSEMAN C. E. Sintered glass absorber for determining carbon by wet combustion. *Ing. eng. chem. Anal.* Ed. 6. 369—370. 1934.
 23. * * * Methods of the chem. off. U. S. Stell Corporation for the sampling and analysis of gases. p. 34. Pittsburg, 1927.
-

БЫСТРЫЙ И ТОЧНЫЙ МЕТОД ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВАЛОВОГО ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ (ПРИЕМ — ТИТРОМЕТРИЧЕСКИЙ ПОГЛОЩАЮЩИЙ ГАЗ)

АЛЕКСАНДРУ ДИМИТРИУ

(Краткое содержание)

Описывается быстрый и точный метод для определения валового органического углерода в почвах, основанный на окислении углерода безводной смесью Van Slyke-Folch-Plazin (19) и на титрометрическом определении полученного угольного ангидрида.

Обсуждаются всесторонне, в соотношении с воздействием источников ошибок, выводы, указанные в литературе, касающиеся техники поглощения в вакууме (1, 3, 7, 8, 15, 17) и соответственное определение угольного ангидрида титрованием смеси углерода-гидроокиси (метод Winkler) (11, 13, 18), которые вместе объясняют описанный прием.

Аппаратура (см. рис.) состоит из колбы согревания *A* вместимостью в 120 мл, соединенной с холодильником *B* двойного охлаждения, с ковшом *C* который служит для введения смеси в колбу, — согревания и с манометром *M*, используемого для оценки вакуум-аппаратуры и проверки герметичности связей аппарата; сосуды омывания *D* и *E* с барботажной системой смазки, при помощи стержня и фильтрационной пластинки *G₃*, наполняются жидкостью концентрированной серной кислотой, соответственно, насыщенным раствором иодистого калия), силой подсоса из колб *a*; соответственно *a₂*; сосуды поглощения *V₁* и *V₂* со стержнем связи *a₁*, соответственно *a₂* при вакуумном насосе, проводится абсорбция в вакуум, представляя образовавшемуся угольному

ангидриду максимально свободную поверхность поглощающего раствора (модель V_2), а также через барбатирование углекислоты в массе поглощающего раствора (модель V_1).

Реагенты состоят из: окислительной смеси, состоящей из серной дымчатой (Fumans) кислоты (20% SO_3), концентрированной фосфорной кислоты, иодистого калия и хромистого ангидрида.

Поглощающий раствор NaOH N/20 с содержанием в 20% — $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ приготвляется свободным от карбоната и сохраняется в парафинированных бутылках, для защиты от атмосферной углекислоты, помимо поверхностного слоя парафинового нейтрального масла. Взятие объема раствора для анализа делается при помощи бюретки с сифонным дополнением.

Раствор HCl N/20.

Смесь индикаторов (10) : 1_n раствора 0,1% тимолового синего (красителя) и 3_n спиртового раствора 50% фенолфталей на 0,1%.

Метод работы заключается в следующем: аналитический образец почвы, соответствующий развитию 0,1—0,15 г CO_2 , вводится в колбу согревания А, вместе с 1,5 г KIO_3 , который после смазки шлифа, концентрированной фосфорной кислотой, соединяется с охладителем В. Сосуд поглощения V_1 или V_2 заполненный 50 мл. поглощающего раствора, включается к аппарату, после чего производится вакуум 20—40 мм. кол. Нг. Проверяется герметичность связей аппарата, при помощи манометра М, затем наполняются сосуды промывки Д и Е жидкостью из колбы а₁ соответственно а₂ легким открытием соответствующего крана г₁ или г₂ (сосуд промывки Е вводится в аппарат только в случае анализа засоления почв).

Вводится 15. мл окислительной смеси маленькими порциями в колбу согревания ковшом С и после спадения пенки смеси, вызванной CO_2 , от окисления гуммуса, а может быть от разложения карбонатов, согревается колба А над пламенем газовой лампочки, с таким расчетом, чтобы пенка была умеренной. От времени до времени взбалтывается колба и сосуд поглощения. По мере понижения пенки увеличивается пламя пока жидкость начнет кипеть. Окисление считается законченным, когда взбалтывание жидкости вызывает образование больших черных пузырей. Удаляется вода из холодильника и продолжается согревание 5 минут. В это время безпрерывно взбалтывается сосуд поглощения. Валовое время согревания — 15—20 минут. Нужно заботиться, чтобы пламя не было увеличено очень сильно для предупреждения красно-бурых паров иода.

Устанавливается связь с воздухом через кран R₁, отключается сосуд поглощения, прибавляется 1 мл. смеси индикаторов, закрывается сосуд рези-

новой пластинкой, с отверстием в центре, для введения штуцера от бюретки и после взвешивания сосуда по несколько раз производится титрование избытка гидроокиси раствором HCl N/20.

П р и м е ч а н и е: Сосуд поглощения V_1 используется, в особенности, в случае определения органического углерода в гуммусовых вытяжках, имеющих пониженное содержание углерода, которое требует большую точность.

Подсчет результатов проводится на основании расхода гидроокиси.

Точность и аккуратность метода иллюстрируются полученными результатами на нескольких характерных почвах (см. прил. табл.), те же почвы были анализированы сухим согреванием (кол. 5) и при приеме — гравиметрическим поглощающим газом (5), основанном, также, на окислительной смеси

MÉTHODE PRÉCISE ET RAPIDE DE DÉTERMINATION DU CARBONE ORGANIQUE TOTAL DANS LES SOLS (PROCÉDÉ GAZ-ABSORBTIF TITRIMÉTRIQUE)

PAR

AL. DIMITRIU

(Résumé)

En prenant comme base l'oxydation du carbone en mixture anhydre Van Slyke—Folch—Plazin (19) et la détermination titrimétrique du bioxyde de carbone résulté, l'auteur décrit une méthode rapide et précise de détermination du carbone organique total dans les sols.

Relatif à l'action des sources d'erreurs, on discute amplement les solutions trouvées dans la littérature en ce qui concerne la technique d'absorption en vide (1, 3, 7, 8, 15, 17) et la détermination proprement dite du bioxyde de carbone par le titrage de la mixture carbonate-hydroxyde (méthode de Winkler) (11, 13, 18) qui ensemble définissent le procédé décrit.

L'appareillage (voir figure) est composé d'un ballon de combustion **A** de 120 ml capacité, relié au réfrigérant **B** à double refroidissement, muni d'une coupe **C** pour introduire la mixture dans le ballon de combustion et d'un manomètre **M** pour apprécier le vide dans l'appareillage et contrôler l'étanchéité des raccords de l'appareil. Les vases de lavage **D** et **E** avec la tige de barbotage terminée par la plaque filtrante **G 3** sont remplis de liquide (acide sulfurique concentré, respectivement solution saturée en iodure de potassium) par succion des ballons **a₁** et **a₂**; les vases

d'absorption V_1 et V_2 , munis d'un tube de raccord a_1 et resp. a_2 , permettent de réaliser l'absorption dans le vide à l'aide de la pompe de vide, offrant au bioxyde de carbone développé la surface libre maximum de la solution d'absorption (modèle V_2), ainsi que par le barbotage du bioxyde de carbone dans la solution d'absorption (modèle V_1).

Les réactifs consistent en :

Mixture oxydante composée d'acide sulfurique fumant (20% SO_3), d'acide phosphorique concentré, de iodate de potassium et d'anhydrite chromique (21).

Solution absorbante $NaOH$ N/20 à 20% $BaCl_2 \cdot 2H_2O$. Elle est préparée libre de carbonate et on la conserve dans un flacon parafiné, préservée contre le bioxyde de carbone atmosphérique par une couche superficielle d'huile de parafine neutre. La solution pour l'analyse est prise à l'aide d'une burette.

Solution HCl N/20.

Mélange d'indicateurs (10): 1 p. solution 0,1% bleu thymol et 3 p. solution alcoolique 50% de phénolphthaleine 0,1%.

Méthode de travail. L'échantillon analytique de sol correspondant à un développement de 0,1—0,15 g CO_2 est introduit dans le ballon de combustion **A** avec 1,5 g KIO_3 , lequel — après l'onction de la section polie avec de l'acide phosphorique concentré — est lié au réfrigérant **B**. Le vase d'absorption V_1 ou V_2 , chargé de 50 ml solution absorbante, est lié à l'appareil et ensuite on obtient le vide 20—40 mm col. Hg. On vérifie l'étanchéité des raccords de l'appareil au moyen du manomètre **M**. Puis, les vases de lavage **D** et **E** sont remplis de liquide du ballon a_1 , respectivement a_2 , en faisant ouvrir légèrement le robinet correspondant r_1 ou r_2 (le vase de lavage **E** est intercalé dans l'appareil seulement dans le cas de l'analyse des sols salinisés).

Dans le ballon de combustion, par la coupe **C**, on introduit peu à peu 15 ml de mixture oxydée. Après la diminution de l'écumage de la mixture, due au CO_2 de l'oxydation de l'humus et éventuellement à la décomposition des carbonates, on chauffe le ballon **A** à la flamme d'un bec à gaz, de sorte que l'écumage soit modéré. De temps en temps on agite le ballon et le vase d'absorption. À mesure que l'écumage diminue, on fait grandir la flamme jusqu'à ce que le liquide commence à bouillir. L'oxydation est terminée lorsque le liquide s'agit sous forme de grandes bulles noires. On retire l'eau du réfrigérant et l'on continue le chauffage pendant cinq minutes. Pendant ce temps, on fait agiter continuellement le vase d'absorption. La durée totale du chauffage est de 15—20 minutes. Notons que la flamme ne doit pas être trop grande afin d'éviter la décomposition thermique du KIO_3 indiquée par le développement des vapeurs, rouge-brun, d'iode.

La communication avec l'air est établie par le robinet **R₁**. Après avoir découpé le vase d'absorption, on ajoute 1 ml de mélange d'indicateurs et l'on ferme le vase

avec une plaquette en caoutchouc dans laquelle — au milieu — il existe un orifice permettant l'accès de la tubulure de la burette. On agite le vase et ensuite on fait le titrage du hydroxyde en excès, au moyen de la solution HCL N/20.

O b s e r v a t i o n : Le vase d'absorbtion V_1 est utilisé surtout lorsqu'on effectue la détermination du carbone organique dans les extraits humiques, lesquels ayant une teneur réduite en carbone nécessitent une exactitude plus grande.

Pour le calcul des résultats, on prend comme base le consommé d'hydroxyde.

La précision et la justesse de cette méthode sont illustrées par les résultats obtenus dans quelques sols représentatifs (voir tableau annexe); les mêmes sols ont été analysés par la méthode de la combustion sèche (colonne 5) et par le procédé du gaz-absorbtif gravimétrique (5), basé également sur la mixture Van Slyke—Folch (colonne 6).

DETERMINAREA STRONȚIULUI PRIN FOTOMETRIE DIRECTĂ¹⁾

DE
ELENA GÂTĂ, GHEORGHE GÂTĂ

Determinarea stronțiului pe cale chimică este anevoieasă deoarece metodele cunoscute pînă în prezent cer separări și extracții repetitive, care de multe ori nu sunt cantitative. Astfel erorile sunt mari cînd se analizează soluții în care stronțiul se află ca element minor, fiind însotit de cantități mari de calciu, bariu, etc. Din aceste motive se preferă determinarea pe cale spectrală care este comodă și mult mai rapidă.

Stronțiul prezintă în flacără două intervale de linii de emisie intense: linia albastră a stronțiului de la 4.607,3 Å și grupul de linii purpurii ale oxidului de stronțiu din intervalul 6.861,4 Å – 6.884,5 Å (4). Prin urmare la fotometrul Karl Zeiss Jena folosit, s-au întrebuințat filtrele Sr 46 J cu λ max. = 463 m μ și filtrul Li 67 J cu λ max. = 676 m μ , iar admisia soluției s-a făcut printr-o duză de 0,4 mm.

Cercetările s-au executat la două nivele de energie: în flacără aer-acetilenă și în flacără aer-propan. Pentru acetilenă s-a stabilit presiunea de 38 mm coloană de apă și pentru aer 0,3 atmosfere, iar deschiderea diafragmei a fost reglată astfel, încît să se obțină cu filtrul K 77 J pentru soluția 5 mg K/100 cmc deviația de control $320 + a$ diviziuni, a fiind deviația pentru apă distilată. (1,2). În cazul folosirii propanului aceste constante au fost: 10 mm coloană de apă presiunea propanului, 0,24 atmosfere presiunea aerului și $130 + a$ deviația soluției cu 5 mg K/100 cmc. În tabela 1 sunt prezentate comparativ, valorile deviației galvanometrului în funcție de cantitatea de stronțiu din probă. Se observă că determinarea stronțiului folosind grupul de benzi spectrale corespunzătoare oxidului de stronțiu este mult mai precisă decît determinarea pentru linia de la 463 m μ , care în cazul propanului dă deviații atât de mici, încît nu prezintă nici o importanță. Rezultă că, în cazul folosirii

¹⁾ Comunicare în ședința din 8 mai 1959.

TABELA I

Date comparative asupra determinării fotometrice a stronțiului.

Gazul combustibil	Propan		Acetilenă	
	676 m μ	463 m μ	676 m μ	463 m μ
mg Sr/100 cmc	Deviațiile galvanometrului ¹⁾			
1	7,3	0,3	44,9	3,6
2	14,4	0,45	94,5	7,3
3	21,2	0,7	143,6	11,3
4	28,9	0,85	197	15,4
5	35,1	0,9	248	20,1
6	42,5	1,1	296,5	23,8
7	48,75	1,3	345	27,4
8	56,9	1,5	394,3	31
9	63,4	1,6	446,3	35,6
10	69,8	1,95	496,3	39

¹⁾ Valorile din tabelă sunt media a 10 determinări.

propanului sătem obligați să folosim filtrul de interferență Li 67 J, iar pentru acetilenă va trebui cercetat modul de comportare al celor două filtre întrebuințate deși, de la prima vedere, filtrul purpuriu arată deviații de aproximativ 7 ori mai mari.

Pentru etalonare s-a folosit clorură de stroniu purificată în laborator. Determinarea impurităților executată spectrografic și spectroscopic (cu fotoelement de seleniu) a dat următoarele rezultate:

litiu	— absent
sodiu	— 0,012%
potasiu	— 0,004%
calciu	— 0,16%
bariu	— absent

Se constată că această clorură este suficient de pură pentru lucrările de etalonare necesare fotometrului cu flacără pe care-l folosim.

Determinarea stronțiului în flacăra aer-propan. După fixarea condițiilor de lucru s-au executat măsurători în vederea trasării curbei de etalonare. Rezultatele sunt redate în tabela 2. Se observă că eroarea relativă a determinărilor este sub 3% iar sensibilitatea în care se încadrează măsurătorile, pe întreg intervalul de la 1–10 mg Sr/100 cmc, este de 1,4 p.p.m. pentru o diviziune.

TABELA 2

*Datele experimentale pentru trasarea curbei de etalonare a stronțiului
Flacăra aer-propan*

Concetr. soluției în mg Sr/100 cmc	Deviația galvanometrului									Media	Eroare maximă la determinare	Eroare relativă %
	Valori experimentale											
1	7,3	7,4	7,3	7,2	7,3	7,3	7,3	7,4	7,3	0,1	1,37	
2	14,1	14,6	14,7	14,3	14,4	14,4	14,3	14,5	14,4	0,3	2,08	
3	20,7	20,6	21,7	21,1	21,8	21,3	21,0	21,4	21,2	0,6	2,83	
4	29	28,9	28,8	29,6	28,5	29,2	29	28,5	28,9	0,7	2,42	
5	35,1	35	35,2	35,2	35	35	35,3	35,2	35,1	0,2	0,57	
6	42,4	42,8	42,5	42,5	42,2	42,9	42,6	42	42,5	0,5	1,18	
7	48,3	—	49,5	48,6	48,6	48,7	49,1	48,4	48,7	0,8	1,64	
8	57	56,7	55,8	57,6	57,4	56,3	57,3	57	56,9	1,1	1,93	
9	63,3	63,2	—	63,4	62,9	63,5	64	63,7	63,4	0,6	0,95	
10	69,5	69,2	69,7	69,9	70	69,8	70	69,6	69,8	0,6	0,86	

Ca în orice problemă de fotometrie directă pentru aprecierea preciziei rezultatelor este necesar să se cunoască selectivitatea filtrului de interferență folosit. În acest scop s-au măsurat deviațiile galvanometrului obținute cu soluții pure de clorură de litiu, sodiu, potasiu, etc., cu concentrații de 5 mg, respectiv 10 mg cation/100 cmc. Rezultatele sunt consemnate în tabela 3. Se observă că pentru cantități

TABELA 3
Selectivitatea filtrului cu max 676 m

Cationul cercetat	Deviațiile galvanometrului ¹⁾	
	5 mg/100 cmc	10 mg/100 cmc
Li	389	657
Na	0,1	0,25
K	4	6,3
Mg	0,2	0,2
Ca	0,4	0,8
Ba	0,75	1,6

¹⁾ Valorile înregistrate sunt media a 8 determinări.

până la maximum 10 mg/100 cm pot fi neglijate efectele sodiului, magneziului și calciului. Ionul bariu produce deviații mai mari decât ionul calciu, deoarece soluția etalon conține ca impurități 0,5 p.p.m stronți. Dacă se scade deviația produsă de

stronțiu se observă că influența liniilor spectrale ale bariului este cu puțin mai mare decât în cazul calciului. Pentru a se obține rezultate exacte este necesar să se ia în considerație efectul ionilor potasiu care pot produce o creștere serioasă a rezultatelor. Determinarea stronțiului în prezența litiuului nu se poate executa printr-o simplă citire, atunci cînd se întrebunează filtrul de interferență Li 67 J, deoarece litiul este elementul cel mai sensibil în acest domeniu.

TABELA 4

Influența ionilor litiu asupra determinării stronțiului

Concentrația soluției		Deviația experimentală	Diferența de deviație pentru Sr	Deviația etalon pentru Sr	Eroare	Eroare relativă %
mg Sr 100 cmc	mg Li 100 cmc					
0	0,2	20,1	—	—	—	—
1	0,2	27,7	7,6	7,3	0,3	+4,25
3	0,2	42,3	22,2	21,2	1,0	4,72
5	0,2	57,5	37,4	35,1	2,3	6,55
7	0,2	71,8	51,7	48,7	3,0	6,16
10	0,2	92,3	72,2	69,8	2,4	3,44
0	0,4	40,2	—	—	—	—
1	0,4	48	7,8	7,3	0,5	+6,85
3	0,4	63	22,8	21,2	1,6	7,55
5	0,4	77	36,8	35,1	1,7	4,84
7	0,4	91,6	51,4	48,7	2,7	5,54
10	0,4	112,1	71,9	69,8	2,1	3,01

Valorile înregistrate sint media a 8 determinări.

Influența celorlalți ioni din soluție nu se manifestă numai ca un efect cumulativ obținut datorită selectivității filtrului de interferență. Echilibrele de disociație, de oxidare, etc., care au loc în flacără se modifică mult în prezența unor cationi străini (4, 5, 6). Ca exemplu se prezintă rezultatele cercetării a două serii de soluții de stronțiu care conțin 0,2 mg, respectiv 0,4 mg Li/100 cmc. (tabela 4). Din valorile deviațiilor galvanometrului obținute la soluțiile de stronțiu cu litiu, se scad valorile deviației galvanometrului obținute pentru soluțiile pure de litiu. Aceste diferențe corespund cantităților de stronțiu prezente la analiză. Comparând aceste rezultate cu valorile etalon din tabela 2 se observă variații în afara erorilor experimentale. Astfel erorile relative față de soluțiile etalon pure sunt sub 7,5%. Rezultatele sunt constant mai mari ceea ce arată că ionul de litiu care se excită foarte ușor în flacără exercită o influență catalitică mărind starea de excitare a stronțiului.

TABELA 5

Influența ionilor sodiu și potasiu asupra determinării stronțiului

Concentrația soluției		S o d i u			P o t a s i u		
mg Sr/ 100 cmc	mg Me ⁺ / 100 cmc	Deviația experimen- tală	Diferența de deviație pentru Sr	Eroare relativă %	Deviație experimen- tală	Diferența de deviație pentru Sr	Eroare relativă %
0	5	0,1	—	—	4	—	—
1	5	7,7	7,6	4,25	11,7	7,7	5,48
3	5	22,5	22,4	5,66	26	22	3,78
5	5	37,1	37	5,41	40	36	2,56
7	5	51,4	51,3	5,34	54,2	50,2	3,08
10	5	72,3	72,2	3,44	75,1	71,1	1,86
0	10	0,25	—	—	6,3	—	—
1	10	7,5	7,25	0,69	13,75	7,45	2,05
3	10	22,2	21,95	3,54	27,9	21,6	1,89
5	10	36,5	36,25	3,28	42,2	35,9	2,28
7	10	50,0	49,75	2,16	56,6	50,3	3,29
10	10	70,7	70,45	0,93	77	70,7	1,29

Valorile experimentale sunt media a 8 determinări.

În tabelele 5 și 6 s-au studiat influențele cationilor care însotesc de obicei stronțiul. Își în acest caz s-au corectat valorile obținute pentru stronțiu, scăzând valorile deviațiilor obținute cu filtrul Li 67 J pentru cationii străini din soluție. Cind acești cationi nu depășesc 10 mg/100 cmc eroarea relativă este în general sub 5%. Valoarea recalculată este în funcție de cationul din soluție și scade odată cu seria Na, K, Ba, Ca și Mg adică pentru Na și K valorile sunt mai mari decât valoarea etalon, bariu produce variații în limita erorilor, iar pentru calciu și magneziu valorile sunt ceva mai mici decât valorile etalon obținute cu soluții pure de SrCl_2 .

