

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMA
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. IV
1967-1968

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

2004

BUCUREŞTI

1970



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
ȘEDINȚELOR

VOL. LV
(1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

83088

BUCUREȘTI
1970



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 19 ianuarie 1968

Prezidează: Prof. dr. docent D. Rădulescu.

— Kräutner H.G. — Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei¹.

— Hinculov Luciană — Studiul paleoecologic al faunei sarmatiene de la Soceni (D.S.LV/3).

— Tanasescu Roxandra — Defixarea prin tratament termic a potasiului din sol².

— Tiepaci I., Anastase Ş. — Determinarea vîrstei absolute a branneritului din zăcămîntul de fier Vîrful Boul (munții Poiana Rusă) (D.S.LV/2).

Şedinţa din 26 ianuarie 1968

Prezidează: Prof. dr. docent D. Rădulescu.

— Ianovici V., Dimitriu Al. — Fundamentarea statistică matematică a raporturilor genetice dintre zăcămîntele de mangan din munții Sebeș³.

— Savu H. — Condițiile de formare a unor minerale de Ti și Fe în zona cu disten, staurolit și almandin din provincia metamorfică a munților Semenic (p. 33).

— Lubenescu Victoria, Sîrbu Filofteia, Odobescu Tamară — Contribuții la stratigrafia Neogenului din regiunea Reșița-Caransebeș-Lugoj (Banatul de est) (D.S. LV/4).

¹ Se publică în *Stud. cerc. geol. geof. geogr.* nr. 2, Academia R.S.R. București.

² Se publică în *St. tehn. econ.* C 18.

³ Se publică în *Stud. cerc. geol. geof. geogr.* nr. 1, Academia R.S.R. București.



Şedinţa din 2 februarie 1968

Prezidează : M. Săndulescu.

— Antonescu F., Manea Al., Popescu T. — Date noi asupra Cretacicului din regiunea Lipova-Belotinț (D.S. LV/4).

— Dumitriu Cristina — Contribuţii privind calculul valorii medii pentru distribuţiile circulare⁴.

— Ştefănescu M. — Prezenţa faciesului gresiei de Bogata în munţii Baraolt (D.S. LV/3).

Şedinţa din 9 februarie 1968

Prezidează : M. Bleahu.

— Hinculov Luciana — Studiul biometric al pelecipodelor *Anadara diluvii pertransversa* (Sacco) şi *Cardita (Megacardita) jouaneti dertavicula* (Sacco) (D.S. LV/3).

— Bucur I., Costea I., Dragu C. — Corelări în Paleogenul dintre Teleajen şi Buzău (D.S. LV/4).

— Kalmar I. — Notă asupra prezenţei Permianului remaniat în cadrul masivului Preluca (D.S. LV/4).

Şedinţa din 16 februarie 1968

Prezidează : M. Săndulescu.

— Papiu C. V., Manea A. Z. — Studiul mineralelor grele din depozitele neogene ale bazinului Oraviţa (p. 263).

— Bucur I. — Consideraţii privind ansamblul de adâncime din depresiunea transilvană (D.S. LV/5).

— Edestein O., Chițim uș V. — Contribuţii la cunoaşterea fundamentului sedimentar al rocilor eruptive dintre valea Ilba şi valea Chiuzbaia (Baia-Mare) (D.S. LV/5).

Şedinţa din 23 februarie 1968

Prezidează : M. Săndulescu.

— Hinculov Luciana — *Cardium polijioanei suessiformis* Jeck. Studiul domeniului de variabilitate al caracterelor morfologice, pentru stabilirea neotipului (D.S. LV/3).

⁴ Se publică în revista *Sedimentology* — Olanda. Groninger.



— K u s k o M., S a v u M. — Prezența unor depozite jurasice în munții Baraolt (D.S. LV/4).

— Ș t e f ă n e s c u M. — Pînza de Baraolt (D.S. LV/5).

Şedința din 1 martie 1968

Prezidează : Prof. dr. docent D. R ă d u l e s c u.

— G i v u l e s c u R. — O nouă contribuție la cunoașterea florei din Pliocenul superior de la Chiuzbaia (Maramureș) (D.S. LV/3).

— L e m n e M a r i o a r a - M i a — Contribuții privind răspândirea elementelor radioactive în sisturile cristaline din masivul Făgăraș (p. 281).

— P e l t z S., P e l t z M a r g a r e t a, U r c a n T. — Contribuții la cunoașterea vulcanismului neogen din regiunea Groși-Bulza-Fintoag (Extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi) (p. 109).

Şedința din 15 martie 1968

Prezidează : M. B l e a h u.

— H u r d u z e u C. — Contribuții la cunoașterea zăcămintelor de minereuri de fier din regiunea Sadova-Teregova (munții Semenic) (D.S. LV/2).