Cind ionii străini din soluție au concentrații mari, efectele lor se amplifică.

În tabela 7 sunt prezentate influențele ionilor de calciu și magneziu cind concentrația lor variază pînă la 150 mg/100 cmc. Se observă că pentru calciu deviațiile cresc odată cu concentrația, pe cind magneziul produce un efect contrar. Dacă soluția cu stronțiu conține concomitent calciu și magneziu, în cantități aproximativ egale efectele lor se compensă și citirile sunt în limita erorilor experimentale, așa cum reiese din tabela 8. Prin urmare coexcitația stronțiului nu este o funcție

TABELA 6
Influența ionilor magneziu, calciu și bariu asupra determinării stroniului

Concentrația soluției	mg Sr/ 100 cmc	Magneziu			Calciiu			Bariu		
		Deviație experimen-	Diferență de deviație pentru Sr	Eroare relativă %	Deviație experimen-	Diferență de deviație pt. Sr	Eroare relativă %	Deviație experimen-	Diferență de deviație pt. Sr	Eroare relativă %
0	5	0,2	—	—	0,4	7,5	7,1	—	0,75	—
1	5	7,15	6,95	4,79	21,4	21,0	2,74	7,85	7,1	2,74
3	5	21,25	21,05	0,71	34,95	34,55	0,95	22,1	21,35	0,71
5	5	35,5	35,30	0,57	48,7	48,3	1,57	36,8	36,05	2,71
7	5	49,7	49,50	1,65	68,8	68,4	0,82	50,8	50,05	2,77
10	5	70,3	70,1	0,43	—	—	0,57	71,5	70,75	1,36
0	10	0,2	—	—	0,8	—	—	—	—	—
1	10	7,1	6,9	5,48	7,8	7,0	4,25	8,55	6,95	4,79
3	10	21,2	21,0	0,35	21,8	21,0	0,95	22,7	21,1	0,48
5	10	35,1	34,9	0,57	35	34,2	2,56	36,9	35,3	0,57
7	10	49,0	48,8	0,21	48,8	48,0	1,44	51,1	49,5	1,65
10	10	69,4	69,2	0,86	68,7	67,9	2,72	70,95	69,35	0,64

Valorile determinate sunt media a 8 rezultate

TABELA 7

Influența ionilor calciu și magneziu asupra determinării stronțiului

Concentrația soluției mr Sr/ 100 cmc	mg Me ⁺⁺ / 100 cmc	C a l c i u			M a g n e z i u		
		Deviația experi- mentală	Eroarea față de etalon	Eroare relativă %	Deviația experi- mentală	Eroarea față de etalon	Eroare relativă %
5	5	34,9	-0,2	0,57	35,5	+0,4	1,14
5	10	35	-0,1	0,28	34,8	-0,3	0,75
5	25	35,3	+0,2	0,57	33,5	-1,6	4,54
5	50	35,6	+0,5	1,42	32,4	-2,7	7,67
5	100	38,0	+2,9	8,26	-30,7	-4,4	12,50
5	150	40,1	+5,0	14,24	29,8	-5,3	15,05

Valorile experimentale sunt media a 6 determinări.

TABELA 8

Influența concomitentă a ionilor calciu și magneziu asupra determinărilor de stroniu

Concentrația soluției			Deviație ex- perimentală	Eroare față de etalon	Eroare relativă %
mg Sr/ 100 cmc	mg Ca/ 100 cmc	mg Mg/ 100 cmc			
5	10	10	36	+0,9	2,56
5	25	25	35,8	+0,7	1,99
5	50	50	36,4	1,3	3,69
10	10	10	69,9	+0,1	0,14
10	25	25	68,2	-0,6	0,86
10	50	50	68,4	-0,4	0,57

Valorile experimentale sunt media a 6 determinări.

TABELA 9

Influența acidului clorhidric asupra determinării stronțiului

Concentrația soluției		Deviația experi- mentală	Deviație etalon	Eroare relativă %
mg Sr/ 100 cmc	HCl			
0	0,2 N	0	—	—
1	0,2 N	6,8	7,3	6,85
3	0,2 N	20,65	21,2	2,60
5	0,2 N	33,55	35,1	4,42
7	0,2 N	46,5	48,7	4,52
10	0,2 N	66,6	69,8	4,58
0	0,5 N	0	—	—
1	0,5 N	6,7	7,3	8,22
3	0,5 N	2,20	21,2	4,72
5	0,5 N	33,5	35,1	4,56
7	0,5 N	46,3	48,7	4,93
10	0,5 N	65,6	69,8	6,02

Valorile prezentate sunt media a 8 determinări.

cumulativă de efectele celorlalți ioni din soluție și întotdeauna este necesar să se precizeze modul de lucru și natura soluțiilor care se analizează.

Astfel în soluțiile clorhidrice aciditatea produce o micșorare a valorilor deviație galvanometrului aşa cum se observă și în tabela 9, iar erorile relative se ridică pînă la 8%. Rezultă că în cazul cînd se lucrează cu soluții clorhidrice trebuie să se folosească curbe etalon de lucru cu acid clorhidric.

Determinarea stronțiului în flacăra aer — acetilenă. Spre deosebire de flacăra cu propan, în flacăra aer-acetilenă benzile de oxid ale stronțiului sunt mai intense, deviațiile galvanometrului sunt de circa 7 ori mai mari, iar sensibilitatea de determinare este de aproximativ 0,2 p.p.m pentru o diviziune. Din tabelele 10 și 11 se observă că în intervalul 0,4—10 mg Sr/100 cmc eroarea relativă este sub 3%.

TABELA 12

Influența ionilor de potasiu și calciu asupra determinării stronțiului

Concentrația soluției		P o t a s i u			C a l c i u		
mg Sr 100cmc	mg Me 100 cmc	Deviația experimen-tală	Diferența de deviație pentru Sr	Eroare relativă %	Deviația experimen-tală	Diferența de deviație pentru Sr	Eroare relativă %
0	.5	10,9	—	—	5,7	—	—
1	5	67,75	56,85	26,61	56,7	51	13,59
3	5	177	166,1	15,67	158	152,3	6,06
5	5	285,5	274,6	10,75	258,2	252,5	1,81
7	5	385,5	374,6	8,58	360,6	354,9	2,87
10	5	534,3	523,4	5,46	507,8	502,1	1,17
0	10	21,3	—	—	10,8	—	—
1	10	76,35	55,05	22,61	61,5	50,7	12,91
3	10	185,8	164,5	14,56	161	150,2	4,59
5	10	209,5	188,2	8,55	262,3	251,5	1,41
7	10	390,4	369,1	6,98	361,8	351	1,74
10	10	541,2	519,9	4,76	508,3	497,5	0,24

Valorile experimentale sunt media a 8 determinări.

La prima vedere toate datele experimentale pledează pentru folosirea acetilenei, însă datorită nivelului de excitație superior, în flacăra de acetilenă deviațiile obținute pe filtrul Li 67 J sunt mai mari și pentru celealte elemente.

De asemenea sunt mai puternice interacțiunile ionilor din soluție. Din tabela 12 reiese că pentru potasiu și calciu erorile relative obținute după ce s-au executat

TABELA 10
Date experimentale pentru trasarea curbei etalon a strontiului. Flacăra aer-acetilenă

Concentrația soluției mg Sr/100 cmc	Deviația galvanometrului										Eroare maximă	Eroare relativă %
	Valori experimentale					Media						
1	44,3	44,6	45,5	44,5	45,4	45,3	45,2	44,7	44,9	0,6	1,34	
2	94	95	94,9	93,3	95,5	94,6	94,1	94,7	94,5	1,2	1,27	
3	140,4	142,7	145	141,6	145	147,1	142,4	144,8	143,6	3,5	2,44	
4	201,4	192,3	196,5	194,8	192,8	199,6	201	198	197	4,7	2,39	
5	247	243,9	248,5	252,4	249	247,6	246,6	248,9	248	4,4	1,77	
6	291,4	296	297	299	298,5	296,6	294,6	297	296,5	5,1	1,72	
7	341,4	344,5	351,5	342	348,1	350	334,1	346,6	345	10,9	3,16	
8	387,7	394	396,5	398,5	397,6	397	393	393,4	394,3	6,6	1,67	
9	448,5	434,2	448,1	449	444	449	445	444,9	446,3	12,1	2,71	
10	498,5	494	498,1	488	499	498,5	499	499,5	496,3	8,3	1,67	

TABELA 11
Date experimentale pentru trasarea curbei de etalonare a strontiului. Flacăra aer-acetilenă

Concentrația soluției în mg Sr/cmc	Deviația galvanometrului										Eroare maximă	Eroare relativă %
	Valori experimentale					Media						
0,1	3,8	3,85	3,85	4,2	4,0	3,85	3,9	3,9	3,9	0,3	7,69	
0,2	7,7	7,9	7,85	8,2	7,95	7,85	7,95	7,85	7,9	0,3	3,80	
0,3	11,6	11,85	12,05	12,1	12,5	12,3	12,35	12,1	12,1	0,5	4,13	
0,4	15,9	16,1	16,4	16,4	—	16,95	16,55	16,6	16,4	0,5	3,05	
0,5	21,15	21,1	21,2	21,5	21,0	21,6	21	21,7	21,3	0,4	1,88	
0,6	25,7	25,3	25,85	25,9	25,7	25,85	26	26,1	25,8	0,5	1,94	
0,7	30,35	30,15	30,5	30,5	30,85	30,9	30,8	30,9	30,7	0,55	1,79	
0,8	35,9	35,3	35,9	35,9	35,8	35,6	35,5	35,7	35,7	0,4	1,12	
0,9	40,8	40,2	40,8	40,5	40,6	40,9	40,7	40,7	40,7	0,5	1,23	
1	45,7	44,8	45,3	45,5	44,7	44,9	45	44,6	45	0,7	1,56	

corecțiile de selectivitate sînt foarte mari și anume pînă la 26,6% în cazul potasiului și pînă la 13,6% în cazul calciului. Pentru ambii ioni erorile descresc odată cu creșterea cantității de stronțiu din soluție, de unde rezultă că în soluțiile complexe, erorile cele mai mari se obțin pentru cazurile în care stronțiu este un element minor.

Pentru soluțiile în care stronțiu este însotit numai de un ion străin a cărui concentrație variază în limite largi se pot folosi curbe de corecție. Ca exemple prezentăm tabela 13 în care se arată influența ionilor de calciu asupra determinării stronțiului. În astfel de cazuri se recomandă să se folosească factori de corecție pentru a se reduce erorile.

TABELA 13
Influența ionului calciu la determinarea stronțiului

Concentrația soluției		Deviația experimen-tală	Deviația etalon	Corecție
mg Sr/100 cmc	mg Ca/100 cmc			
5	5	247,9	248	+ 0,1
5	10	251,1	248	- 3,1
5	25	265,6	248	- 17,6
5	50	284,6	248	- 36,6
5	100	326,6	248	- 78,6
5	150	365,6	248	-117,6

În flacăra aer-acetilenă stronțiu poate fi dozat folosind și linia spectrală de la 460 mμ așa cum reiese și din tabela 1. În acest caz sensibilitatea determinărilor este de aproximativ 2,6 p.p.m pentru o diviziune și eroarea relativă de dozare se află sub 2,5% în intervalul 3–10 mg Sr/100 cmc (tabela 14). Pentru valorile sub 3 mg Sr/100 cmc erorile de determinare cresc pînă la 11,5%.

Dacă însă, în soluție sînt și alți ioni eroarea este mai mare. În tabela 15 se prezintă influența ionilor de potasiu și calciu asupra determinărilor de stronțiu. Si în acest caz se observă o interinfluență între ionul de stronțiu și ceilalți ioni prezenti în soluție astfel încît citirile directe efectuate asupra soluțiilor complexe duc la erori mari. Chiar dacă se aplică corecțiile de selectivitate pentru filtrul de interferență, erorile depășesc mult pe acele obținute pentru soluții pure. Reiese că și pentru acest caz sînt necesare curbe de corecție, care se pot realiza mai ușor cînd stronțiu este însotit de un singur cation. La soluțiile cu complexitate mai mare, folosirea curbelor de corecție este anevoieasă. În acest caz sînt mai indicate metodele cu adaus de etalon sau cu adaus de probă în etalon (3).

Concluzii. Stronțiu se poate determina prin fotometrie directă folosind atât linia de la 4607,3 Å cît și benzile de oxid de stronțiu din regiunea 6861,4 Å – 6884,3 Å. Dozarea pe linia de la 4607,3 Å se poate executa cu suficientă sensibilitate numai în flacără aer – acetilenă deoarece în flacără aer-propan energia de emisie este

TABELA 14

Determinarea fotometrică a stronțiului pe filtrul cu $\lambda_{max} = 463 \text{ m}\mu$

mg Sr/100 cmc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Deviațiile galvanometrului	3,6	7,3	11,3	15,4	20,1	23,8	27,4	31	35,6	39
Eroarea relativă .	11,54	5,77	1,88	1,92	1,33	1,25	2,43	0,48	2,14	2,13

TABELA 15

Concentrația soluției		P o t a s i u			C a l c i u		
mg Sr 100 cmc	mg Me 100 cmc	Deviația experi- men-tală	Diferența de deviație pentru Sr	Eroare relativă %	Deviația experi- men-tală	Diferența de deviație pentru Sr	Eroare relativă %
0	5	0,1	—	—	1	—	—
1	5	4,1	4	11,10	4,6	3,6	0
3	5	12	11,9	5,31	11,85	10,85	3,98
5	5	19,55	19,45	3,23	19,65	18,65	7,21
7	5	27	26,9	1,82	26,8	25,8	5,84
10	5	37,15	37,05	5,00	37,45	36,45	6,54
0	10	0,35	—	—	2	—	—
1	10	4,6	4,25	18,05	5,6	3,6	0
3	10	12,85	12,5	10,62	12,95	10,95	3,10
5	10	20	19,65	2,24	19,95	17,95	10,69
7	10	27,1	26,75	2,37	27,05	25,05	8,58
10	10	37,55	37,2	4,62	37,65	35,65	8,59

Valorile experimentale sunt media a 6 determinări.

redusă și se obțin fotocurenți de mică intensitate. În intervalul din regiunea purpurie a spectrului, corespunzător benzilor de oxid amintite, energia de emisie este suficient de mare pentru a se putea lucra atât cu acetilenă cît și cu propan.

Determinarea stronțiului pe baza liniilor de oxid are avantajul că în regiunea purpurie spectrul de emisie propriu al flăcării aer-acetilenă este mult mai puțin

intens decât în regiunea 460 m μ . Astfel valoarea de corecție pentru apă, în cazul folosirii acetilenei, este de 8—9 diviziuni pentru filtrul 676 m μ , pe cînd la filtrul 463 m μ este de 22—23 diviziuni. Dacă se compară aceste valori cu deviațiile experimentale date de o soluție cu 10 mg Sr/100 cmc, se observă că pentru filtrul 676 m μ valoarea de corecție reprezintă sub 2% din valoarea citită pentru soluția de stronțiu, iar pentru filtrul 463 m μ această mărime este de 58%.

Totodată este de accentuat și faptul că sensibilitatea determinării este apreciabil mai mare în cazul folosirii benzilor de oxid de stronțiu.

Sensibilitatea obținută cu filtrul 463 m μ este de 2,6 p.p.m./diviziune iar cu filtrul 676 m μ este de 0,2 p.p.m./diviziune în cazul folosirii acetilenei și 1,4 p.p.m./diviziune la utilizarea propanului.

Determinarea spectrală a stronțiului cu filtrul 676 m μ permite dozarea lui mai exactă în prezența a mari cantități de calciu, decât în cazul folosirii filtrului 463 m μ .

TABELUL 16

Comparație între determinarea calciului și stronțiului prin fotometrie directă pe filtrele 463 m μ și 676 m μ

Flacăra	Concentrația soluției mg/100 cmc	Filtrul optic λ max. m μ	Diviziuni galvanometru	$\frac{\text{diviziuni Ca}}{\text{diviziuni Sr}} \times 100$
Aer-acetilenă	10 mg Ca	463	2	5,1
	10 mg Sr	463	39	
	10 mg Ca	676	10,8	2,2
	10 mg Sr	676	496,3	
Aer-propan	10 mg Ca	676	0,8	1,1
	10 mg Sr	676	69,8	

Pentru a scoate în evidență acest lucru, în tabelul 16 s-au comparat valorile deviațiilor calciului și ale stronțiului pe cele două filtre. Raportul $\frac{\text{diviziuni pentru } 10 \text{ mg Ca}}{\text{diviziuni pentru } 10 \text{ mg Sr}}$ este mult mai scăzut la filtrul 676 m μ decât la filtrul 463 m μ ; de asemenea este mult mai mic la propan decât la acetilenă.

În flacăra aer-propan, dozarea stronțiului cu filtrul 676 m μ are un avantaj în plus, deoarece efectele celorlalți ioni prezenți în soluție se pot considera ca mărimi

aditive, Prin simpla scădere a deviațiilor date de acești ioni se obțin rezultate destul de exacte, erorile relative depășind rareori 5%.

Singurul dezavantaj al determinării stronțiului ca oxid este marea influență a litiului, însă frecvența cuplului geochimic stronțiu-lituu este foarte redusă.

BIBLIOGRAFIE

1. GÂTĂ ELENA și GÂTĂ GHEORGHE. Determinarea sodiului, potasiului și calciului cu ajutorul fotometrului cu flacără. *D. S. Comit. Geol.* XLII p. 273—289 București, 1955.
2. GÂTĂ GHEORGHE și GÂTĂ ELENA. Determinarea sodiului, potasiului și calciului cu fotometrul cu flacără. *Metrologia aplicată* 2/10: 14—20. București, 1955.
3. GÂTĂ GHEORGHE și GÂTĂ ELENA. Determinarea sodiului, potasiului și calciului cu ajutorul fotometrului cu flacără folosind ca gaz combustibil metanul, propanul, aragazul și acetilena (Prima confațuire de spectrografie) București, 1957.
4. MAVRODINEANU R. și BOITTEUX H. L'analyse spectrale quantitative par la flamme. *Ed. Masson et Co.* Paris, 1954.
5. PARKS T. D., HILTON O. T. and LYKKEN LOPIS. Errors in the use of a model 18 Perkin Elmer Flame Photometer for the determination of alkali metals. *Anal. Chem.* 20: 822—825 — 1948.
6. SPECTOR T. Mutual interferences and elimination of calcium interference in Flame Photometry. *Anal. Chem.* 27:1452—1455. 1955.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОНЦИЯ ПРЯМЫМ ФОТОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

ЕЛЕНА ГЫЦЭ, Г. ГЫЦЭ

(Краткое содержание)

Стронций можно определить прямым фотометрическим методом при помощи линии испускания элемента в 4607,3 Å и при помощи группы пурпуровых полос, испускаемых окислом стронция в интервале 6861,4 Å—6884,5 Å. Исследования произведены при помощи пламенного фотометра Карл Цейсс Иена тип III с интерференционными фильтрами $Sr\ 46\ J/\lambda_{max} = 463\ \text{ммк}$ $Li\ 67\ J/\lambda_{max} = 676\ \text{ммк}$, при этом применялись горючие газы пропан и ацетилен.

Дозировка стронция при помощи фильтра 676 ммк. гораздо точнее чем при помощи фильтра 463 ммк. Чувствительность анализа при помощи первого

фильтра равна 1,4 части на мил. на деление при употреблении пламени воздух-пропан и 0,2 час. на мил. на деление при пламени воздух-ацетилен. Используя полосу полученную фильтром 463 ммк чувствительность достигает только 2,6 части на мил. на деление при воздушно-ацетиленовом пламени, а при пламени воздух-пропан отклонения являются такими незначительными что определение становится неточным.

Кроме большей чувствительности, определение стронция на основании линии интенсивности окисла стронция имеет еще и то преимущество что в участке пурпурных колебаний спектр испускания пламени гораздо интенсивнее чем в участке 460 ммк. По этой причине значение поправки на воду, при употреблении ацетилена равняется 8—9 делениям для фильтра 676 ммк, в то время как для фильтра 463 ммк. она равняется 22—23 делениям. Сравнивая эти значения с экспериментальными отклонениями, наблюдаемыми при употреблении раствора в 10 мг. стронция на 100 куб. см, установлено что для фильтра 676 ммк. значение поправки равняется менее чем 2% указанного значения, в то время как для фильтра 463 ммк. оно равняется 58%.

Определение стронция при помощи пламени воздух-пропан. В этом случае можно пользоваться только фильтром в 676 ммк.; при работе с чистым раствором хлористого стронция (таб. 2), относительная погрешность не превышает 3%. Для сложных растворов, содержащих и другие катионы относительная погрешность увеличивается до 7,5%.

Эта разница по сравнению с эталонной кривой чистых растворов объясняется селективностью интерференционного фильтра и совместным возбуждением ионов в пламени. Селективность фильтра 676 ммк. растет для ряда Li—Sr—K—Ba—Ca—Na—Mg (таб. 3). Влияние прочих ионов не проявляется только как совмещенный эффект, вызванный селективностью интерференционного фильтра. Равновесие распада, окисления и т.д. происходящих в пламени сильно изменяются в присутствии других катионов и вследствие этого, отклонения в сложных растворах отличаются от эталонных значений.

Если принять во внимание только совместный эффект и высчитать отклонения для стронция, пересчитанные значения будут зависеть от находящихся в растворе катионов и будут уменьшаться для ряда Li, Na, K, Ba, Ca, Mg, то есть для Li, Na, и K значения будут выше эталонных, барий дает различные значения, которые колеблются в пределах экспериментальных погрешностей, значения Ca и Mg. получаются ниже эталонных для чистых растворов. Если находящиеся в растворе катионы не превращают концентрации 10мг/100 куб. см., то относительная погрешность будет ниже 5%, за исключением лития, дающего погрешность до 7,5%. (таб. 4—8).

При более значительной концентрации катионов, относительная погрешность увеличивается и следует ввести поправки по кривой поправок. Повышенная кислотность уменьшает значение отклонений (таб. 9).

Определение стронция в пламени воздух-ацетилен. Применяя фильтр 676 мкм, дозировка стронция в интервале 0,4—10 мг/100 куб. см. производится с погрешностью не превышающей 3% (таблицы 10—11).

Когда вместе со стронцием находятся и другие ионы, относительные погрешности получаемые в результате внесения только поправок на селективность бывают очень значительными и могут превысить 25% (таб. 12). Для уменьшения погрешности следует применять корректурные кривые (таб. 13).

При использовании фильтра 463 мкм, в интервале 3—10 мг стронция на 100 куб. см. относительная погрешность не превышает 2,5% (таб. 14).

Если раствор содержит и другие ионы, то погрешность достигает 12 %.

Выводы: определение стронция при помощи фильтра 676 миллимикронов имеет следующие преимущества: большую чувствительность, спектр испускания пламени меньше, а относительная селективность по отношению к кальцию является большей. (таб. 16)

DÉTERMINATION DU STRONTIUM PAR PHOTOMÉTRIE DIRECTE

PAR

ELENA GÂTĂ et GHEORGHE GÂTĂ

(Résumé)

Le strontium peut être déterminé par photométrie directe en utilisant la raie d'émission 4607,4 Å et le groupe de bandes pourpres de l'oxyde de strontium de l'intervalle 6861,4 Å — 6884,5 Å. Les recherches ont été effectuées à l'aide d'un photomètre de flamme Karl Zeiss Jena, modèle III, pourvu de filtres d'interférence Sr 46 J (λ max. = 463 m μ) et Li 67 J (λ max. = 676 m μ) et en employant comme gaz de combustion le propane et l'acétylène.

Le dosage de strontium à l'aide du filtre 676 m μ est beaucoup plus précis que la détermination à l'aide du filtre 463 m μ . La sensibilité obtenue avec le premier filtre est de 1,4 ppm./division dans la flamme air-propane et de 0,2 ppm./division dans la flamme air-acétylène. Pour la bande 463 m μ la sensibilité est à peine de 2,6 ppm./division dans la flamme air-acétylène et dans la flamme air-propane les déviations sont si petites que la détermination devient imprécise.

La détermination du strontium à l'aide des bandes d'oxyde présente encore l'avantage que dans la zone couleur pourpre, le spectre d'émission propre à la flamme est moins intense que dans la zone $460\text{ m}\mu$. En conséquence, la valeur de la correction pour l'eau, lorsqu'on emploie l'acetylène, est de 8—9 divisions pour le filtre $676\text{ m}\mu$, tandis que pour le filtre $463\text{ m}\mu$ la correction est de 22—23 divisions. Si l'on compare ces valeurs avec les déviations expérimentales résultées d'une solution $10\text{ mg Sr}/100\text{ cmc}$, on note que pour le filtre $676\text{ m}\mu$ la valeur de correction est au-dessous de 2% de la valeur enregistrée et pour le filtre $463\text{ m}\mu$, cette valeur atteint 58%.

Détermination du strontium dans la flamme air-propane. Dans ce cas on peut utiliser seulement le filtre $676\text{ m}\mu$; lorsqu'on travaille avec des solutions pures de chlorure de strontium (tableau 2) l'erreur relative est inférieure à 3%. Pour les solutions complexes, qui contiennent aussi d'autres cations, l'erreur relative augmente jusqu'à 7,5%. Ces variations par rapport à la courbe-étalon des solutions pures résultent de la sélectivité du filtre d'interférence et de la coexcitation des ions dans la flamme. La sélectivité du filtre $676\text{ m}\mu$ s'accroît dans la série Li—Sr—K—Ba—Ca—Na—Mg (tableau 3). L'influence des autres ions de la solution ne se ressent pas seulement comme effet cumulatif dû à la selectivité du filtre d'interférence. Les équilibres de dissociation, d'oxydation etc. qui se produisent dans la flamme se modifient beaucoup en présence d'autres cations étrangers et c'est pourquoi les déviations obtenues dans les solutions complexes s'écartent des valeurs-étalons.

Si l'on considère seulement l'effet cumulatif et l'on calcule les déviations correspondant au strontium, alors les valeurs recalculées sont dépendantes des cations présents et diminuent en même temps que la série Li, Na, K, Ba, Ca, Mg c'est-à-dire pour Li, Na et K, on obtient des valeurs supérieures aux valeurs-étalons, le barium produit des variations dans les limites des erreurs expérimentales et Ca et Mg accusent des valeurs inférieures aux valeurs-étalons des solutions pures. Si les cations présents ne dépassent pas des concentrations $10\text{ mg}/100\text{ cmc}$, l'erreur relative est inférieure à 5% à l'exception du lithium qui produit des erreurs jusqu'à 7,5% (tableaux 4—8).

Lorsque la concentration des cations est plus élevée l'erreur relative s'accentue et l'on emploie des courbes de correction. L'acidité produit la diminution de la valeur des déviations (tableau 9).

Détermination du strontium dans la flamme air-acetylène. Lorsqu'on emploie le filtre $676\text{ m}\mu$, le dosage de strontium dans l'intervalle $0,4—10\text{ mg Sr}/100\text{ cmc}$ est effectué avec une erreur inférieure à 3% (tableaux 10—11). Si le strontium est accompagné d'autres ions, les erreurs relatives, obtenues après l'application des corrections de sélectivité, sont très élevées, pouvant dépasser 25% (tableau 12).

Afin d'obtenir la diminution des erreurs il faut utiliser des courbes de correction (tableau 13).

Dans le cas du filtre $463 \text{ m}\mu$ pour l'intervalle 3—10 mg Sr/100 cmc l'erreur relative est inférieure à 2,5% (tableau 14). Si la solution contient aussi d'autres ions, l'erreur arrive jusqu'à 12%.

Par conséquent, nous préférons la détermination de strontium au moyen du filtre $676 \text{ m}\mu$, étant donné sa sensibilité plus élevée, un spectre propre de la flamme plus petit et une plus grande sélectivité relative, par rapport au calcium (tableau 16).

DETERMINAREA SESQUIOXIZILOR LIBERI DIN SOLURI ȘI SEDIMENTE¹⁾

DE
ELENA GÂTĂ, GHEORGHE GÂTĂ

Pentru a explica comportarea fizico-chimică a mineralelor argiloase este necesar nu numai determinarea tipului structural cu ajutorul razelor X, analizei termice diferențiale, etc., dar și determinarea a însăși compoziției chimice a acestora, precizând înlocuirile izomorfe din rețea, pe baza analizelor chimice (9). Deoarece analiza chimică globală însumează, pe lîngă mineralele argiloase, toți ceilalți constituenti mineralogici ai sedimentului, ca: fragmente de roci, minerale mai mult sau mai puțin alterate, cuarț, oxizi liberi de fier, aluminiu și mangan, este necesar să se separe fracțiunile granulometrice în care mineralele argiloase sunt concentrate, căutând totodată să se eliminate sau să se determine cât mai precis mineralele străine.

Cercetări amănunțite asupra repartiției mineralelor în fracțiile granulometrice au arătat că în fracția sub 1 μ mineralele argiloase nu sunt însoțite, în general, decât de cuarț și sesquioxizi liberi.

Determinarea cuarțului se face relativ ușor prin analiză termică diferențială și difracția razelor X, pe cind determinarea oxizilor liberi de fier, aluminiu și mangan nu se poate realiza cu precizie decât pe cale chimică (11). Metodele chimice de determinare se bazează pe trecerea în soluție a sesquioxizilor liberi prin reducere într-o soluție acidă. Metodele preconizate se deosebesc în primul rînd după agentul reducător folosit și anume: hidrogen sulfurat (5), hidrosulfit de sodiu (8, 10) și hidrogen în stare născîndă (2, 5).

În metoda descrisă de TRUOG (5), în interiorul suspensiei argiloase se dezvoltă H_2S în stare născîndă prin acțiunea acidului oxalic asupra Na_2S ; extracția are loc la un pH 3,5 iar separarea și spălările cu soluție clorhidrică de $NaCl$ se fac prin centrifugare. Procedeul este incomod și complicat datorită numărului relativ mare

¹⁾ Comunicare în ședință din 29 mai 1959.

de extractii, controlului continuu al pH-ului și formării unui reziduu de sulf liber și oxalat de fier.

MACKENZIE (8, 10) folosește ca agent reducător hidrosulfitul de sodiu. Oxizii de fier liberi sunt trecuți în soluție prin reduceri repetitive cu hidrosulfit de sodiu, urmate de extractii cu acid clorhidric n/20. În acest procedeu este atacată rețeaua mineralelor argiloase deoarece se lucrează în sistem netamponat.

DION (2) folosește hidrogenul în stare născindă pentru reducerea și dizolvarea oxizilor de fier liberi din soluri, utilizând acțiunea tartratului de amoniu asupra aluminiului. Separarea soluției de extractie se face prin centrifugare iar reziduul se spală cu o soluție acidulată la un pH 3.

Pe lîngă faptul că reducerea nu este suficient de energetică, metoda prezintă neajunsul de a determina cu eroare mare aluminiul extras.

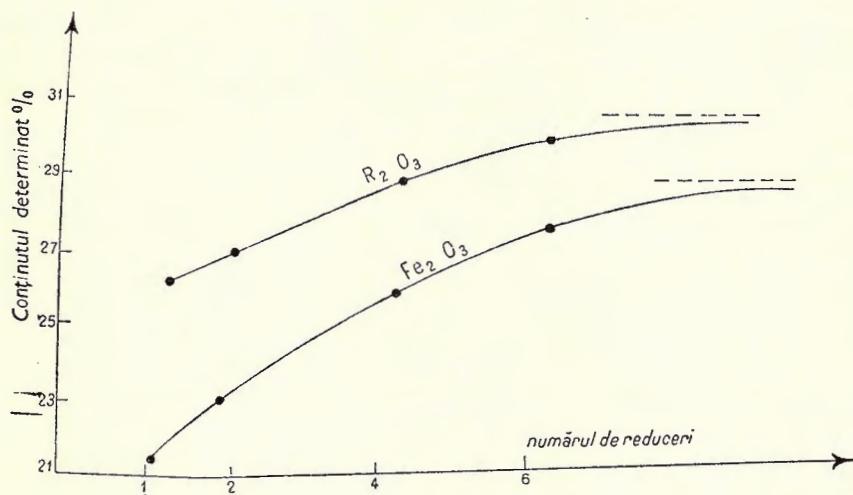
În metoda lui JEFFRIES, reducerea oxizilor de fier liberi se realizează la cald, prin acțiunea acidului oxalic asupra magneziului metalic, într-o soluție-tampon acid oxalic-oxalat de potasiu. Separarea soluției de extractie și spălarea cu o soluție de clorură de sodiu 5% se face prin centrifugare. Diferența dintre greutatea inițială și suma: greutate finală plus conținutul în humus și carbonați este considerată egală cu sesquioxizii liberi.

În toate metodele expuse mai sus separările și spălările se fac prin centrifugare și dau naștere la erori, deoarece se pierde din probă, în sediment rămîne clorura de sodiu, spălările se fac greu, etc. Dintre aceste metode este preferabilă ultima care este mai simplă deși dă rezultate puțin exacte, sesquioxizii fiind calculați prin diferență. Deoarece nici materialul organic și nici carbonați nu pot fi determinați foarte precis este necesară dozarea directă a sesquioxizilor în soluția obținută după dizolvarea lor. În vederea determinării directe a sesquioxizilor liberi se prezintă în lucrarea de față o primă modificare a metodei lui JEFFRIES, eliminînd centrifugarea.

În acest scop, după ce s-au îndepărtat carbonați cu acid clorhidric n/10 și materialul organic cu apă oxigenată 10% se tratează sedimentul cu 40 cmc oxalat de potasiu 10%, se încălzește pe baia de apă la 60—70°C și se adaugă 10 cmc acid oxalic 9,5%. Se scufundă o panglică de magneziu timp de 3—5 minute în suspensia a cărei temperatură se menține la 90°C. După ce s-a îndepărtat banda de magneziu se adaugă 5 cmc acid oxalic 9,5%, se continuă încălzirea încă 5 minute, se decantează soluția limpede pe un ultrafiltru de colodiu și se spală de trei-patrui ori cu o soluție de clorură de sodiu 5%. Dacă argilele nu devin albe sau gri se reia operația de reducere de mai multe ori. După terminarea reducerii se trece materialul pe ultrafiltru și se spală cu clorură de sodiu 5% de trei-patrui ori.

Sărurile din filtrat sunt trecute în cloruri prin tratare cu un amestec de acid azotic și acid clorhidric pentru distrugerea oxalațiilor și apoi numai cu acid clorhidric pentru îndepărtarea acidului azotic. Se separă și se purifică hidroxizii prin

precipitări repetate cu NH_4OH în prezență de NH_4Cl . Hidroxizii astfel purificăți se dizolvă în H_2SO_4 diluat și se aduc la balon cotat. În părți alicote se dozează suma sesquioxizilor gravimetric, fierul prin titrare cu permanganat, după ce a fost redus cu cadmiu electrolitic, manganul colorimetric oxidindu-l la permanganat



Solubilizarea sesquioxizilor și oxidului de fier liber în funcție de numărul de reduceri la proba 58 Argilă apțiană. Valea Agi Cabul.

cu persulfat de amoniu în mediu sulfuric și titanul tot colorimetric, prin oxidare cu apă oxigenată în mediu sulfuric.

Sistemul adoptat dă rezultate mai bune decât metoda lui JEFFRIES de la care s-a pornit, dar prezintă destule neajunsuri. Folosind magneziu în procesul de reducere, soluția își mărește treptat pH-ul în cursul reducerii și trecerea fierului în soluție descrește în timp. Ca urmare, este necesar să se repete operația de reducere de mai multe ori. Astfel, în cazul sedimentelor bogate în sesquioxizi sunt necesare mai mult de patru-cinci reduceri cu magneziu, aşa cum reiese din figură. Cu cât reducerea se repetă de mai multe ori, cu atât valoarea obținută se apropiă de o valoare-limită, valoarea probabilă a conținutului în sesquioxizi.

În al doilea rînd reducerea cu magneziu, mai ales în cazul repetării operației, conduce la soluții concentrante, cu tărzie ionică mare, unde precipitarea și separarea sesquioxizilor se face dificil și nu totdeauna cantitativ.

Pentru determinarea preciziei metodei, în tabloul 1 se prezintă cîteva date pentru mai multe probe luate în paralel. Se constată că repetarea operației de reducere nu are nici o influență asupra rețelei cristaline, deoarece la probele lipsite de sesquioxizi liberi nu trece fier și aluminiu în soluție nici după șase reduceri.

Reproductibilitatea rezultatelor la același număr de reduceri este mică, erorile relative depășind uneori valoarea de 10%.

Pentru a micșora concentrația soluției obținute în vederea separării sesquioxizilor este necesar să se folosească un alt mijloc de producere a hidrogenului în stare născindă, fără a introduce alți ioni în soluție. Astfel s-a ajuns la folosirea reducerii electrochimice, care s-a dovedit o metodă precisă, rapidă și comodă.

Odată cu avantajul eliminării magneziului ca reducător și deci ca ion în soluția de analizat, metoda conduce la micșorarea conținutului de ioni sodiu, deoarece este suficientă o singură reducere, rareori fiind necesară repetarea acestei operații. În felul acesta se folosește la spălări o cantitate mult mai mică de soluție de clorură de sodiu.

Final s-a adoptat următorul mod de lucru:

Se cintăresc 0,5—2 g probă trecută prin sita de 1 mm, după conținutul probabil de sesquioxizi liberi, și se trece proba într-un pahar Berzelius formă joasă de 150 cmc.

TABLOUL 1

Conținutul în sesquioxizi liberi determinat prin metoda reducerii cu magneziu

Numărul de reduceri:	1		2		4		6	
	R ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	R ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	R ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	R ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %
58, argilă apitană, V. Agi Cabul (r. Medgidia)	22,25 27,60	18,63 21,36	28,10 —	24,38 —	29,15 28,02	26,35 25,10	31,30 —	29,03 —
69, argilă barremiană, Medgidia	1,01 0,96	0,88 0,77	1,32 —	1,13 —	— —	— —	— —	— —
1, caolin spălat Aghireș (r. Huedin)	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	0 0	0 0
4, caolin spălat Zettlitz (C.S.R.)	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —
156, argilă cenomaniană, D. Armutli (r. Medgidia)	0 —	0 —	0 —	0 —	0 0	0 0	0 —	0 —
110, argilă apitană, Cuza-Vodă (r. Medgidia)	1,02 0,87	0,96 0,84	1,34 —	1,13 —	1,42 —	1,26 —	1,51 1,69	1,46 1,49

Dacă proba conține peste 4% carbonați, aceștia sunt descompuși la rece prin tratare cu o cantitate stoechiometrică de acid clorhidric n/10. După o oră se decantează sau se pipetează lichidul limpede de deasupra. Se tratează apoi cu apă oxigenată 10% pentru a se îndepărta materialul organic și apoi se evaporă la sec.

Se adaugă 40 cmc dintr-o soluție de oxalat de potasiu 10%, se agită bine, apoi se încălzește pe baie de apă și se adaugă 10 cmc dintr-o soluție de acid oxalic 9,5%. Se ia de pe baia de apă și se trece la o reducere electrochimică folosind o sită de platin de 20–25 cmc drept catod și un fir de platin drept anod (cufundat în soluție aproximativ 5 mm). Tensiunea de lucru este de 6–6,3 V sub un curent de 0,6–0,9 A, durata operației fiind, în general, de 30 minute. Se îndepărtează electrozii, se adaugă 5 cmc acid oxalic 9,5%, apoi se încălzește timp de 5 minute pe baia de apă la 60–70°C (argilele devin albe, gri sau gri-verzui).

Se filtrează imediat printr-o membrană de colodiu și se spală de aproximativ șase ori cu o soluție de clorură de sodiu 5%.

În filtrat se determină suma sesquioxizilor, fierul, manganul și titanul prin metodele amintite mai sus.

TABLOUL 2
Reproducerea rezultatelor în metoda cu reducere electrochimică

Proba	Valori experimentale				Diferență			
	R ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	TiO ₂ %	R ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	TiO ₂ %
58, argilă aptiană, Agi Cabul (r. Medgidia)	32,27 32,01	31,25 31,26	0 0	0 0	0,26	0,01	—	0
49, argilă caolinică, Defcea (r. Medgidia)	2,43 2,50	2,42 2,49	— —	— —	0,07	0,07	—	—
148 a, argilit, V. Boasgicului (r. Hirșova)	1,52 1,55	1,15 1,19	— —	— —	0,03	0,04	—	—
110, argilă caolinică, Cuza-Vodă (r. Medgidia)	1,96 2,00	1,81 1,86	— —	0 0	0,04	0,05	—	0
81, hidrogöthit, Urali (U.R.S.S.)	81,85 81,20	80,35 80,69	— —	— —	0,65	0,34	—	—
111, argilă caolinică, V. Agi Cabul (r. Medgidia)	0,18 0,16	— —	— —	— —	0,02	—	—	—
155, șisturi verzi, Năvodari (r. Medgidia)	3,23 3,22	2,69 2,64	0,023 0,021	— —	0,01	0,05	0,002	—
Sol de la 40–60 cm, Terasa Secașului	5,53 5,55	3,74 3,80	0,072 0,076	0,050 0,054	0,02	0,06	0,004	0,004
Cernoziom ciocolatiu, 40–58 cm, Movila Albă	2,50 2,36	1,75 1,68	0,068 0,070	— —	0,14	0,07	0,02	—
Sol brun-gălbui 0–13 cm, S V. Cîrțișoara	3,55 3,65	2,37 2,39	0,070 0,074	— —	0,10	0,02	0,04	—

Ca precizie analitică, reducerea electrochimică este net superioară metodelor cunoscute pînă în prezent. În tabloul 2 sunt prezentate o serie de rezultate la probe lucrate în dublu. Diferențele obținute sunt mici, arăind o reproductibilitate bună. În plus, metoda de reducere electrochimică oferă avantajul de a se determina comod suma sesquioxizilor (R_2O_3), Fe_2O_3 , MnO și TiO_2 .

Dacă se mărește timpul de reducere, valorile obținute pentru sesquioxizii liberi rămîn în general aceleasi, ceea ce demonstrează că în sistemul tamponat acid oxalic-oxalat de potasiu rețeaua mineralelor argiloase nu este atacată nici cînd se prelungescă timpul de reducere (tabl. 3).

TABLOUL 3
Variatia conținutului sesquioxizilor liberi în funcție de timpul de reducere¹⁾

P r o b a	30 minute		60 minute	
	R_2O_3 %	Fe_2O_3 %	R_2O_3 %	Fe_2O_3 %
81, hidrogöhit, Urali (U.R.S.S.)	80,69	79,85	81,52	80,52
58, argilă aptiană, V. Agi Kabul (r. Medgidia)	31,35	31,03	32,14	31,25
31, bauxit, Remeți (r. Alejd)	19,46	18,22	20,21	18,25
110, argilă aptiană, Cuza-Vodă (r. Medgidia) .	2,04	1,86	2,05	1,84
148, argilit, V. Boasgicului (r. Medgidia) . . .	1,55	1,17	1,54	1,16
103, loess, Cuza-Vodă (r. Medgidia)	2,03	1,65	2,04	1,67

¹⁾ Reducerea s-a făcut în prezență unei cantități duble de soluție-tampon pentru probele cu peste 15% R_2O_3 .