— B a l t r e s A. — Asupra existenței Cretacicului superior în partea de N a munților Bîrgăului (D.S. LV/4).

— B a l t r e s A. — Asupra unor gipsuri diagenetice din Sarmatianul părții de NE a bazinului Transilvaniei (p. 227).

Şedința din 22 martie 1969

Prezidează : M. B l e a h u.

— M a n e a Ă l. Z., P o p e s c u T., D r ă g ă n e s c u A. — Stratigrafia și sedimentologia depozitelor pliocene dintre Rădmănești și Bruznic (N Banat) (D.S. LV/4).

— K u s k o M., S a v u M. — Barremianul inferior din munții Baraolt (D.S. LV/4).

— K a l m á r I. — Asupra unor iviri noi de Cretacic superior în masivul Prelucra (D.S. LV/4).

Şedința din 29 martie 1968

Prezidează : M. B l e a h u.

— I s t o c e s c u D., I o n e s c u G h. — Geologia părții de N a depresiunii pannonice (D.S. LV/5).



— Baltrăș A. — Asupra constituției conglomeratelor tortoniene și sarmațiene din partea de NE a bazinului Transilvaniei (p. 215).

— Kalmár I. — Portelanitele din Copalnic și Coaș (Județul Maramureș) (p. 165).

Şedința din 5 aprilie 1968

Prezidează: M. Bleahu.

— Savu M., Kuskov M. — Precizarea Apțianului superior în munții Baraolt (D.S. LV/4).

— Georgehiță Ioana — Anhidritizarea, stadiu de transformare în cadrul activității hidrotermale, legată de rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă.⁵

— Baltrăș A. — Distribuția mineralelor grele în depozitele sedimentare din partea de NE a bazinului Transilvaniei (p. 239).

— Baltrăș A. — Fracțiunea grea din aluviunile râului Someșul Mare (p. 231).

Şedința din 12 aprilie 1968

Prezidează: Prof. dr. docent D. Rădulescu.

— Nedelcu L., Bălașa E., Roșu N., Bordea R. — Considerații noi asupra zăcământului Dealul Crucii, pe baza rezultatelor unor foraje recente (D.S. LV/2).

— Delstein O., Dragu Valentina, Chiorpec Miocara — Observații asupra vulcanitelor și depozitelor sarmațiene străbătute de forajul 303 — valea Colbului-Băița (Baia-Mare) (p. 69).

— Andrei Gr. — Cîteva considerații asupra formării și evoluției crovurilor din Cîmpia Română⁶.

— Mészáros N., Iliescu O., Petre I. — Unele considerații asupra limitei Eocen-Oligocen în forajele de la Jac-Lupoiaia (valea Agrijului, județul Sălaj) (D.S. LV/4).

⁵ Se publică în *Stud. cerc. geol. geof. geogr. nr. 1*, Academia R.S.R. București.

⁶ Se publică în *St. tehn. econ. C. 18*.

Şedinţă din 19 aprilie 1968

Prezidează : M. Bleahu.

— Boldur C., Stilla Al., Iavorski M., Dumitru I. — Date noi în cunoaşterea stratigrafiei şi tectonicii sedimentarului mezozoic de la N de Olăneşti (Carpaţii Meridionali) (D.S. LV/5).

— Diaconu M. — Asupra unor calcare cu crinoide din Ladinianul munţilor Pădurea Craiului (D.S. LV/3).

— Vîsariion Adina — Asupra prezenţei unei asociaţii microfloristice în seria de Muncel (munţii Bihor) (D.S. LV/3).

— Berza T., Orăşanu Th. — Notă asupra stratigrafiei şi petrografiei tufului de Apahida (p. 247).

— Nicolaescu V., Ionescu St., Caraveteanu Constanţa — Observaţii asupra stratelor de Sinaia şi stratelor de Bistra în bazinul pîrului Bancu (partea de S a munţilor Ciucului) (D.S. LV/4).

Şedinţă din 23 aprilie 1968

Prezidează : D. Patrulus.

— Balintoni I. — Date şi idei noi în legătură cu geneza zăcămîntului de sulf nativ din munţii Călimani şi cu fenomenele geologice din terenurile adiacente zăcămîntului (D.S. LV/2).

— Ciorniei P., Vasilescu Olimpia, Tânăsuică I. — Studiul petrografic şi chimic al dolomitelor de la Voşlobeni (Carpaţii Orientali) (p. 151).

— Istoceşcu D., Mihai A., Diaconu M., Istoceşcu Felicia — Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crişul Repede şi Crişul Negru (D.S. LV/5).

— Pauliuc Marieta, Cioflica Gianina, Ticleanu N. — Plante fosile din Pliocenul depresiunii Şoimari — judeţul Prahova (D.S. LV/4).

— Gheorghian Mihaela — Contribuţii la cunoaşterea unor specii de globorotaliide de vîrstă tortoniană din România (D.S. LV/3).