TABLOUL 4
Compararea rezultatelor obținute prin reducere cu magneziu și reducere electrochimică

P r o b a	Reducere cu Mg		Reducere electrochimică	
	R_2O_3 %	Fe_2O_3 %	R_2O_3 %	Fe_2O_3 %
81, hidrogöhit, Urali (U.R.S.S.)	76,97	72,19	81,53	80,52
58, argilă aptiană, V. Agi Kabul (r. Medgidia)	31,30	29,03	32,14	31,26
1, caolin, Aghireș (r. Huedin)	0	0	0	0
4, caolin Zettlitz (C.S.R.)	0	0	0	0
10, bentonit, V. Chioarului (r. Șomcuța Mare)	0	0	0	0
14, bentonit, V. Chioarului (r. Șomcuța Mare)	0	0	0	0
69, argilă barremiană, Medgidia	1,32	1,13	1,30	1,14
83, clorit grezos, V. Casimcea (r. Hirșova)..	0,81	0,63	0,99	0,75
156, argilă cenomaniană, D. Armutli (r. Medgidia)	0	0	0	0
148, argilit, V. Boasgicului (r. Medgidia) . . .	1,34	1,16	1,55	1,17
329, argilă sarmațiană, Sipote (r. Adam Clisi)	0,21	0,25	0,56	0,43
348, bentonit, Răzoare (r. Tg. Lăpuș)	—	0,09	—	0,12

Este remarcabil faptul că numai pentru probele foarte bogate în sesquioxizi (cu peste 15% oxizi liberi) este necesară o reducere cu durată peste 30 minute pentru a extrage întreaga cantitate de sesquioxizi. Pentru restul probelor reducerea poate avea o durată de 10–20 minute.

Comparând rezultatele obținute la aceleași probe prin metoda cu reducere cu magneziu și metoda cu reducere electrochimică (tabl. 4), se ajunge la concluzia că în prima metodă se obțin valori mai mici atât la probele cu conținut redus cît și la cele cu conținut mare de sesquioxizi liberi. La metoda cu magneziu este necesar să se execute un număr mare de operații de reducere pentru a se obține valori din ce în ce mai concordante cu metoda două, dar în acest caz concentrația soluției este foarte ridicată datorită prezenței magneziului întrebuințat la reducere și a sodiului din soluția de spălare. În aceste condiții separarea cantitativă a sesquioxizilor este nesigură.

Procesul de separare a sesquioxizilor și rezistența chimică a rețelei mineralelor argiloase

Pentru a arăta că în metoda adoptată nu sunt mobilizați ioni din rețeaua mineralelor argiloase este necesar să se verifice dacă tratamentele cu acid clorhidric și apă oxigenată, precum și reducerea electrochimică nu atacă aceste minerale.

Îndepărțarea carbonațiilor se realizează cu HCl n/10, la rece. În acest caz, se folosește de obicei o cantitate stoechiometrică de acid aplicată în două etape. La probele cu un conținut sub 4% CaCO_3 nu se mai îndepărtează carbonații cu HCl deoarece acest lucru se realizează în timpul reducerii electrochimice.

Dacă se efectuează o serie de analize în care pretratamentul cu acid clorhidric se execută în două și trei etape, întrebunțind de fiecare dată jumătate din cantitatea stoechiometrică necesară, remarcăm că valorile obținute la tratamentul cu HCl în trei etape sunt în general mai mari decât cele obținute la tratamentul în două etape, diferențele fiind sub 0,15% pentru R_2O_3 , sub 0,10% pentru Fe_2O_3 și sub 0,005% pentru MnO.

În procesul de reducere electrochimică, deși se folosește un amestec-tampon de acid oxalic-oxalat de potasiu cu pH-ul 3,85, totuși poate avea loc o descompunere a mineralelor silicatace în cazul când concentrația ionilor H depășește o anumită limită. Într-adevăr, determinându-se valoarea pH a unor suspensii de 2 g sediment în 50 cmc amestec-tampon s-au obținut valori de la 3,76 pînă la 4,10, deși pH-ul sedimentelor (raportul sediment/apă 1:2,5) varia de la 2,2 la 8,5. După o reducere electrochimică de o oră, valoarea pH a suspensiei crește cu 0,2 pînă la 0,5 pH; final, după adăugarea celor 5 cmc de acid oxalic, pH-ul coboară cel mult la 3,5. Această valoare este probabil superioară limitei sub care începe să fie atacată rețeaua mineralelor argiloase. Pentru a se dovedi că rețeaua nu este atacată

TABLOUL 5

Influența tratamentului cu acid clorhidric la extracția sequioxizilor

Proba	CaCO ₃ %	Două tratări cu 1/2 cantitate stoechiometrică			Trei tratări cu 1/2 cantitate stoechiometrică		
		R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
287, loess, Rasova (r. Medgidia) . . .	17,43	1,44	1,20	—	1,57	1,26	—
69, argilă barremiană, Medgidia . . .	16,03	1,23	1,10	—	1,30	1,14	—
309, argilă sarmațiană, Sipote (r. Adam Clisi)	33,40	1,14	1,06	—	1,06	0,98	—
53, loess, Orlea Nouă (r. Corabia) . . .	14,53	1,39	1,11	0,032	1,25	1,13	0,035
278, lehm, Balta Baciului (r. Medgidia)	24,25	2,29	1,88	—	2,29	1,94	—
150, lehm, Năvodari (r. Medgidia) . . .	12,59	2,49	1,88	0,020	2,56	1,90	0,020
Sol de la 80–100 cm, Movila Albă (r. Slobozia)	11,71	2,60	1,74	0,050	2,66	1,88	0,051
Sol de la 185–205 cm, Crucea de Sus (r. Panciu)	5,04	2,57	1,86	0,071	3,04	1,95	0,076
Sol de la 170–180 cm, Străoane de Jos (r. Panciu)	21,73	2,30	1,75	0,046	2,63	1,77	0,049

la această valoare pH, s-au executat determinări de higroscopicitate, analize termice diferențiale și determinări de adsorbție a apei prin metoda Enslin (3) asupra unor sedimente, înainte și după tratamentul pentru extragerea sesquioxizilor liberi.

Apa higroscopică nu variază în urma aplicării procedeului cu reducere electrochimică, pe cind un tratament cu acid clorhidric n/2 la cald produce variații mari,

TABLOUL 6

Efectul tratamentului cu reducere electrochimică asupra apei higroscopice¹⁾

Proba	Fără trata- ment	Tratament cu reducere electro- chimică	Tratament cu HCl n/2 la cald
1 a, caolin, Aghireș (r. Huedin)	1,12	1,09	1,01
4, caolin, Zettlitz (C.S.R.)	0,53	0,53	0,42
10, bentonit, V. Chioarului (r. Șomcuța Mare)	8,49	8,52	5,27
14, bentonit, V. Chioarului (r. Șomcuța Mare)	8,06	8,13	3,96
103, loess, Cuza-Vodă (r. Medgidia)	0,16	0,16	0,29

¹⁾ Inițial argilele s-au adus la constantă în vid (2 mm Hg) la un conținut de umiditate corespunzător unei soluții de acid sulfuric 10%.

îndicind atacarea rețelei (tabl. 6). Și curbele termice diferențiale, ca și valorile privind adsorbția apei, sunt practic neschimbate (tabl. 7). Diferențele observate sunt provenite din erorile experimentale și din slaba macerare a sedimentului în urma tratamentului chimic. Prin urmare, tratamentul de extragere a sesquioxizilor liberi prin reducere electrochimică în soluție-tampon acid oxalic — oxalat de potasiu nu mobilizează elemente din rețeaua mineralelor argiloase. În sprijinul acestei afirmații pot fi citate de asemenea toate analizele care au dat valori nule pentru sesquioxizii liberi: P₁ caolin de Aghireș, P₄ caolin de Zettlitz, P₁₀ și P₁₄ Bentonit de Valea Chioarului (montmorillonit), P₁₅₆ Argilă—Armutli (illit și beidellit) etc.

TABLOUL 7

Efectul procesului de extracție a sesquioxizilor liberi din sedimente, asupra rețelei mineralelor argiloase

Proba	Analiza termică diferențială			Adsorbția apei după 24 ore cmc/g	
	Poziția buclei		Raportul suprafețelor ¹⁾	Înainte de tratament	După tratament
	Înainte de tratament	După tratament			
1, caolin Aghireș (r. Huedin) . . .	602	598	0,94	0,91	0,96
4, caolin Zettlitz (C.S.R.)	597	599	1,02	0,85	0,82
10, bentonit V. Chioarului (r. Șomcuța Mare)	702	709	1,04	1,40	1,66
11, bentonit V. Chioarului (r. Șomcuța Mare)	713	711	1,07	2,89	3,07
111, argilă aptiană, Agi Cabul (r. Medgidia)	585	587	1,09	0,79	0,78
148, argilit V. Boasigicului (r. Medgidia)	586	580	1,01	0,95	1,02

¹⁾ Raportul dintre suprafața buclei după tratament și suprafața buclei înainte de tratament.

Natura cristalochimică a mineralelor mobilizate

După ce s-a stabilit că acest tratament de extracție a sesquioxizilor liberi nu mobilizează elemente din rețeaua mineralelor argiloase, este necesar să precizăm ce minerale sunt solubilizate.

Pentru aceasta au fost comparate analizele termice diferențiale (4, 6, 7, 11) executate asupra materialului brut și asupra materialului obținut după tratament, la trei probe:

81, hidrogöthit de Urali (80,52% Fe₂O₃), 31, bauxită de la Remetei (18,25% Fe₂O₃) și 58 argilă aptiană de la Agi Cabul (31,25% Fe₂O₃).

În cazul hidrogöthitului, după extracție, rămîn ca rezidiu insolubil, numai granule de cuarț și fragmente de rocă care însumează 4—5%, dovedind, într-adevăr, că acest mineral este total solubilizat.

Din planșa anexă se observă că tratamentul pentru extragerea sesquioxizilor are ca efect suprimarea buclelor endotermice de la 318°C (hidrolepidocrocit) pentru bauxit și cea de la 356°C (hidrogöthit) pentru Apțianul de la Agi Cabul. Acest efect endotermic al probei 58 (a) nu explică prezența cantității de 31% Fe_2O_3 extras și deci constituie un argument că în probă există hematit — $\alpha \text{Fe}_2\text{O}_3$ — (11). Din comparația analizelor referitoare la proba 58 se observă că rețeaua mineralelor argiloase nu este modificată, deoarece efectele de la 145°C și 580°C se păstrează și se amplifică prin concentrarea în aceste componente termic active. Mărirea buclei diasporului din jurul temperaturii de 540°C dovedește că oxizi de aluminiu bine cristalizați nu sunt mobilizați în procesul de extracție.

Cantitatea foarte redusă de oxizi de mangan prezente în soluri și argile face imposibilă precizarea naturii mineralogice a acestora. Totuși, dacă se compară valorile obținute pentru MnO total și MnO liber extras prin procedeul cu reducere electrochimică (tabl. 8) se observă că, în argilele din sedimente, Mn aparține aproape exclusiv rețelei mineralelor silicatace, pe cînd în soluri este prezent în majoritate sub formă de oxizi liberi.

TABLOUL 8

Comparație între MnO total și MnO liber din soluri și sedimente

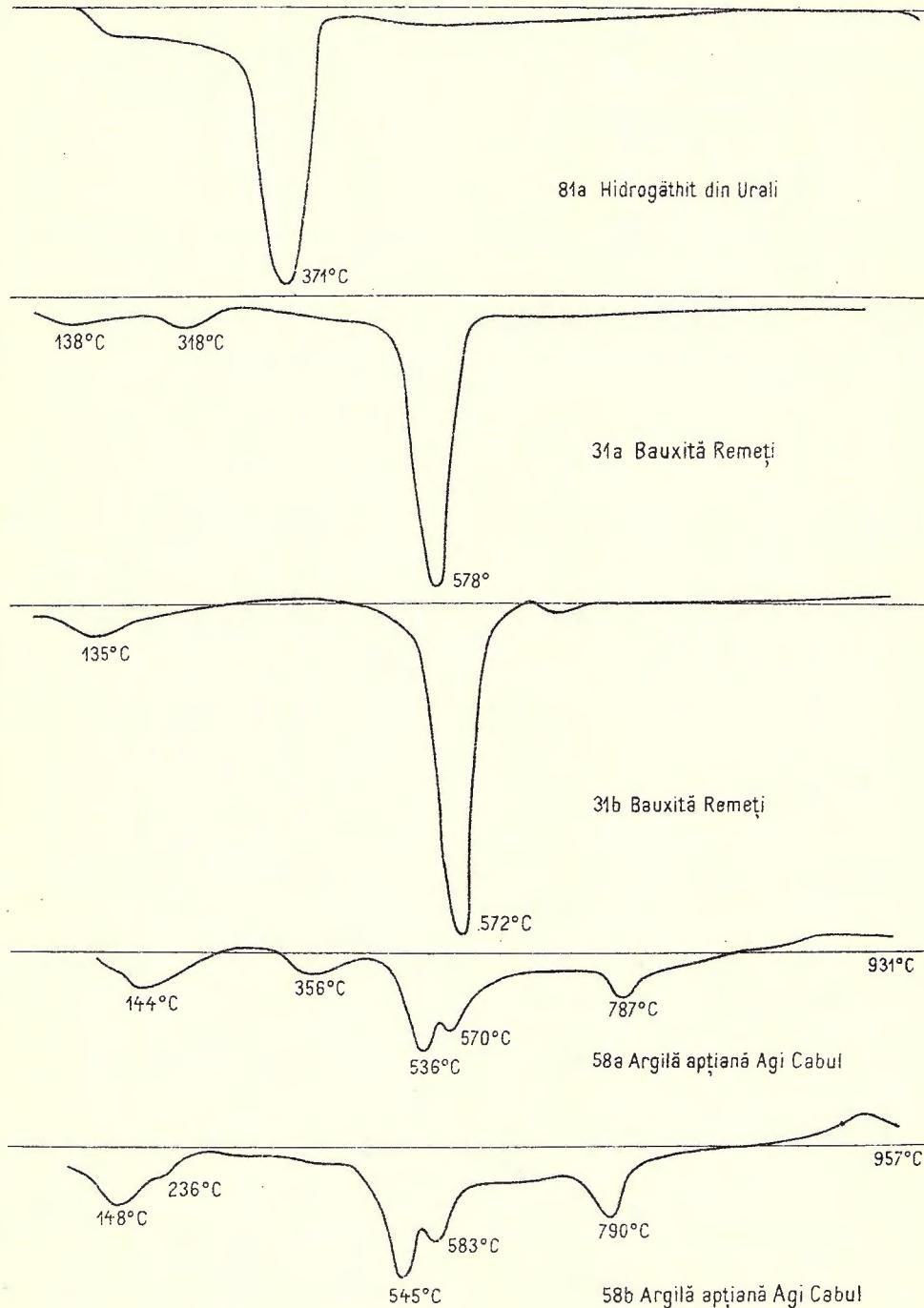
Proba	MnO total %	MnO liber %
148 a, argilit, V. Boasgicului (r. Hîrșova)	0,040	—
2 a, bentonit, Răzoare (r. Tg. Lăpuș)	0,070	—
53, loess, Orlea Nouă, (r. Corabia)	0,041	0,035
150, lehm, Năvodari (r. Medgidia)	0,024	0,020
Cernoziom levigat, Terasa Secașului, 40—60 cm	0,052	0,051
Sol brun N Călimănești 17—34 cm	0,021	0,021

Concluzii

S-a cercetat o metodă nouă pentru separarea și dozarea sesquioxizilor liberi din soluri și sedimente folosind amestecul-tampon acid oxalic-oxalat de potasiu preconizat de JEFFRIES. Agenții reducători folosiți pînă în prezent ca H_2S , hidrosulfit, Mg în soluție acidă, etc., sunt înlocuiți prin reducere electrochimică sub 6—6,3 V și 0,6—0,9 A.

Această metodă prezintă avantajul unei bune reproductibilități și permite dozarea tuturor sesquioxizilor: Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO, TiO_2 și P_2O_5 . Se arată că în

EFFECTUL PROCESULUI DE EXTRACTIE A SESQUIOXIZILOR LIBERI DIN SEDIMENTE



Curbele 81a, 31a și 58a sunt executate cu material brut, iar curbele 31b - 58b cu material uscat la temperatura camerii după extragerea sesquioxizilor

acest procedeu nu sunt mobilizate elemente din rețeaua mineralelor argiloase și sunt solubilizați în întregime oxizii de fier liberi și probabil cei de mangan. Aluminul mobilizat pare să fie numai cel schimbabil sau formele coloide.

BIBLIOGRAFIE

1. BEȚEHTIN A. G. Curs de mineralogie. Editura tehnică, București, 1953.
2. DION H. G. Iron oxide removal from clay and its influence on base-exchange properties and X-ray diffraction patterns of the clay. *Soil Sci.*, 58, 411—424, 1944.
3. FREUNDLICH F., SCHMIDT O. und LINDAU G. Ueber die Tixotropie von Bentonitsuspension. *Kolloid*, Beihefte, vol. 36, 43—81, 1932.
4. GORBUNOV N. I. și SURIGHINA. Curbele de încălzire ale mineralelor întâlnite în soluri și roce. *Pocivovidenie*, 367—373, 1950.
5. JEFFRIES C. D. and JACKSON. Mineralogical analysis of soils. *Soil Sci.*, 68, 57—73, 1949.
6. KAUFMANN A. J. and DON DILLING E. Differential thermal curves of certain hydrous and anhydrous minerals. *Economic Geology*, 45, 222—244, 1950.
7. KERR P. F. and KULP J. L. Multiple differential thermal analysis. *Amer. Mineral.*, 33, 387—419, 1948.
8. MACKENZIE R. C. Free iron oxyde removal from soils. *Journ. of Soil Sci.*, 5, 167—172, 1954.
9. MARSHALL C. E. The colloid chemistry of the silicate minerals. *Academic Press*, New York. 1949.
10. MITCHELL and R. C. MACKENZIE. Removal of free iron oxyde from clays. *Soil Sci.*, 77, 173—184.
11. STERLING B., HENDRICKS S. B. and ALEXANDER L. T. Minerals present in soil colloids. *Soil Sci.*, 48, 257—268. 1939.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СВОБОДНЫХ ШЕСТИОКИСЛОВ В ПОЧВАХ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯХ

Е. ГЫЦЕ, Г. ГЫЦЕ.

(Краткое содержание)

Для определения и дозирования свободных шестиокисей в почвах и осадконакоплении использовалась буферная смесь щавелевой кислоты- щавелевокислого калия, рекомендуемая Жефрисом, как редуктивный агент -лектохимическая редукция до 6—6,3 и 0,6—0,9 А

В принятом методе холодной обработки, частично, удаляются карбонаты, stoïchiometрическим количеством хлористоводородной кислотой n/10 и уничтожается органический материал-кислородной водой 10%. Осадконакопление, освобожденное от агентов цементирования, обрабатывается буферной смесью калиево — щавелиевой кислоты и подвергается электрохимической редукции в течение 30 минут (для проб с более 15% R_2O_3 редукция и продолжается 60 минут), используя как анод платиновую проволоку и платиновое сито как катод. После фришевания прибавляется щавелевая кислота, подогревается на ванне с водой при 60 — 70°C в течении 5 минут, затем быстро фильтруется через мембрану колодия, промывается около шести раз в 5% хлористом натрие. В фильтрате определяется количество шестиокислов железа, марганца, титана и фосфора

Этот метод имеет преимущество хорошей воспроизводительности и позволяет прямую дозировку всех шестиокисей. Пользуясь гигроскопическими определениями, термические дифференциальные анализы и определения абсорбции воды по Енслину выявили, что элементы минералло-глинистой сети не привносятся. Растворимы целиком свободные окислы железа и, возможно, марганцевая окись. Привнесенным материалом является, повидимому, только аллюминий, имеющий взаимозаменяемые или коллоидные формы.

DÉTERMINATION DES SESQUIOXYDES LIBRES DANS LES SOLS ET LES SÉDIMENTS

PAR

ELENA GÎTĂ ET GHEORGHE GÎTĂ

(Résumé)

Pour la séparation et le dosage des sesquioxides libres dans les sols et les sédiments on a utilisé la solution tampon acide oxalique — oxalate de potassium, préconisée par Jeffries et comme agent réducteur, la réduction électrochimique à 6—6,3 V et 0,6—0,9 A.

Par la méthode adoptée, on élimine partiellement les carbonates, en les traitant, au froid, avec une quantité stoïchiométrique d'acide chlorhydrique n/10 et on détruit la matière organique avec de l'eau oxygénée 10%. Le sédiment libéré d'agents de cimentation est traité avec une solution tampon d'acide oxalique et d'oxalate de potassium et il est soumis à une réduction électrochimique pendant

30 minutes (si les échantillons ont plus de 15% R_2O_3 la réduction dure 60 minutes) utilisant comme anode un fil de platine et comme cathode un tamis de platine. Après la réduction, on ajoute de l'acide oxalique, on chauffe dans un bain d'eau à 60—70°C pendant 5 minutes, on filtre immédiatement à travers une membrane de collodium et on lave 6 fois environ, avec une solution de chlorure de sodium. Dans le filtrat on détermine le total des sesquioxides, le fer, le manganèse, le titane et le phosphore.

Cette méthode présente l'avantage d'une bonne reproductibilité et permet le dosage direct de tous les sesquioxides. Suivant les déterminations d'hygrosкопичт, les analyses thermiques différentielles et les déterminations d'absorption d'eau selon ENSLIN, on démontre que les éléments du réseau des minéraux argileux ne sont pas mobilisés. Complètement solubilisés sont les oxydes de fer libres et probablement les oxydes de manganèse. Il paraît que seul l'aluminium changeable ou ses formes colloïdales soient mobilisés.

OBSERVAȚIUNI ASUPRA PROSPECTIUNILOR GEOCHIMICE EXECUTATE ÎN SECTORUL ZĂCĂMÎNTULUI MUNCELUL MIC¹⁾

DE
OCTAVIAN C. BURACU

Introducere. În campania de teren a anilor 1957—1958 unul din obiectivele prospectiunilor geochemice inițiate de Comitetul Geologic prin DAN GIUȘCĂ, a fost executarea unor cercetări geochemice în sectorul zăcămîntului de sulfuri complexe de la Muncelul Mic. Scopul lucrării a fost acela de a cerceta prin intermediul acestei metode de prospectare, posibilitățile de continuitate către W ale zăcămîntului de sulfuri complexe din Valea Băilor, urmărit prin lucrări subterane și de suprafață de către Trustul de Prospectiuni și Explorări.

Perimetru prospectat se află situat pe versantul nordic al Munților Poiana Ruscă la cca 22 km sud-vest de localitatea Deva. Perimetru este delimitat la E de un aliniament ce trece prin cătunele Muncelul Mic și Runcul Mic, la S de culmea din dreapta văii Băleasca afluent al Văii Roatei, iar la W de P. Țiganului affluent stîng al Văii Brădățelului și de Valea Brădățelului. La N limita o formează Pîrul Țiganului affluent drept al Văii Brădățelului.

Regiunea prezintă un relief deluros ce nu depășește 800 m (cota maximă Vf. Brădățelul, 800 m) străbătută de o serie de văi cu versanți destul de abrupti. Dintre văile principale amintim la W Valea Brădățelului ce colectează de pe versantul drept Pîrul Baia Birceanului și Pîrul Țiganului, iar de pe cel stîng, Pîrul Țiganului, affluent al Pîrului Bîrzului. Valea se îndreaptă spre N devenind affluent al Văii Leșnic ce se varsă în Mureș. Pe versantul estic al Dealului Mare sînt prezente o serie de pîraie ce sînt colectate de Valea Vețel și Valea Vilcez, de asemenei tributare văii Mureșului. La E remarcăm o serie de văi tributare Văii Nandrului affluent al Văii Cerna. Amintim astfel Valea Boului, Valea Băilor pe care sînt amplasate

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 ianuarie 1959.

galeriile de explorare ale zăcămîntului de sulfuri complexe, Pîrful Peștișilor, Valea Bălească, toate afluente ale Văii Roatei. Pe versanții acestor văi se dezvoltă păduri de fag, stejar, mesteacăn, iar zonele colinare sub formă de platouri, sînt folosite drept terenuri agricole sau pășuni ale populației cătunelor Muncelul Mic, Runcul Mic, Copileț.

În cercetările geochemice solul joacă un rol destul de important și de aceea am extins cercetările și în domeniul pedologic. Cu o dezvoltare mai mare în zonele colinare, și mai puțin pe versanții văilor, solul prezintă o grosime ce variază de la 0,40 m la 2 m. Compoziția solului variază în funcție de roca, care a dat naștere acestor formațiuni reziduale. În cadrul șisturilor sericitoase se constată prezența unui material cuarțos-nisipos, fenomenele de alterare fiind îngreunate de prezența sericitului și a cuarțului. În cazul șisturilor cloritoase și grafitoase, procesele de dezagregare sînt ușurate, luînd naștere un sol brun-lutos. În general am stabilit existența unui sol brun de pădure, reprezentat prin orizonturile « A » (suborizontul A₀ reprezentat prin pătura de frunze de 2–5 cm grosime; suborizontul A₁ de acumulare a humusului, orizontul « B » de acumulare a argilei și hidroxizilor de Al, Fe, Mn, de culoare brun-roșcată, iar apoi orizontul « D » de trecere la roca-mamă).

Începînd din secolul al XVIII-lea diversi cercetători ca NOFCSA, HALAVÁTS, PAPP, HAUER, STACHE s-au ocupat de problemele geologice legate de regiunea Muncelul Mic sau de sectoarele învecinate. În anul 1939 LUCA VALERIU face cercetări amănunțite în regiunea zăcămîntului, întocmind un raport în acest sens. De asemenei CONSTANTIN GHEORGHIU execută cercetări geologice în regiunea Deva—Dobra, făcînd ulterior și considerațiuni asupra genezei zăcămîntului, publicate în recenta lucrare intitulată « Geneza unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R.P.R. ». Acum, odată cu redeschiderea vechilor lucrări miniere din Valea Băilor de către Combinatul Brad, Intreprinderea Ardealul și Trustul de Prospecțiuni și Explorări, lucrările geologice s-au dezvoltat mult în acest sector.

În anul 1955 OLIVIA PÎRVU — ROMANESCU a executat o cartare la sc. 1:20.000, transpusă pe harta geologică anexată acestei lucrări. Sectorul cercetat de ea se oprește aproximativ în zona Vf. Brădătel, cuprinzînd numai o parte din perimetru prospectat geochemical. Cu ocazia prospecțiunilor geochemice am executat o cartare geologică de detaliu a zonei situate la SW de Vf. Brădătel.

Geologia regiunii. Sectorul Muncelul Mic se află situat în zona de N a Cristalinului Masivului Poiana Ruscă. După datele furnizate de cercetările lui O. ROMANESCU, formațiunile ce iau parte la edificiul geologic regional sînt reprezentate prin roci cristaline, roci eruptive și roci sedimentare.

Roci cristaline. Acestea sînt formate din parașisturi, calcare cristaline, șisturi verzi, și porfiroide.

Parașisturile epizionale sunt reprezentate prin șisturi clorito-muscovitice cu treceri la șisturi cuarțitice, cu intercalații de filite grafitoase, șisturi carbonatate sau muscovito-talcoase. Aceste tipuri șistoase provin prin metamorfismul regional al unui complex argilo-grezos carbonatat. Aceste formațiuni cu o dezvoltare largă în regiune, au orientarea generală NE, formând ca o unitate tectonică importantă, sinclinalul Runcul Mic — Vețel, orientat SW—NE.

Calcarele cristaline apar sub formă de intercalații în seria parașisturilor, orientate în general NE—SW. Prezintă o culoare albă-cenușie, uneori vînătă. Sunt dezvoltate mai ales în zona de la E de zăcămînt străbatînd perpendicular Valea Boului, Valea Băilor, Valea Roatei.

Șisturile verzi apar sporadic pe Valea Roatei. Au un aspect fin șistos, cu unele intercalații cuarțoase.

Rocile porfirioide provin din andezite, dacite sau riolite sub acțiunea dinamometamorfismului. Aspectul șistos al acestor formațiuni este mai evident ca cel masiv. Apar în general sub formă de intercalații în seria parașisturilor pe Valea Roatei, Valea Boului, Valea Băilor, Izvorul Băii Bîrceanului.

Roci eruptive. În sectorul Muncelul Mic apar sporadic roci eruptive sub formă de filoane ce străbat șisturile cristaline. Se cunosc iviri de diabaze și gabbro-diabaze în zona de la E și SE de zăcămînt, pe Valea Roatei, Pîrîul Soii, pe un affluent drept al Văii Boului, etc.

Roci sedimentare. Se găsesc numai în estul regiunii stînd peste șisturile epizonale. Acestea sunt reprezentate prin gresii cu Acteonelle și Nerinee, de vîrstă cretacică. Acest tip sedimentar face parte din formațiunile depuse în Bazinul Streiului și se urmăresc în sectorul Muncelul Mic, pe Valea Boului și pe Valea Roatei.

Formațiunile geologice întîlnite în sectorul prospectat, fac parte dintr-un complex de parașisturi, reprezentat prin șisturi sericito-cloritoase, adeseori cuarțitice. În masa acestora, care predomină în sectorul situat la N de linia că unește izvoarele Văii Brădătelului cu izvoarele Pîrîului Dîmbului, se observă puternice intercalații ale unor șisturi grafitoase, reprezentate prin treceri de la șisturi grafitoase cu piritizări, la filite grafitoase, șisturi sericito-grafitoase, cuarțite grafitoase. Aceste formațiuni se dezvoltă pe zone întinse îndeosebi pe Valea Bâlească, Valea Peștișilor, Pîrîul Dîmbului și mai puțin pe Valea Brădătelului și Pîrîul Baia Bîrceanului, în partea de N a perimetrelui ele lipsind aproape cu desăvîrsire.

Şisturile sericito-cloritoase cu intercalații, cuarțitice prezintă în general o structură lepidogranoblastică și o textură șistoasă, avînd culori argintii-verzui-albicioase. Aceste șisturi au luat naștere dintr-un complex grezos-argilos sub acțiunea dinamometamorfismului.

Şisturile grafitoase sunt reprezentate printr-o varietate de tipuri ce nu au putut fi diferențiate pe teren. Ele reprezintă intercalații în complexul șistos cu treceri

grădate de la șisturi grafitoase la filite grafitoase, șisturi sericito-grafitoase și cuarțite grafitoase, tipuri ce se deosebesc prin predominanța grafitului, a sericitului sau a granulelor de cuarț. Au în general o culoare neagră, uneori cu nuanțe verzui, în spărtură proaspătă cu luciu gras. Șisturile grafitoase în special și mai puțin filitele și șisturile sericito-grafitoase, prezintă piritizări fie sub formă de grăunțe fin diseminate, fie sub formă de aglomerări de cristale mari cubice.

Aceste șisturi grafitoase ne dău imaginea existenței unui bazin de sedimentare cu depuneri organogene prin descompunerea cărora într-un mediu neaerisit, euxinic, se degajă hidrogen sulfurat ce permite fixarea sulfurei de fier. Procesele ulterioare de metamorfism au dus la transformarea sedimentelor în șisturi mai mult sau mai puțin grafitoase însotite de piritizări. Complexul șistos are o direcție SW—NE cu căderi spre SE. În perimetru nostru se remarcă continuarea sinclinalului Runcul Mic — Vețel, aproximativ de-a lungul Dealului Mare.

Roci porfiroide au fost întâlnite în zona perimetrelui prospectat pe afluentul stîng al Pîrîului Baia Bîrceanului, sub forma unui corp cuprins în masa șisturilor sericito-clorito-cuarțoase. Ele sunt de același tip ca cele întâlnite pe Valea Băilor, prezentând un aspect șistos, mai rar masiv, cu o structură blasto-porfirică. Aceste roci probabil că provin prin metamorfozarea unor erupțiuni de tipul andezitelor, dacitelor sau riolitelor.

Descrierea zăcămintelor de sulfuri complexe de la Muncelul Mic. Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic, a fost cunoscut încă din Evul Mediu, cînd a constituit obiectul unor operațiuni de extragere și prelucrare a aurului și argintului, îndeosebi, în zonele de la suprafață. Zăcămîntul a format ulterior obiectul unor lucrări de exploatare la suprafață și în subteran.

Lucrările de redeschidere a galeriilor din Valea Băilor, au fost executate de diferite întreprinderi miniere începînd din 1949 iar din anul 1954 au fost preluate de Trustul de Prospecții și Explorări. S-a trecut astfel la conturarea zăcămintului prin 4 orizonturi; Maria, Ignațiu, Antoniu și Ladislau.

Corpul de minereu prezintă o direcție WNW—ESE cu căderi de aproximativ 70° — 80° spre NE, fiind discordant față de complexul șistos care înclină în acest sector spre S. Zăcămîntul este localizat într-un complex de șisturi sericito-clorito-grafitoase frecvent silicificate. Pe baza lucrărilor de explorare executate, zăcămîntul este cunoscut la suprafață și în subteran pe aproximativ 1 km lungime. Se constată de asemenei continuitatea zăcămintului pe verticală de la orizontul inferior Maria (632 m) la orizontul superior Ladislau (720 m). Cercetîndu-se prin foraj continuitatea zăcămintului sub nivelul orizontului Maria, se constată scăderea mineralizației în adîncime. Grosimea reală a zăcămintului variază între 2—20 m prezentînd îngroșări sau efilări pe parcurs.

Minereul este reprezentat preponderent prin blendă și galenă și sobordonat pirită și calcopirită. Ca minerale de gangă apare cuartul, baritina, calcitul, etc. Mineralizația apare fie sub formă compactă sau sub formă de benzi de ordinul centimetrilor sau milimetrelor interstratificate pe planurile de șistozitate, fie sub formă de impregnațuni în masa șisturilor cristaline.

Pe orizontală, de la acoperiș către culcuș, se separă trei zone caracteristice prin conținutul în minereu.

O zonă cu conținut bogat în sulfuri, sub formă compactă cu slabe intercalații șistoase;

A doua zonă, centrală, reprezentată printr-o mineralizație mai săracă în care minereul apare sub formă de benzi interstratificate în masa șisturilor cristaline;

A treia zonă, la limita de SW a zăcământului, este și cea mai săracă zonă în ceea ce privește conținutul în Pb și Zn. Este reprezentată prin impregnații în masa șisturilor cristaline de tipul șisturilor grafitoase, ce limitează în general zăcământul în zona de culcuș.

Zăcământul a suferit o serie de fracturi de amplitudini și orientări diferite. Cea mai importantă din aceste fracturi a fost întîlnită la extremitatea vestică a zăcământului, având orientarea generală NE—SW cu căderi de cca 70° SE. Această fractură a dislocat puternic zăcământul, iar lucrările miniere executate pînă în prezent în acest sector, nu au condus la identificarea corpului ce a fost dislocat.

În problema genezei zăcământului, se admite că acesta are o origine hidrotermală. Evoluția genetică a zăcământului comportă însă și astăzi discuții. Una din ipotezele emise arată că punerea în loc a zăcământului s-a produs înaintea sau în timpul căutărilor varistice, fiind afectat de procesele de metamorfism regional. Cu această ocazie, elementele componente au suferit recristalizări, iar ulterior a avut loc recimentarea lor prin aport de noi soluții mineralizatoare. O altă ipoteză susține că zăcământul a fost pus în loc după metamorfismul regional, iar mineralizația hidrotermală a fost supusă proceselor de metamorfism dinamo-termic, provocate de mișcările tectonice din Cretacic sau Terțiar.

În urma acestor considerații geologice, s-a trecut la prospectarea geochemicală a sectorului de la W de Muncelul Mic având drept obiectiv principal identificarea corpului de zăcămînt ce a fost dislocat.

Considerații asupra metodei de prospectare geochemicală. Aplicarea cunoștințelor geochemice în practica activității de detectare a zăcământelor de minereuri este relativ nouă în raport cu metodele pur geologice sau geofizice.

Prospecțiunea geochemicală a apărut ca o necesitate practică în scopul depistării rapide și cu cheltuieli minime a formațiunilor mineralizate ascunse ochiului cercetătorului, datorită formațiunilor secundare acoperitoare, rezultate prin dezagregarea fizico-chimică a rocilor.

În procesul de formare a solului, conținutul rocilor în diverse elemente chimice este reflectat în cadrul formațiunilor secundare, printr-un conținut apropiat celui întâlnit în cadrul rocilor supuse proceselor de dezagregare. În cazul unor roci mineralizate, formațiunile reziduale ce iau naștere pe seama acestora, vor prezenta de asemenea un conținut chimic corespunzător gradului de mineralizare a rocii. Această situație se prezintă în sol sub forma unor aureole de dispersie secundară, în care procentajul elementelor chimice este sensibil ridicat în raport cu cel realizat prin dezagregarea formațiunilor geologice nemineralizate.

În general alura anomaliei geochimice corespunde formei de dezvoltare a tipului de zăcămînt, suferind însă unele modificări datorită factorilor chimici, fizici, morfologici sau climaterici, ce intervin în procesul de formare a solului.

În funcție de condițiile de geneză ale anomaliei geochimice se pot deosebi anomalii geochimice primare și secundare. În timp ce anomaliiile primare se formează în acelaș timp cu punerea în loc a zăcămintelor metalifere și sunt localizate în roca-gazdă din imediata vecinătate a zăcămintelor, anomaliiile secundare se formează ulterior prin alterarea rocilor mineralizate și a însăși anomaliei primare.

Procedeul practic de prospectare, constă în colectarea unor probe de sol cu ajutorul unei carotiere manuale de la o adîncime de 0,15—1 m, de-a lungul unor profile geochimice orientate în general perpendicular pe presupusele forme de zăcămînt urmărite. Gabaritul folosit variază în funcție de gradul de prospectare care poate fi informativ sau de detaliu. Probele colectate în condiții care împiedică contaminările provenite datorită unor cauze locale (halde, drumuri de exploatare, etc.), sunt uscate, mojerate și analizate în laboratoarele special amenajate.

Consideraționi asupra rezultatelor analitice. Interpretări. În cadrul lucrărilor de prospectare ce au urmărit determinarea unor mineralizații de sulfuri complexe, elementele chimice cercetate au fost în special plumbul și secundar zincul și cuprul. Aceasta, datorită stabilității mai mari a plumbului în condiții de mediu acid față de zinc și cupru ce sunt solubilizați și îndepărtați mai ușor.

Metodele de dozare semi-cantitativă a elementelor din probele de sol au fost puse la punct pentru prima dată în țară în laboratoarele de geochimie din cadrul Întreprinderii «Prospectiuni». Pentru Pb s-a folosit metoda microchimică — colorimetrică cu ditizonă. Se separă ditizonatul de Pb în special de ionii de Zn, în mediul citric și cianura de potasiu. Colorația obținută se compară cu aceia a unei serii de etaloane ce conține 0,5γ—2γ Pb, în 2 ml. soluție de ditizonă în tetraclorură de carbon.

După datele furnizate de RANKAMA și SAHAMA reiese că plumbul, zincul și cuprul se găsesc în roca nemineralizată în proporție de 20—200 p.l.m., iar în solurile formate pe seama acestor roci, în proporție de 10—100 p.l.m. Relația conținutului în sol a acestor elemente este $Zn > Cu > Pb$.

În perimetru prospectat geochemical, totalitatea analizelor efectuate pentru determinarea Pb în sol, arată un conținut mediu constant, cuprins între 10–20 p.l.m. Față de această valoare de fond, valabilă pentru întreaga suprafață cercetată, a fost remarcată existența unor grupe de valori cu caracter anomal având drept limită inferioară 60 p.l.m. Pb (de trei ori mai mare ca valoarea medie), atingând valori maxime de peste 1000 p.l.m. Pb. În adâncime, de-a lungul unui profil pedologic, se remarcă existența a două nivele de concentrație mai deosebită a Pb: suborizontul A₁ datorită activității biogene, și orizontul «B» la 40–60 cm adâncime, orizontul argilos capabil să rețină mai ușor ionii de Pb purtați de soluțiile de infiltratie.

De la bun început menționăm faptul că în faza inițială a prospecțiunii, ce a avut un caracter informativ, s-a urmărit examinarea comportării geochemicice a elementelor în zona cunoscută a zăcămîntului urmărit prin lucrări subterane și de suprafață.

Probele de sol colectate pe profile orientate perpendicular pe direcția zăcămîntului, în extremitatea de W a acestuia, au pus în evidență o anomalie geochemicală pentru Pb reprezentată prin valori cuprinse între 60–540 p. l. m., net diferite de valorile învecinate de ordinul a 10–20 p. l. m. Pb. În cadrul acestei largi aureole de dispersie secundară s-a putut separa o zonă anomală de maximă concentrație, caracterizată printr-un conținut cuprins între 180–540 p. l. m. Pb, înconjurată de o zonă cu valori mai scăzute de ordinul a 60–180 p. l. m. Pb. Prezența acestei anomalii corespunde în general cu existența corpului de zăcămînt, având însă o dezvoltare mult mai largă decât acesta.

Folosind aceste date-reper s-a trecut la studiul rezultatelor geochemicice obținute la W de zăcămînt. În acest sector se constată prezența aceluiăș conținut mediu de 10–20 p. l. m. Pb. În raport cu această valoare de fond, se distinge în sectorul Vf. Brădătel, o importantă zonă anomală caracterizată prin valori cuprinse între 60–1200 p. l. m. Pb. Această zonă este situată în prelungirea SW a faliei ce a dislocat zăcămîntul și prezintă o direcție generală E–W între cursul superior al Pîrîului Baia Bîrceanului și Pîrîul Țiganului, pe cca 1200 m lungime. Lățimea anomaliei variază între 60–250 m și în cadrul acestei aureole de dispersie, se constată prezența unor valori mai ridicate ce depășesc 180 p. l. m. Pb, permitînd conturarea zonei de maximă concentrație a Pb în sol. În acest sector au fost executate și analize pentru Zn care au marcat existența unor anomalii discontinui ce se suprapun, în general, peste marea anomalie plumbiferă. Valoarea medie a acestui element este de cca 30 p. l. m. valori anomale fiind considerate cele ce depășesc 90 p. l. m. În cazul Cu, valorile obținute arată un conținut mediu de 15–20 p. l. m. fără a se înregistra valori cu caracter anomal.

Această anomalie geochemicală a atras atenția prin conținutul său mai ridicat decît cel înregistrat în zona zăcămîntului cunoscut, prin dimensiunile sale largi și direcția sa de dezvoltare, ca și prin poziția sa în deplină concordanță cu prelungirea

SW a faliei ce a dislocat zăcămîntul. Față de aceste observațiuni s-a emis ipoteza că anomalia geochimică oferă indicațiuni prețioase privind identificarea în acest sector a corpului de zăcămînt căutat.

În urma acestor observațiuni s-a trecut la cercetarea anomaliei geochimice prin lucrări de foraj. Au fost executate 8 foraje pe un profil orientat N—S perpendicular pe extremitateaestică a anomaliei. Punctele de foraj au condus la conturarea unui profil geologic în care se observă predominanța șisturilor sericito-clorito-cuartitice cu intercalații subțiri de șisturi sericitoase mai mult sau mai puțin grafitoase. Nivelele grafitoase se remarcă prin prezența piritei, fie sub formă de granule fin disseminate, fie sub formă de cristale mari cubice. În cadrul acestor șisturi cristaline ce au în general cădere către SSE, în forajul 5 situat la limita nordică a anomaliei, a fost întîlnită la metrul 53 o intercalație de sulfuri complexe cu o grosime de cîțiva milimetri, iar între metrul 60 și metrul 80 un orizont mineralizat în special cu blendă și galenă reprezentat prin noduli și benzi interstratificate în masa șisturilor cristaline. În forajul 6 situat la cca 40 m în afara anomaliei geochimice s-a întîlnit același orizont între metrul 91 și metrul 99 în care mineralizația apare mai abundantă, fapt relevat de analizele geochimice executate asupra probelor din carote. Forajele 7 și 8 situate la S de forajul 5, executate în vederea stabilirii continuității mineralizațiilor spre suprafață, nu au dus la identificarea acestora decît sub forma unei benzi miliimetrice interstratificate, în apropiere de suprafață.

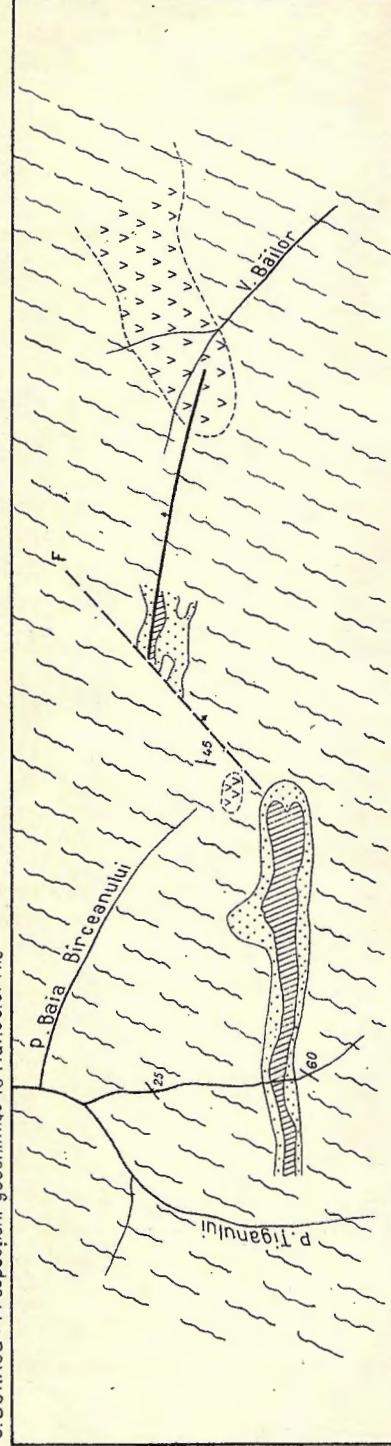
Înterpolararea acestor date a permis conturarea unei zone mineralizate urmărită în adîncime pe cca 40 m și pe o grosime ce variază dela 8—20 m. Zona mineralizată are o cădere de 70°—80° către N și în ansamblu este discordantă față de formațiunile cristaline găzduitoare. Analizele chimice executate asupra carotelor colectate din zona mineralizată, au arătat un conținut apropiat celui întîlnit în zăcămîntul explorat în Valea Băilor. În același timp s-a putut stabili existența unei aureole de dispersie primară în imediata vecinătate a zonei mineralizate. Acest fapt a fost dovedit de analizele geochimice executate asupra carotelor extrase din forajele ce nu traversează zona mineralizată. Astfel în forajul 2 în rocă a fost întîlnit un conținut de 0,05—0,25% Pb.

Deoarece pînă la data comunicării nu am putut executa studii calcografice, menționăm că macroscopic mineralizația se prezintă fie sub formă de noduli de ordinul centimetrilor formați din galenă și blendă compactă, fie sub formă de benzi sau șuvețe cu frecvențe discontinuități, interstratificate în masa șisturilor cristaline.

Local în zona cercetată pin foraj întreruperea către suprafață a zonei de mineralizații precum și a unor niveli de șisturi grafitoase și roci porfirogene, impune prezența unui deranjament tectonic provocat de o falie. Această falie ce ar trece prin sectorul cuprins între forajele 2—7 cu o înclinare de 60°—80° spre S, poate fi sau falie principală care a dislocat zăcămîntul, sau o falie locală de mică importanță.

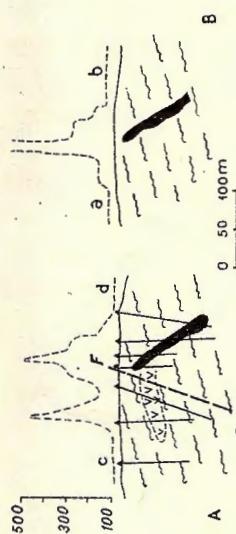
SCHITĂ ANOMALIEI GEOCHIMICE DELA MUNCELUL MIC

O.BURACU : Prospețium geochimic la Muncelul Mic



A - PROFIL DE FORAJ IN CADRUL
ANOMALIEI GEOCHIMICE

B - PROFIL IPOTETIC IN
ZONA ZĂGÂMÎNTULUI
EXPLORAT



LEGENDA

- 1 Sisturi cristalizante epizonale
- 2 Rocă porfirogenă
- 3 Sulfuri polimetaleice
- 4 Fâile
- 60-160 p.l.m Pb
- 160 p.l.m Pb
- 5 - ↑ Foraj

Rezultatele geochimice obținute atât în cadrul zăcămîntului aflat în explorare cât și în sectorul situat la W de aceasta, pledează în favoarea presupunerii că anomalia geochimică identificată între cursul superior al Pîrîului Baia Bîrceanului și Pîrîul Țiganului corespunde cu corpul de zăcămînt ce a fost dislocat. Această presupunere se bazează pe următoarele observațiuni:

1. Anomalia este situată în prelungirea SW a faliei care a dislocat zăcămîntul de sulfuri complexe explorat la Muncelul Mic. Această anomalie are o orientare generală E—W și un conținut în Pb de ordinul a 60—1200 p. l. m. prezintănd caracter esemănătoare cu datele geochimice obținute în zona zăcămîntului explorat.

2. Forajele executate pe un profil perpendicular pe anomalia geochimică a condus la identificarea unor mineralizații de sulfuri complexe dezvoltate pe o grosime de 8—20 m și cu căderi generale de 70° — 80° către N. Mineralizația prezintă caracter comune cu acelea a zăcămîntului explorat (parageneză, mod de prezentare, direcție, înclinare).

3. Prin forajele executate s-a identificat sursa ce a generat anomalie geochimică în sol. Prin paralelism se presupune că la W de zona cercetată prin foraj, dezvoltarea anomaliei exprimă continuitatea mineralizațiilor și în acest sector. Totodată se constată tendința de dezvoltare a anomaliei geochimice la W de Pîrîul Țiganului în extinderea zonei prospectate.

În lumina acestor date considerăm că rezultatele prospecției geochimice vor constitui un îndreptar în programarea și executarea unor lucrări miniere judicioase în vederea explorării anomaliei geochimice identificate în sectorul situat la W de zăcămîntul de la Muncelul Mic.

BIBLIOGRAFIE

1. GHEORGHIU C. Studiul geologic al Văii Mureșului între Deva și Dobra. *An. Comit. Geol. XXVII*. București, 1954.
2. — Consideraționi asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice și șisturile cristaline din R.P.R. *Analele Univ. C. I. Parhon*, nr. 19. București, 1958
3. LUCA V., COTALA S. și BUTUCESCU N. Cercetări geologice asupra mineralizațiilor polimetalice de la Muncelul Mic. *Studii și Cercetări*, nr. 3—4, Filiala Cluj.
4. SAUKOV A. Geochimie.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПОИСКАМИ ПРОВЕДЕННЫМИ В ЗОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУНЧЕЛУ МИК

БУРАКУ К. ОКТАВЬЯН.

(Краткое содержание)

В 1957—1958 г. были проведены геохимические поиски в зоне месторождения комплексных сульфидов Мунчелул Мик (М. Пояна Руска). Данное задание для этих поисков — это установление возможности распространения, к западу, месторождения долины Бэйлор.

Месторождение расположено в эпизональном сланцевом комплексе и представлено серицитовыми-хлоритовыми-графитовыми сланцами, часто обогащенными кремнием. Тело руды имеет простижение на ЗСЗ—ВЮВ с уклоном в 70—80° к СВ и залегает несогласно со сланцевым комплексом, с уклоном к Ю. В процессе минерализации принимали участие обманка, галенит, и подчиненно, пирит, халькопирит, которые были выявлены под видом сплошной массы или как межпластовые полосы, или как вкрапленники в массе кристаллических сланцев. Зона, в которой установлено месторождение, была подвергнута целому ряду разломов различных протяженностей и ориентировок. На западной окраине месторождения был выявлен в разведочных горизонтах, сброс направлением СВ—ЮЗ, с уклоном в 70° ЮВ, со значительным сдвигом залежи. Проведенные работы в зоне сброса-сдвига не привели к идентификации тела месторождения, подвергшегося дислокации.

Для выяснения этой задачи были проведены геохимические поиски. Полученные результаты этих работ были конкретизированы в идентификации значительной геохимической аномалии в зоне вершины Брэдуцул. Аномалия установлена в Ю. З. простирации сбросо-сдвига, приблизительно, в 400—500 м. от окраины исследуемого тела месторождения. Аномалия ориентирована, приблизительно, на В.—З, примерно, на 1200 м. длины, между вершиной Брэдуцел и левым склоном П. Циганулуй, имея ширину, которая варьирует между 60—250 м.

В виду проверки геохимической аномалии были проведены скважины малой глубины, с профилем, ориентированным на С—Ю в зоне Вер. Брэдуцел. Таким образом, стала возможной идентификация орудененного горизонта с комплексными сульфидами, под видом пропластков, с простираением на В—З и уклоном в 70—80°С.

В профиле скважины установлено тектоническое нарушение, вызванное, вероятно, сбросом, вызвавшим дислокацию месторождения. Кроме контактной зоны залежи второстепенного рассеивания, выявленной в слое

почвы, была идентифицирована и первичная контактная зона рассеивания оруденения, в породе, в которой расположено месторождение.

На основании полученных результатов была построена гипотеза, что геохимическая аномалия соответствует телу месторождения, подвергшемуся дислокации.

Построенная гипотеза была подтверждена следующими наблюдениями: аномалия установлена на Ю. З. простирация сброса;

общее простижение распространения аномалии тождественно несогласному залеганию залежи с простирианием кристаллических сланцев;

содержание Рb (св) в аномальной зоне- такого же- или немного увеличенного количества в соотношении с содержанием, выявленным над месторождением.

Проведенные скважины, в пределах геохимической аномалии, оконтуривали минерализованный горизонт, выявивший облик, парагенезис, простижение, уклон, тождественные минерализации разведанного месторождения.

Так как западная окриина аномалии осталась открытой около П. Цигана, становится очевидной возможность ее распространения на З к Д. Фынтыний.

В заключении выявлена эффективность геохимических поисков в работах по идентификации новых месторождений цветной руды получением значительных указаний в зонах, перекрытых почвой, не представляющих возможности проведения прымых геологических исследований.

OBSERVATIONS SUR LES PROSPECTIONS GÉOCHIMIQUES EFFECTUÉES DANS LE SECTEUR DU GISEMENT DE MUNCELUL MIC

PAR

C. OCTAVIAN BURACU

(Résumé)

En 1957—1958 ont été effectuées des prospections géochimiques dans le secteur du gisement de sulfures complexes de Muncelul Mic (Monts Poiana Ruscă). Le but poursuivi par ces prospections a été la détermination des possibilités de continuité vers l'Ouest du gisement de Valea Băilor.

Le gisement de Muncelul Mic est localisé dans un complexe schisteux d'épizone, représenté par des schistes sériciteux, chloriteux, graphiteux, fréquemment silicifiés. Le corps de minerai à direction WNW—ESE et à pendage NE 70°—80° est discordant par rapport au complexe schisteux au pendage S. La minéralisation est représentée par la blende, la galène et subordonné la pyrite et la chalcopyrite. Elle apparaît sous forme compacte, en bandes interstratifiées ou sous forme d'imprégnation.

tions dans la masse des schistes cristallins. Le gisement est logé dans une zone affectée par une série de fractures à amplitude et orientation diverses. À l'extrême W du gisement, dans les horizons explorés a été interceptée une faille orientée NE-SW à pendage 70°SE qui a fortement disloqué le gisement. Les travaux miniers exécutés dans la zone faillée n'ont pas permis l'identification du corps de gisement disloqué.

Pour élucider ce problème on a effectué des prospections géochimiques. Les résultats obtenus par ces travaux consistent dans l'identification d'une importante anomalie géochimique dans la zone du sommet Brăduțel. L'anomalie est située dans le prolongement SW de la faille, à environ 400—500 m de l'extrême du corps exploré. L'anomalie orientée approximativement E-W s'étend sur 1200 m de longueur, entre Virful Brăduțel et le versant gauche de Pîrîul Tiganului, et 60—25 m de largeur.

Pour vérifier l'anomalie géochimique on a effectué des forages de petite profondeur le long d'un profil orienté N-S dans la zone du sommet Brăduțel. On a réussi à identifier un horizon minéralisé à sulfures complexes sous forme d'intercalations, ayant une direction générale E-W et des pendages 70—80°N.

Dans le profil de forage on constate un dérangement tectonique provoqué, probablement, par la faille qui a disloqué le gisement. Dans la zone du gisement, à part l'auréole de dispersion secondaire, existante dans la couverture de sol, a été identifiée également une auréole de dispersion primaire dans la roche où est cantonné le gisement.

À l'aide des résultats obtenus a été émise l'hypothèse que l'anomalie géochimique correspond au corps de gisement disloqué. Cette hypothèse est soutenue par les données suivantes :

L'anomalie est située dans le prolongement SW de la faille;

La direction générale du développement de l'anomalie est similaire à celle du gisement connu; elle est discordante par rapport à la direction des schistes cristallins;

La zone anomale accuse une teneur en Pb plus élevée ou égale à la teneur au-dessus du gisement;

Les forages effectués dans le cadre de l'anomalie géochimique ont mené à l'identification d'un horizon minéralisé qui accuse la même présentation, paragénèse, direction et pendage que la minéralisation du gisement exploré.

Étant donné que l'extrême W de l'anomalie est restée ouverte à Pîrîul Tiganului on suppose que cette anomalie pourrait s'étendre encore plus à l'W vers Dealul Fintinii.

En conclusion, l'auteur relève l'utilité des prospections géochimiques dans l'identification des nouveaux gisements de minéraux non-ferreux, au moyen des données acquises dans les zones recouvertes de sol, et n'offrant pas la possibilité d'une étude géologique directe.

OBSERVAȚIUNI ASUPRA MORFOGENEZEI MARMITELOR¹⁾

DE
IOSIF VIEHMANN

I. Generalități asupra marmitelor

Marmitele sunt excavațiuni circulare care caracterizează îndeosebi relieful carstic. Ele se datorează precădere eroziunii, iar în mai mică măsură, coroziunii.

ROVERETO (10) deosebește trei forme de eroziuni cu rol însemnat în geneza unei marmite: 1, Eroziunea verticală (produsă de apă în cădere); 2, Eroziunea circulară (datorită curenților turbionari) și 3, Eroziunea rectilinie, inegal distribuită și pricinuită de filetele de curenți liniari puși în evidență de LUGEON (10). Explicații asemănătoare sunt aduse și de EMM. DE MARTONNE (7), care subliniază rolul mișcării giratorii a apei, adăugând însă și contribuția adusă de elementele debitiului solid.

Regimul turbulent al apei poate da naștere la marmite epigee sau subterane. Primele marmite dezvoltate în peșteri au fost descrise de ED. RAHIR (8) în grota Höll Loch din Elveția. Autorul stabilește o similitudine perfectă între geneza celor două tipuri de marmite.

Etapele de naștere și dezvoltare ale marmitelor. *Micromarmitele și marmitele în curs de excavărie.* Au o formă de elipsă și se caracterizează prin faptul că sunt puțin alungite. În literatura engleză ele poartă numele de *p o t h o l e s*, după denumirea dată de ALEXANDER, în anul 1932 (11).

Marmitele incomplet excavate. Gura lor prezintă un diametru în general egal cu diametrul secțiunii golului excavat. La fundul lor se observă uneori o proeminență centrală (peduncul).

Marmitele excavate. Auperejii puternic surplombați, uneori mai largi în diametru decât gura marmitei, iar pedunculul basal lipsește. Perejii sunt bine lustruiți. ALEXANDER denumește aceste marmite *p l u n g e p o o l h o l e s* (după J. RUDNICKI 11).

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 februarie 1959.

EMM. DE MARTONNE (7) a observat că creșterea marmitei se caracterizează prin lărgirea ei și nu prin adâncire.

Problema esențială în formarea marmitelor este aceea a nașterii curenților turbionari.

Efectul și natura fenomenului de turbionare. Printre primii cercetători, J. BRUNHES (1) a observat că la marmite acțiunea giratorie a apei scade cu profunzimea. În unele cazuri, la aceeași marmită, el a putut observa două turbioane distințe.

Producerea curenților turbionari poate avea diferite cauze. Prezența unei fisuri, asperități sau a unei protuberanțe pe roca respectivă, formează unele din cauzele elementare. Pentru producerea unor curenți mai activi este necesară prezența unor obstacole în calea apei, a căderii apei pe o pantă sau verticală, adică de cauze majore care determină un regim turbulent pronunțat.

Prezența pedunculului bazal de pe fundul marmitei, existența unor șanțuri spirale de pereții din interiorul marmitei, potrivit unor observații făcute de DAUBRÉ (4), sunt consecințe directe ale curenților turbionari. GEINITZ (5) a denumit turbionajul producător de excavațiuni, e v o r s i u n e¹).

Uneori bolta peșterilor poate prezenta excavațiuni ascendente; deseori acestea nu sunt altceva decât marmite « inverse ». Producerea acestora a avut loc în condițiile unei conducte sub presiune, cînd galeria respectivă se află total înecată de apă. Astfel de marmite au fost observate pentru prima dată de MARTEL (5), în peștera Padirac din Franța.

În evoluția marmitelor lărgirea lor poate merge pînă la cuplarea a două sau trei marmite, formîndu-se în felul acesta marmitele « conjugate ». Uneori marmitele iau forma unor tuburi cilindrice. LAPPARENT (4) a cercetat astfel de marmite în trecătorile din Colorado, iar DAUBRÉ le-a observat pe coastele Scandinaviei.

În ce privește dimensiunea marmitelor, micromarmitele se pun în evidență deja la diametre în jur de 10 cm. Mărimele frecvente ale unor excavațiuni tipice aflate pe patul unei văi cu regim torrential sunt în jur de 0,50—1,50 m. Cele mai mari marmite cunoscute pînă în prezent sunt amintite de MARTEL (5). Ele au fost descoperite în cursul torrentului Gotteron din Elveția și au dimensiuni între 22—25 m.

Clasificarea marmitelor. Cercetările efectuate pînă în prezent (14) conduc la descrierea a cinci tipuri de marmite:

1. *Marmitele fluvial-torrentiale.* Sunt excavațiunile turbionare cele mai frecvente.
2. *Marmitele marine.* Descrise pentru prima dată de LAPPARENT (4), ele sunt

¹) GEINITZ, Die Seen, Moore und Flüssläufe, pag. 4. Gustrov, 1886.

produse de valurile mării care inundă suprafețele neregulate aflate pe mal. Turbioarea se produce prin vârsarea și retragerea valurilor.

3. Marmitele eoliene. Au fost descoperite în deșerturile Asiei de către K. FUTTERER și descrise de H. SCHIRMER (12). Ele sunt produse de curenți de aer turbionari care excavează pereții stâncilor ajutându-se și de nisipul pe care-l ridică în locurile respective.

4. Marmitele glaciare. Majoritatea « marmitelor uriașe » aflate în regiunile alpine, au fost atribuite cîndva acțiunii ghețarilor. MARTEL (5) a stabilit însă că marea majoritate a marmitelor zise glaciare sunt rezultatul eroziunii turbionare (evorsioni). Marmite glaciare propriu-zise există numai cu totul excepțional.

5. Marmitele subterane. Este vorba despre marmitele aflate în peșteri. Potrivit originii, majoritatea lor sunt marmite fluvial-torențiale. Excepțional excavațiunile produse în conductele sub presiune.

Conținutul marmitelor. Elementele solide captate la fundul unei marmite încep de la particulele fine ale nisipurilor pînă la galeți de dimensiunea zecilor de centimetri. Aceste elemente tind să primească o formă cît mai hidrodinamică, pînă la aceea ideală de sferă. Conținutul unei marmite cuprinde material rulat și nerulat. Formarea marmitelor se datorește îndeosebi elementelor mici, în timp ce pietrișul grosier are un rol secundar, sau dimpotrivă unul de colmatare. MARTEL (5) a descoperit în marmite pietre sferice sau ovoidale, rulate astfel în fenomenul de turbionare a apei. Aceste sfere au fost denumite de noi (14) b i l e d e m a r m i t a j . În timpul mișcării în currentul turbionar din cuprinsul unei marmite particulele debitului solid execută două mișcări: de revoluție și de rotație.

Hidraulica turbioanelor. Unul dintre primii cercetători care a căutat să cunoască hidraulica curenților din marmite a fost G. ROVERETO (10). Aceasta a stabilit similaritatea dintre dinamica fenomenelor clasice de hidraulică și formarea turbioanelor în marmite.

Curenții turbionari sunt curenții unui vîrtej. Liniile a căror tangențe coincid în toate punctele cu axele rezultante ale rotației fluidului sunt linii de vîrtej sau linii de turbionare (15). Punctul în care se află fluidul în rotație se numește sîmburele vîrtejului. Un obstacol în calea curenților de apă poate forma 1–2 sîmburi de vîrtej.

O forță hidraulică care colaborează de asemenea, însă într-o măsură mai mică, la excavarea unei marmite, este presiunea internă a lichidului (12). Această forță este presiunea moleculară cu originea în forțele perpendiculare care acționează pe suprafață și în interiorul lichidului. Cu cît marmita va avea un volum mai mare, cu atît va exista o forță moleculară, adică o presiune activă mai mare asupra pereților.

II. Observații și experiențe efectuate asupra unor marmite din Munții Apuseni, Rodnei și Banatului

1. Dispoziția, frecvența și mărimea marmitelor. Cercetarea a aproximativ 90 de marmite, între anii 1953—1961, a permis localizarea și determinarea mai multor posibilități de distribuție a marmitelor.

În grupa marmitelor fluvial-torențiale au fost deosebite marmite centrale (situate în albia văii sau torrentului), laterale (deschise în malul sau marginea văii),

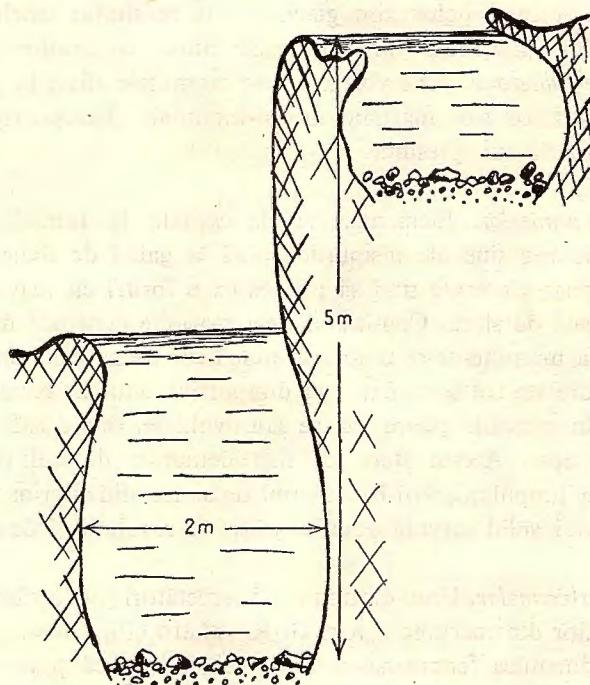


Fig. 1. — Două marmite «în trepte» (Valea Galbinei).

marmite dispuse în trepte (pe profilul cursurilor) și marmite conjugate (cazul a două marmite care comunică între ele printr-o fereastră a pereților comuni).

Printre marmitele subterane au fost remarcate excavațiunile «inverse» și marmitele cu peduncul bazal.

Aranjamentul «în trepte» cel mai ideal îl avem atunci cînd apa prelinsă din marmită superioară cade pe verticală în aceea de sub ea. La ieșirea din tunelul carstic din Valea Galbinei (Munții Apuseni) se află două astfel de marmite. Forma lor este tipică, cu pereți surplombați și sunt active în marea majoritate a anului. Apa cade de la o înălțime de peste 2 m, în marmită inferioară. Aceasta prezintă o adâncime de aproape 3 m, în timp ce marmită superioară are numai 1 m adâncime (fig. 1).

Un alt loc bogat în marmite dispuse în trepte este Valea Bulbuci (coboară din platoul carstic de la Padiș spre Piatra Bulzului, în Munții Apuseni). Formațiunile ei se pretează minunat pentru experiențe și observații. Secțiunea ipotetică printr-o serie de 6 marmite în trepte arată caracterul interesant al acestui fenomen (fig. 2).

Tot în Valea Galbinei au fost descoperite cazuri de unire a 2–3 marmite, dând naștere unei marmite mai mari; este cazul marmitelor «cuplate».

În alte împrejurări, două marmite pot deschide între ele o fereastră, drept consecință a subțierii pereților despărțitori. În Valea Galbinei au fost descoperite două astfel de marmite «conjugate».

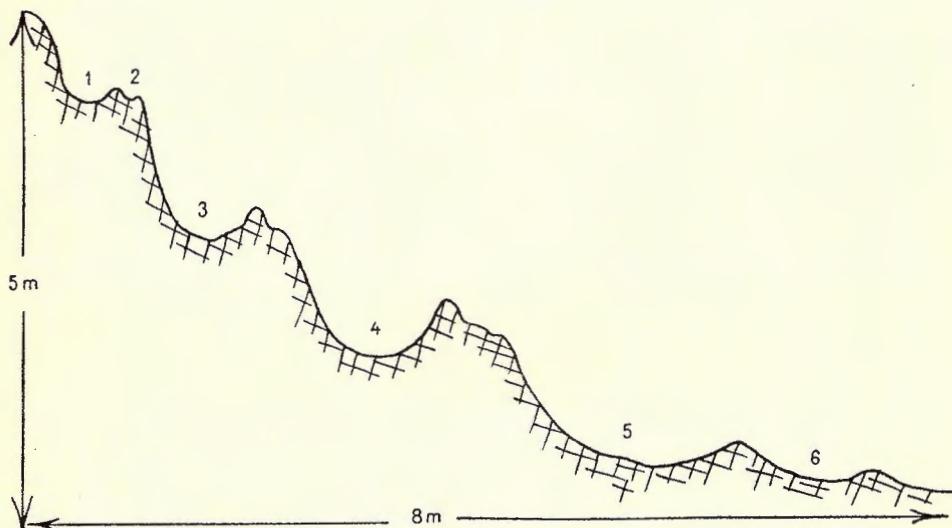


Fig. 2. — Serie de 6 marmite «în trepte» (Valea Bulbuci).

O dispoziție mai puțin obișnuită este aceea a marmitelor în vers e. Acestea sunt întotdeauna subterane. Cercetările noastre au depistat astfel de excavațiuni în Peștera Pojarul Poliței și Peștera Vîntului (Munții Apuseni). Îndeosebi marmita din Peștera Vîntului este o excavație tipică, suspendată invers în bolta peșterii la o înălțime de 2 m. (fig. 3 și 4)

Cu privire la frecvența marmitelor în Valea Galbinei, pe o porțiune de 15 m, se află un număr de 27 marmite. Într-un alt loc, starea pronunțat fisurată a rocii a făcut ca pe o suprafață de mai puțin de 2 m.p. să avem un «cîmp de marmite» format din 7 excavațiuni. Felul în care starea de fisurare influențează apariția marmitelor a fost observat și în Valea Cetăților (la Cetățile Ponorului — Munții Apuseni). În vale, pe marile blocuri sau în porțiunea cursului subteran, au fost văzute marmite deschise pe linia uneia sau mai multor fisuri.



Fig. 3. — Marmiță inversă în boltă peșterii Pojarul Poljei.



Fig. 4. — Marmiță inversă în boltă peșterii Vintului.

Mărimea marmitelor observate și experimentate variază în limite mari. În Valea Galbinei grupul de 27 de marmite cuprinde diametre între 9—120 cm. Cele mai mari marmite din țara noastră se pare că sunt «cazanele» (denumire locală) din fața peșterii Tolosu din Valea Carasului (Munții Banatului). Printre marmitele subterane, excavațiunile de acest fel din peșterile 1 Mai din Șesuri și Peștera de la Căpăt (Munții Apuseni), se pare că sunt cele mai bine dezvoltate. Diametrul acestor marmite este apropiat de 5 m.

Marmite cu peduncul bazal. S-a amintit că prezența unei proeminențe centrale, aflate pe fundul marmitei, arată că avem

de-a face cu o excavație în curs de dezvoltare. Nu am întâlnit astfel de peduncule la marmitele mature. Singurul loc în care au fost observate două astfel de marmite este Peștera Jghiabul lui Zalion (afluent subteran al peșterii de la Izvorul Tăușoarelor din Munții Rodnei) (fig. 5).

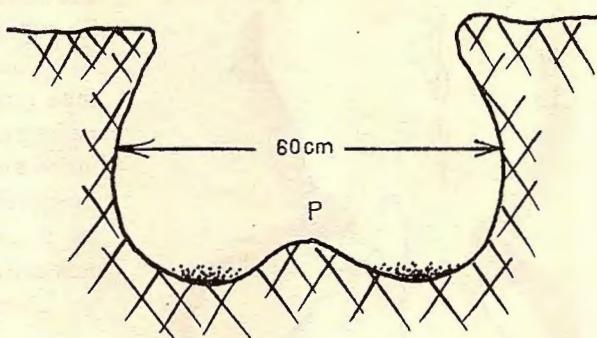


Fig. 5. — Una din cele două marmite cu peduncul bazal, descoperite în peștera Jghiabul lui Zalion.
P. pedunculul.

2. Curenții turbionari de adâncime. În cursul experiențelor noastre s-a presupus existența unei omogenități în ceea ce privește distribuirea pe verticală a curenților turbionari aflați într-o marmită. Pentru punerea în evidență a curenților turbionari au fost folosiți plutitori improvizați din frunze de brad și frunze uscate de fag. Marea majoritate a experiențelor au dovedit existența vîrtejului, a sensului curenților și uneori viteza lor.

În două din cele 14 marmite experimentate, plutitorii nu au descris drumul de vîrtej. Plutitorul persista la suprafața apei pe locul în care a fost aşezat. Cele două marmite au avut aceleași caracteristici:

Elemente dimensionale comune (diametru, adâncime) în jur de 120 cm;
Poziție laterală față de cursul văii;

Existența unei căderi de apă situată la aproximativ 3 m în amonte de marmită.

S-a încercat depistarea curenților turbionari de adâncime. Prima experiență s-a făcut prin deschiderea unui tub cu 2 cmc de cerneală aproape de fundul marmitei. Solubilitatea mare, puterea slabă de colorare a cernelii și regimul turbulent de la baza marmitei au zădănicit orice rezultat experimental. Experiența

următoare s-a făcut prin deschiderea unei cutii de chibrite încărcată cu mîl nisipos-argilos sub apă, la o adîncime de 30 m. De data aceasta s-a putut vedea bine existența unor curenți turbionari de adîncime. Drumul circular descris de dîra de mîl se înscria într-un cerc mult mai mic decît diametrul pe care-l demonstrau plutitorii în mișcarea lor de suprafață.

Dacă în cazul acestor două marmite (excepții de la cele 14 cercetate experimental), curenții turbionari sunt activi numai în interiorul marmitei iar la suprafață apei mai puțin, aceasta se datorește, desigur, regimului turbulent existent la fundul apei și produs de căderile din amonte de marmite.

3. Sensul curenților turbionari.

La una din cele mai tipice marmite centrale din fața portalului Cetăților Rădesii (Mjii Apuseni) au fost folosite ca plutitori frunze de brad. Plutitorii aruncați în apă în amonte de excavație, au înaintat în grup pînă aproape de gîtuirea care marca intrarea în marmită. Aci și-au mărit viteza pătrunzînd spre mijlocul marmitei. În fază următoare, acele de brad s-au despărțit în stînga și dreapta marmitei descriind cîte un arc de cerc, reîntorcîndu-se pe lîngă pereții excavației (fig. 6).

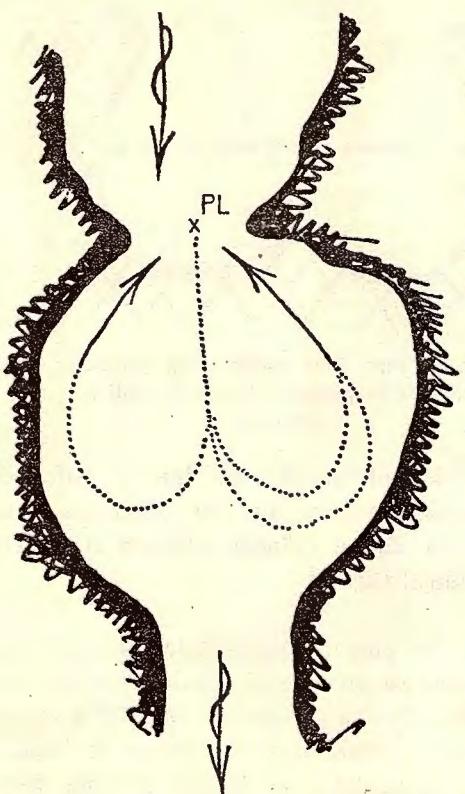


Fig. 6. — Marmita din Cetățile Rădesei asupra căreia s-au efectuat experiențele cu plutitorii. PL, punctul de plecare al plutitorilor. Linia punctată indică porțiunea de platire la suprafață (sfîrșitul virtejului de întoarcere).

vîrtejuri simetrice, a fost observată încă în anul 1924 de ROVERETO (10).

Este interesant de remarcat faptul că plutitorii au înaintat prin mijlocul marmitei prin platire submersă și au executat turbionul de reîntoarcere la suprafață apei. Aceasta desigur pentru faptul că la intrarea în marmită acele de brad au primit o viteză mai mare și au coborât o ușoară diferență de nivel. Aspectul fundului excavației este consecința activității celor două turbioane simetrice. La baza marmitei au fost descoperite două excavații secundare care corespundeau perfect cu suprafețele celor două grupuri de vîrtej.

Formarea acestor curenți turbionari, reprezentați printr-o pereche de

Într-o altă regiune, în renumita Valea Galbinei, s-au făcut observații care contrazic unele din concluziile anterioare. A fost observată o marmită laterală în care plutitorii au demonstrat invers, alternanță dintre plutirea submersă și de suprafață. Frunza uscată a intrat în marmită descriind și jumătate din turbionul de reîntoarcere, prin plutire la suprafață, iar la ieșire a executat o plutire submersă. În primul caz plutitorii au coborât o diferență de nivel cu o viteză mai mare decât aceea a curenților turbionari, iar marmita era centrală, adică în firul văii. Aceste condiții au lipsit în cazul celei de a doua marmite.

Experiențele de mai sus nu permit să stabilim dacă există vreo regularitate în privința felului în care își descriu plutitorii drumul.

O altă observație privind sensul curenților turbionari a fost descoperirea curenților întrerupti. Plutitorii au fost aruncați de data aceasta într-o porțiune mai largă a văii, în amonte de locul în care se zărea prin transparentă apei o marmită în formare. Acele de brad ajunse deasupra acestei marmite s-au grupat în trei arcuri de cerc, punând astfel în evidență existența unor curenții turbionari întrerupți (fig. 7). Fenomenul s-ar putea datora faptului că marmita este prea puțin diferențiată, iar apa din conținutul ei are o prea mare comunitate hidraulică cu cursul văii propriu-zise.

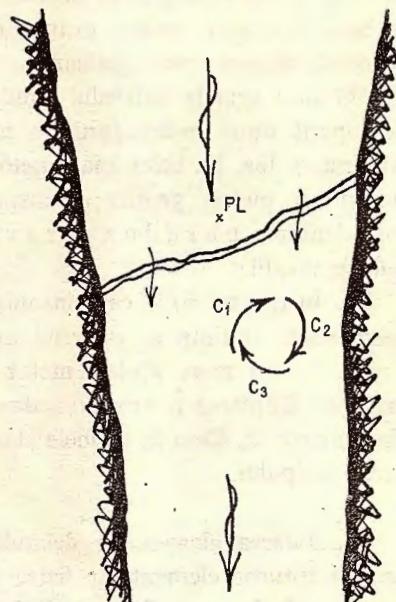


Fig. 7. — Demonstrarea curenților turbionari întrerupți cu ajutorul plutitorilor. PL, punctul în care au fost aruncați plutitorii în cursul apei; C₁, C₂, și C₃, mișările făcute de plutitor deasupra locului în care prin transparentă apei se observă o marmită în curs de excavare.

4. Viteză curenților turbionari. Marmitele laterale, cercetate cu ajutorul plutitorilor, au arătat cu multă ușurință o inegalitate a vitezei plutitorului, în timp ce acesta descrie un turbion. În toate cazurile observate, plutitorii au avut o viteză mare la intrarea în marmită și una simțitor încetinită la vîrtejul de întoarcere. Acest lucru explică cauza pentru care marmitele laterale înaintează excentric în mal, dezvoltându-se îndeosebi în sensul drumului de intrare a curenților turbionari.

Durata unui circuit pe care-l descriu plutitorii în timpul experimentării variază cu viteza apei și cu elementele dimensionale ale marmitei. Pentru o marmită, cu un diametru de aproximativ 100 cm, durata unui turbion complet a fost de 15 sec. O viteză mult mai mare a fost observată la o marmită mică din Valea Bulbuci. Tot în timpul de 15 sec în această marmită plutitorii au descris 11 vîrtejuri complete.

5. Debitul solid și conținutul marmitelor. Sub portalul din Cetățile Rădesii au fost găsite cîteva marmite îndepărtate de firul activ al văii. Majoritatea marmitelor erau lipsite de apă, iar cîteva erau parțial inundate. S-a observat cu ușurință că marmitele lipsite de conținut solid erau uscate în timp ce excavațiunile, care conțineau nisip sau pietriș, erau umede. Este clar că elementele debitului solid, reținute la baza marmitei, întîrzie evaporarea apei, prelungindu-i în felul acesta acțiunea corosivă asupra rocii (calcar).

Golind urmele debitului solid al cîtorva marmite din Valea Galbini, s-au descoperit două excavațiuni cu un aranjament neobișnuit în ceea ce privește conținutul lor. La baza marmitelor se afla un nisip fin, iar în jumătatea superioară un pietriș grosier; o dispoziție inversă ordinei greutății. Fenomenul a fost denumit paradox gravitațional (14) și pare să aibă următoare explicații:

1. În debitul solid care însotește apele torențiale nisipul este un element fizic permanent, în timp ce pietrișul apare mai rar.

2. Inertia mare a elementelor grele a împiedicat reținerea acestora de către marmită. Captarea pietrișului a devenit posibilă numai după ce s-a accentuat adâncirea marmitei. Deci în primele stadii de dezvoltare ale marmitei a avut loc depunerea nisipului.

6. Rularea elementelor debitului solid. Mișcările de revoluție și de rotație proprii tuturor elementelor fizice care participă la mișcarea de turbionare, sunt cauzele principale ale fenomenului de rulare pe care-l suferă pietrișul și bolovănișul din marmite. Existența celor două mișcări a fost dovedită și prin experiențele cu plutitori. La o marmită din Valea Galbini plutitorul s-a rotit în jurul axei sale de 1—3 ori în timpul unui circuit de vîrtej. În mod obișnuit rezultă pietrele sferice denumite bile de marmitaj. ROVERETO (10) a denumit aceste sfere «pietre de străchină» și «piulițe» (marmitele Cheilor Celano din Italia).

Corpurile fizice, în cazul nostru pietrele, aflate în calea curenților de apă, sunt expuse unui proces de modificare a formei lor, spre o formă cît mai hidrodinamică. Sfera este corpul care opune rezistență cea mai mică curenților apei. Această rezistență este proporțională cu aria secțiunii frontale a corpului și crește cu mărirea vitezei de deplasare a fluidului. Pentru cunoașterea în continuare a proceselor hidraulice care pot ajuta genezei bilelor de marmitaj, este important fenomenul cunoscut sub numele de effect Magnus.

În cazul său ideal, efectul Magnus (13) se referă la un cilindru care se rotește într-un fluid aflat în repaus. Printr-o similitudine dinamică, corpurile sferice aflate în calea unui curent turbulent pot fi omologate cu cilindrul ideal. Dacă corpul stă nemîșcat în fluidul care curge, în spatele lui liniile de curent vor produce o regiune turbulentă. În cazul că acest corp poate fi adus în stare de mișcare de rotație, fluidul

va curge în jur mult mai ușor, producindu-se doar o modificare a liniilor de curent, iar rezistența corpului va deveni mai mică. De partea corpului în care sensul de rotație este opus sensului fluidului (prin similitudine, în repaus) viteza fluidului scade, ceea ce are ca urmare, potrivit ecuației lui BERNOULLI, o creștere a presiunii exercitatice de fluid asupra corpului. În partea opusă viteza fluidului crește, ceea ce are ca urmare o scădere a presiunii exercitatice de fluid asupra corpului. Astfel, între cele două extremități ale corpului sferic se produce o diferență de presiune care dă naștere la o forță care deplasează corpul spre partea în care viteza fluidului a devenit mai mare.

Forța efectului Magnus amplifică mișcarea de rotație a corpului, ceea ce duce spre forme geometrice din ce în ce mai sferice.

Sferele de marmitaj cele mai caracteristice au fost găsite în următoarele locuri:

a) Bila solitară din galeria inferioară a peșterii de la Izvorul Tăușoarelor. Ea este un corp elipsoidal cu cele trei axe de 9,7 și 8 cm. A fost găsită într-o marmită care reprezenta un tipar negativ al acestui corp. Diametrul marmitei este de 15 cm, iar adâncimea de 7 cm. Volumul mai mare al marmitei față de unicul ei element fizic din debitul solid se datorează naturii rocii celor două corperi, marmită și bila de marmitaj. În timp ce marmita este scobită în calcar eocen, bila ei este dintr-un cuarțit grezos, mai rezistent în frecarea reciprocă.

b) Bile de marmitaj de dimensiuni mai mici, găsite în conținutul unor marmite din Valea Galbenei, Peștera Ponorului de la Căpăt și Valea Bulbuci. Acestea au o suprafață puternic lustruită și reprezintă un procent secundar față de restul elementelor fizice, nerulate.

c) Bilele de marmitaj cele mai interesante au fost descoperite în «Sala bilelor» din peștera de la Izvorul Tăușoarelor (14). La 195 m adâncime au fost strânse și dezgropate de sub nisip un număr de 13 bile de marmitaj. Toate bilele au forme sferice bine rulate și au fost ridicate de pe o suprafață de 2,5 mp. În această porțiune, astăzi lipsită de apă, au existat cîndva ape cu un regim pronunțat turbulent și producătoare de mari turboane. Întreaga sală a putut juca cîndva rolul unei uriașe marmite.

7. Natura rocii și geneza marmitelor. Potrivit unei sume de observații, excavaarea unei marmite poate avea loc în rocile cele mai felurite. BRUNHES (1) a observat în barajul rîului Fribourg din Elveția, marmite dezvoltate în marne, iar în caracterele Nilului, în granite.

Prezența marmitelor în calcare este un fapt mai frecvent datorită apei încărcate cu bioxid de carbon în procesul de coroziune. În calcare rapiditatea fenomenelor de eroziune, coroziune și erorsiune este neobișnuit de mare. În anul 1893 B. Dosz (5) a observat cazul unui rîu din regiunea golfului Riga, unde apariția unei ape torrentiale a dat naștere unui canion lung de 98 m și larg de 8 m. Potrivit

observațiilor făcute de W. M. DAVIS (5), în talvegul Marelui canion din Colorado, acesta s-a adâncit într-un anumit punct cu 22 m în timp de 32 de ani.

Apariții de marmite în alte roci decât cele carbonatate au fost observate și în țara noastră. I. BUTA de la Universitatea din Cluj a descoperit în anul 1960

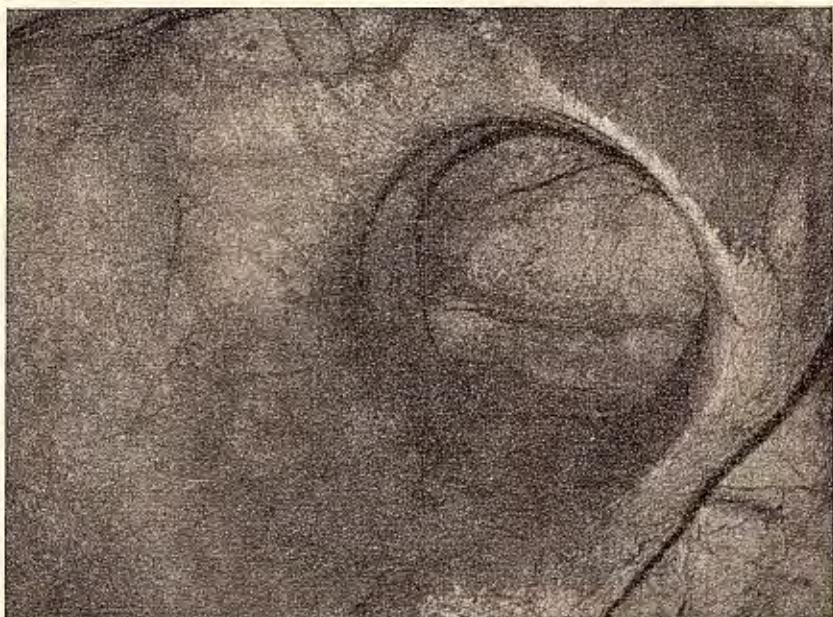


Fig. 8. — Marmită dezvoltată în Eruptivul defileului de la Lăpuștești din Valea Someșului Cald (raionul Nuedin). Foto I. BUTA.

marmite dezvoltate în eruptivul defileului de la Lăpuștești din valea Someșului Cald (raionul Huedin). Aceste excavații au adâncimi medii în jur de 30 cm, iar unele conțin elemente ale debitului solid, printre care și cîteva bile de marmitaj rulate la forme sferice¹⁾.

G. RASMUSSON (9), cercetînd geneza și natura unor excavații în granitele din Corsica și din Munții Germaniei mijlocii, pune problema dacă termenul de « carst » și fenomen carstic nu ar trebui extins la toate fenomenele similare, indiferent de natura rocii în care s-a produs forma respectivă de microrelief (fig. 8).

Acțiunea erozivă a apei, ajutată de eroziunea produsă de elementele fizice ale debitului solid sunt capabile de excavații de tipul marmitelor și în afara calcarelor.

¹⁾ Comunicare personală.

BIBLIOGRAFIE

1. BRUNHES J., Sur quelques phénomènes d'érosion et de corrosion pluviales. *C. R. des Séances de l'Ac. de Sc.*, Paris, 14 febr. 1898.
2. BRUNHES J. Sur les marmites des îlots granitiques de la cataracte d'Assouan Haute Egypte (*C. R. des séances de l'Ac. de Sc.*, Paris, 7 aug. 1899).
3. CHAIX-DU BOIS ÉMILLE. Le Pont des Oulles. La Géographie, *Bull. de Soc. Géogr.*, Tom. VIII, nr. 6, 1903, Paris.
4. LAPPARENT A. DE, Traité de géologie. Paris 1900, Masson.
5. MARTEL A. E. Nouveau traité des eaux souterraines, Paris 1921.
6. MARTEL A. E. Causses et gorges du Taron. Millan, 1926.
7. MARTONNE EMM. DE Traité de géographie physique. Paris, 1909.
8. RAHIR ED. Le Höll-Loch « Trou d'Enfer » en Suisse. Extr. de *Bull. Soc. belge de géol. paleont. et d'hydrolog.*, XIX, Bruxelles.
9. RASMUSSEN GUNNAR. Karstformen im Granit des Fichtelgebirges, « Die Höhle », nr. 1, 1959, pg. 1, Wien.
10. ROVERETO GAETANO Tratato di geologia morfologica. Milano, 1924.
11. RUDNICKI JAN. Geneza jaskin systemu Lodowego Zdrola i ich zwiazek z rozwojem Doliny Koscieliskiej. (*Acta geol. Polonica*, vol. VIII, Warszawa, 1958, p. 245).
12. SCHIRMER H. Nouvelles études de morphologie désertique. La Géographie, Tom. VIII, 1903, p. 223, Paris.
13. ȚÎTEICA R., STĂNESCU N. Fizică Editura Tehnică, București, 1957.
14. VIEHMANN IOSIF. Contributions à la connaissance de la genèse des marmites. « Speleologia », *Bult. Speleo. Warszawskiego*, I, nr. 3, 1959, p. 145.
15. VALER DORIN. Hidraulică teoretică și aplicată. București, Editura Tehnică, 1950.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С МОРФОГЕНЕЗОМ ЭРОЗИОННЫХ КОТЛОВ

И. ФИМАНН

(Краткое содержание)

В первой части работы автор сообщает теоретические данные в связи с генезом котлов. Даётся описание стадий образования этих углублений.

Главной причиной образования этих котлов является эрозия, термен употребленный Гейницем (в 1886 г.) подразумевая под ним сложный результат совместного действия коррозии, эрозии, и вихревого движения воды. Что касается классификации этих котлов, то автор выделил в 1959 г., (14) пять групп: 1. котлы, являющиеся результатом эрозии рек и потоков; 2, котлы, образованные подземными водами; 3, котлы, которые образовались

вследствие эоловой эрозии, 4, — вытаивания леденных глыб и 6, — и морской деятельности. Даётся анализ составных частей котла, упоминая так называемые «билье де мармитаж» т.е. элементы округлой формы. (14).

Во второй части излагаются результаты наблюдений и опытов, проведенных автором в 90 котлах, из коих 14 котлов были исследованы в период 1953—1961 гг. Выводы систематизированы и выделены следующие 7 наиболее важных проблем:

1. *Расположение, распространенность и величина котлов.* Исследованные углубления бывают: ступенчатыми, центральными, боковыми, сообщающимися и опрокинутыми. Опрокинутые котлы это подземные образования, расположенные в своде пещер. Распространенность котлов зависит от породы, от трещенчатости и от вихревого движения воды. Самые крупные котлы, известные в нашей стране, это «Казанеле» в долине Карапулуй (Банатские Горы), а из подземных выемок, самыми крупными являются образования Пещеры I Май» расположенной в Шесурь и Пещеры Понорулуй из Капут.

2. *Вихревые глубинные потоки.* Опыты имеющие целью изучение вихревых потоков производились при помощи импровизированных из сухих еловых игловидных листьев плавников. В котлах, в которых плавники не описывают характерной для водоворота траектории, были обнаружены глубинные потоки внутри котла. Они были выявлены при помощи наполненных глинистым илом песчаным илом трубок, открытых на глубине 30 см. Отсутствие вихревых потоков на поверхности и их присутствие в глубине котла, объясняется вертикальным падением воды, производящим водоворот на дне.

3. *Направление вихревых потоков.* Опыты проведенные на поверхности воды при помощи поплавков доказали что в большинстве котлов существует круговое обращение воды. В котлах расположенных в Горах Апусень в Четэциле Рэдесей и в Валф Галбиней наблюдаются вихри особого вида. Речь идет о котлах, в которых существует два симметричных вихря (два водоворота) где во время полного кругооборота движение поплавка на поверхности чередуется с его погружением, и в которых существуют и прерывающиеся потоки, группирующиеся в виде трех арок, расположенных над погруженным в воду котлом.

4. *Скорость вихревого движения потоков,* была установлена при помощи хронометрического измерения движения поплавков. В некоторых котлах движение одного вихря длилось 15 сек., а наибольшая скорость которую

установили до сих пор равняется 11 кругооборотам в 15 сек., произведенных поплавком.

5. Дебит твердых тел и содержание котлов. Установлено, что котлы в которых находится гравий, задерживают воду дольше, даже тогда, когда их эрозионная деятельность (эррозия) уже прекратилась. В местности Валя Галбенэ обнаружено явление, названное авторами «гравитационным парадоксом». Там физические элементы расположены в обратном порядке: более тяжелые обломки расположены в верхней части котла, а тонкозернистый песок на дне. Это явление объясняется тем что вода содержит гравий реже, в то время как песок является постоянным элементом увлекаемым водой, образующий дебит твердых тел, а ввиду того что тяжелые элементы обладают более сильной инерцией, они могут быть захвачены и попасть в котел только в более зрелой стадии его образования (в стадии углубления).

6. Окатанность элементов составляющих дебит твердых тел. Физические элементы, составляющие дебит твердых тел, описывают во время вихря вращательное движение и обращение. Вращению способствует гидравлическое явление, известное под названием «эффекта МАГНУС». В этих условиях гравий находящийся в кotle принимает формы приближающиеся к сфере. Эти физические элементы, принимают ясновыраженные гидродинамические формы, известные под названием «билье де мармитаж» что означает в переводе «шарики в котлах» Самые известные и самые многочисленные шарики такого рода были найдены в пещере «Изворул Тэушарелор» на глубине 195 м.

7. Состав породы и генез котлов. Образование котлов имеет место не только в карбонизированных породах. В ущелии Лэпестешть (долина Сомештулуй Калд) были обнаружены котлы с шариками, выкопанными в изверженном материале.

OBSERVATIONS SUR LA MORPHOGÉNÈSE DES MARMITES

PAR

I. VIEHMANN

(Résumé)

Dans la première partie du travail l'auteur présente une généralisation des données théoriques sur la genèse des marmites ; il insiste sur les stades de la formation de ces excavations.

La cause essentielle de la genèse des marmites est le phénomène d'érosion, terme utilisé par GEINITZ (1886) pour montrer l'effet complexe de la corrosion, de l'érosion et du mouvement tourbillonnaire de l'eau. En ce qui concerne la classification des marmites, l'auteur a établi, en 1959 (14), cinq groupes de marmites : 1, fluviatiles-torrentielles ; 2, souterraines ; 3, éoliennes ; 4, glaciaires ; 5, marines. Lorsqu'on analyse le contenu des marmites, on mentionne également les billes de marmitage.

La deuxième partie comprend les résultats de quelques observations et expériences faites par l'auteur sur 90 marmites ; 14 marmites ont été étudiées pendant 1953-1961. Les conclusions sont groupées en sept problèmes plus importants, à savoir.

1. *Disposition, fréquence et dimensions des marmites.* Au point de vue de leur disposition, les excavations étudiées sont disposées en gradins ou bien elles sont centrales, latérales, conjuguées et inverses. Les marmites inverses représentent des formations souterraines logées dans la voûte des grottes. La fréquence des marmites est déterminée par la nature de la roche, le degré de fissuration et le régime de turbulence de l'eau. Il paraît qu'en Roumanie, les plus grandes marmites sont les « chaudières » de la vallée du Caraș (Banat) et parmi les excavations souterraines, les formations de la grotte « 1 Mai » à Șesuri et de la grotte « Peștera Ponorului » à Căput.

2. *Courants tourbillonnaires de profondeur.* L'existence des courants tourbillonnaires a été démontrée au moyen des flotteurs improvisés de feuilles et d'aiguilles de sapin. Lorsque dans les marmites, les flotteurs n'ont pas décrit le trajectoire du tourbillon, on a étudié la présence des courants de profondeur à l'intérieur de la marmite, au moyen de tubes à limon argileux-sableux, ouverts à 30 cm de profondeur. L'absence des courants tourbillonnaires à la surface mais leur présence à l'intérieur de la marmite est due à une chute d'eau qui produit au fond un régime turbulent.

3. *Sens des courants tourbillonnaires.* Les expériences avec des flotteurs à la surface de l'eau ont démontré l'existence des courants circulaires dans la majorité des marmites. Mais à Cetățile Rădesei et Valea Galbinei (Monts Apuseni) on rencontre des marmites dans lesquelles les flotteurs ont mis en évidence des cas particuliers de tourbillonage. Il s'agit de marmites caractérisées par une paire de courants symétriques (deux tourbillons), une alternance entre le trajet de surface et celui submergé du flotteur pendant son circuit complet et des courants interrompus, groupés en trois arcs de cercle, au-dessus d'une marmite ennoyée.

4. *Vitesse des courants tourbillonnaires.* En ce qui concerne la vitesse des courants tourbillonnaires, l'auteur a chronométré le mouvement des flotteurs. Chez quelques

marmites, la durée d'un tourbillon a été de 15 sec. et la vitesse maximum celle d'un flotteur.

5. *Débit solide et contenu des marmites.* On a observé que les marmites remplies de gravier retiennent l'eau pendant longtemps, même si elles ne sont plus actives. Dans Valea Galbinei l'auteur a noté un phénomène dénommé par lui « paradoxe gravitationnel ». Il s'agit d'une disposition inverse des éléments physiques constituant le débit solide, notamment : les plus lourds à la partie supérieure de la marmite et le sable fin, au fond. Le phénomène a été expliqué par le fait que le gravier accompagne rarement l'eau, tandis que le sable est un agent permanent du débit solide et l'inertie des éléments lourds étant plus grande, ceux-ci n'ont pu être captés dans la marmite qu'après l'approfondissement de cette dernière.

6. *Roulement des éléments du débit solide.* Pendant un tourbillon, les éléments physiques du débit solide décrivent un mouvement de révolution et un autre de rotation. Au mouvement de rotation concourt un phénomène hydraulique connu sous le nom d'« effet Magnus ». Dans ces conditions, le gravier de la marmite tend à prendre les formes les plus proches de la sphère. Lorsque ces éléments ont des formes hydrodynamiques prononcées ils sont dénommés « billes de marmitage ». Les plus nombreuses et renommées billes de ce type ont été trouvées dans la grotte Izvorul Tăușoarelor, à 195 m de profondeur.

7. *Nature de la roche et genèse des marmites.* La formation des marmites n'a pas lieu seulement dans les roches carbonatées. Dans le défilé de Lăpuștești (vallée du Someșul Cald) l'auteur a découvert des marmites à billes de marmitage creusées dans du matériel éruptif.



CUPRINSUL

	Pag.
AIRINEI řT. Efectul micromagnetic al unor segmente de șosele asfaltate din sud-vestul Transilvaniei	405
— Efectul magnetic al conductelor de oțel îngropate și al șinelor de C.F.	419
ALEXANDRESCU GR. și GEORGESCU C. Asupra formațiunii cu sare dintre Paltin și Valea sării (Vrancea)	183
BĂNCILĂ I. și PAPIU V. C. Asupra silicolitelor cretacice inferioare din Cuveta marginală a Carpaților orientali	25
BÎRA N. și NEACȘU G. Produsele de transformare ale unor roci ultrabazice de la Pîrvova — Lăpușnicel — Șumița (Banat)	293
BOLDUR C. și BOLDUR AL. Cercetări geologice în regiunea Reșița — Doman — Secul . .	255
BOLDUR ALDUR și BOLDUR C. Cercetări geologice în regiunea Reșița — Doman — Secul . .	255
BRESTOIU C., COSMA S. și TEODORU I. Cercetări geologice în Dobrogea Centrală	207
BURACU OCT. Observații asupra prospectiunilor geochimice executate în sectorul zăcămintului Muncelul Mic	493
CIORNEI P. și VASILESCU L. Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului	38-
CONEA A., VOLOVICI C., MUCENIC I. și NIȚU I. Complexul pedologic al văii Călmățuiului . .	429
COSMA S., TEODORU I. și BRESTOIU C. Cercetări geologice în Dobrogea Centrală	207
— și ȘTEFAN REMUS. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Roșia Montană (Munții Metaliferi)	159
DIMITRIU AL. Metoda precisă și rapidă pentru determinarea carbonului organic total din soluri (Procedeu gaz-absorbтив titrimetric)	447
DOFESCU M. și GHEORGHIȚĂ I. Cercetări geologice în regiunea Firiza — Izvoare — Crăcești . .	337
DRAGOŠ V. Accidente disarmonice și microtectonice între Homoriciu și Mănețiu (Valea Teleajenului)	355
— Anticlininalul de vale de pe Valea Parasca (Vălenii de Munte)	381
GÂTĂ GH. și GÂTĂ E. Determinarea stronțiumului prin fotometrie directă	461
GÂTĂ GH. și GÂTĂ E. Determinarea sesquioxizilor liberi din soluri și sedimente	479
GÂTĂ E. și GÂTĂ GH. Determinarea stronțiumului prin fonometrie directă	461
GÂTĂ E. și GÂTĂ GH. Determinarea sesquioxizilor liberi din soluri și sedimente	479
GEORGESCU C. și ALEXANDRESCU GR. Asupra formațiunii cu sare din Vrancea	183
GHENEÀ C. și GHENEÀ A. Cîteva observații geologice asupra prezenței Ponțianului dintre T. Severin și Batoji	199
GHENEÀ A. și GHENEÀ C. Cîteva observații geologice asupra prezenței Ponțianului dintre T. Severin și Batoji	199
GHEORGHIȚĂ I. și DOFESCU M. Cercetări geologice în regiunea Firiza—Izvoare—Crăcești . .	337
HUICĂ I. Notă asupra depozitelor tortoniene din regiunea Pătărilage—Orjani	101
ILIESCU O. Prezența Pliocenului în Bazinul Mehadiie	177

Pag.

MANILICI V. Contribuții la studiul rocilor efuzive din zona Baia Sprie—Dănești—Trestia—Bloaja (regiunea Baia Mare)	75
MARINESCU I. Structura geologică a Flișului dintre Valea Bîsca Mare și izvoarele Putnei	109
MIRĂUȚĂ O. și MIRĂUȚĂ E. Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna—Hamcearca)	129
MIRĂUȚĂ E. și MIRĂUȚĂ O. Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna—Hamcearca)	129
MUCENIC I., CONEA A., VOLOVICI C. și NIȚU I. Complexul pedologic al văii Călmățuiului..	429
MUTIHIAC V. Observații asupra Triasicului de la Agighiol—Zebil	245
NĂSTĂSEANU S. Asupra prezenței formei Lopha carinata (Lmk) la Doman	143
NEACȘU G. Contribuții la cunoasterea bentonitelor de la Pîrvova (Banat)	13
— și BÂRĂ N. Produsele de transformare ale unor roci ultrabazice de la Pîrvova—Lăpușnicel—Șumița (Banat)	293
NIȚU I., CONEA A., VOLOVICI C. și MUCENIC I. Complexul pedologic al văii Călmățuiului .	429
OARCEA C. și SEMAKA A. Flora liasică din colecția de la Anina	239
PAPIU V. C. și BĂNCILĂ I. Asupra silicolitelor cretacice inferioare din Cuveta marginală a Carpaților orientali	25
PAULIUC S. Contribuții la studiul texturilor superficiale ale gresiilor paleogene din zona externă a Flișului Carpaților orientali	305
— Contribuții la studiul Flișului cretacic și paleogen dintre Bîsca Mare și Zăbala	317
SAVU H. Contribuții la cunoasterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești (Munții Semenic)	147
— și VASILESCU A. Contribuții la cunoasterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borsă (Maramureș)	53
SĂNDULESCU M. Stratigrafia și tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare—Berzunț—Onești	273
SEMAKA A. Observații asupra florei Toarcian-Aalenianului din Banat	225
— Reconsiderarea grupului Zamites schmiedelii Sternberg	93
— și OARCEA C. Flora liasică din colecția de la Anina	239
ȘTEFAN REMUS și COSMA STANCIU. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Roșia Montana (Munții Metaliferi)	159
TEODORU I., COSMA S. și BRESTOIU C. Cercetări geologice în Dobrogea Centrală	207
VASILESCU L. și CIORNEI P. Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului	387
VASILESCU A. și SAVU H. Contribuții la cunoasterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borsă (Maramureș) .	53
VIEHMANN I. Observații asupra morfogenezei marmitelor	505
VOLOVICI C., CONEA A., MUCENIC I. și NIȚU I. Complexul pedologic al văii Călmățuiului ..	429

Digitized by srujanika@gmail.com



Redactor: Mircea Ilie
Tehnoredactor: G. Cazaban, L. Fote, A. Riman
Traduceri: C. Missir, V. Untul
Illustrația: I. Petrescu

Dat la cules 6 VI 1962. Bun de tipar 5 I 1963. Tiraj 1550 ex.
Hîrtie velină 45,5 gr./m. p. Ft. 70×100 Coli edit. 18. Coli de
tipar 25,6. Com. 707 Pentru biblioteci indicele de clasificare
55 (053).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică nr 4,
Calea Șerban-Vodă nr 133-135. București R. P. R.

15. 8