— Gheorghian Mihaela — Asupra unor specii de globigerinide de vîrstă tortoniană din sudul bazinului Transilvaniei (D.S. LV/3).

— Tomescu Camelia — Orizontarea Santonianului de la Săsciori (Sebeş) pe baza echinoidelor (D.S. LV/3).

— Trifan George — Prezenţa terebratulinelor în Eocenul superior de la SW de localitatea Brebi (valea Romita-nord-vestul bazinului Transilvaniei) (D.S. LV/3).



Şedinţa din 24 aprilie 1968

Prezidează : I. Huber-Panu.

— Huber-Panu I., Gheorgescu B., Prescu Angela — Cercetări tehnologice pentru determinarea posibilităților de valorificare a rocilor cu grafit din zona Ungurelaș-Polovragi⁷.

— Pandeleșcu C., Polici Georgeata, Borcea Maria — Cercetări privind posibilitățile de valorificare tehnologică a zăcământului manganifer de la Dadu-Cîrlibaba⁸.

— Gheorgescu B., Prescu Angela — Cercetări pentru stabilirea tehnologiei de preparare a minereului cuprifer de la Vărad⁹.

— Pandeleșcu C., Dumitrașcu M., Borcea Maria — Cercetări privind prepararea minereului de la Sasca Montană (Puțul 8 Mai-Stînăpari)¹⁰.

— Gheorgescu B., Mușeteanu Cr. — Cercetări privind prepararea piritei cuprifere de la Moldova Nouă-Florimunda (orizontul inter-mediar)¹¹.

— Gheorgescu B., Mușeteanu Cr., Borcea Maria — Cercetări privind prepararea minereului complex de la Tarna-Mare (filonul Mihai)¹².

Şedinţa din 25 aprilie 1968

Prezidează : N. Florea.

— Savadurov H., Conescu Adriana — Apa freatică și solurile gleizate din Cîmpia Crasnei¹³.

— Stoica Elena, Giușcă R., Neacsu Vasiliica — Fracțiunea argiloasă a unor soluri din munții Maramureșului. I Soluri din etajul forestier¹⁴.

— Savadurov H., Niculescu Ana, Iacob Eugenia — Observații pedologice asupra unor soluri acide din muncelele Oașului¹⁵.

— Orleanu C. — Aspecte ale eroziunii solurilor în Podișul Tîrnăvelor (la S de Tîrnava Mare)¹⁶.

— Savadurov H., Roman Stefan — Conținutul sporo-polinic al unor soluri podzolice argilo-iluviale¹⁷.

^{7, 8, 9, 10, 11, 12} Se publică în *St. tehn. econ. B.* 45.

¹⁴ Se publică în *St. tehn. econ. C* 17.

^{13, 15, 16, 17}, Se publică în *St. tehn. econ. C* 18.

— Opris M. — Prepararea secțiunilor subțiri de sol și roci neconsolidate¹⁸.

— Asvadurov H., Tanasescu Ruxandra, Conescu Adriana, Gătă Elena — Contribuții la cunoașterea unor soluri podzolice din depresiunea Oaș¹⁹.

— Asvadurov H. — Cernoziomul carbonatic din Cîmpia Fetești²⁰.

Şedința din 26 aprilie 1968

Prezidează : M. Bleahu.

— Coanea Ana — Interpretări pedologice în stratigrafia depozitelor de loess (D.S. LV/4).

— Ghenea C., Ghenea Ana — Observații geologice la limita Pliocenului și Pleistocenului (D.S. LV/4).

— Kräutner Florentina, Mirăuță Elena — Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali (p. 197).

— Heraș N., Stanciu Constantin — Observații privind vulcanitele neogene străbătute de forajul din valea Borecului (Baia-Mare) (p. 83).

— Lupu Denisa — Rudiștii campanieni de la Pătești (Carpații Meridionali) (D.S. LV/3).

— Sandulescu Jană — Contribuții la cunoașterea biostratigrafiei Hauterivian-Barremianului din munții Postăvarului (Carpații Orientali), cu privire specială asupra foraminiferelor Hauterivianului (D.S. LV/3).

— Popa Elena — Asupra prezenței zonei Tenuicostatum (Toarcian inferior) în împrejurimile Brașovului (la Cristian) (D.S. LV/3).

— Lupu M. — Prezența unor roci efuzive de vîrstă vraconian-cenomaniană în partea de Est a masivului Trascău (p. 105).

— Bratu Elena — Noi date micropaleontologice asupra orizontului cu argile vișinii (faciesul de Șotrile) din bazinul Prahovei (D.S. LV/3).

Şedința din 27 aprilie 1968

Prezidează : M. Bleahu.

— Boreda S., Istocescu D. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Cretacicului din partea vestică a munților Pădurea Craiului (D.S. LV/4).

— Dimian M. — Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Lucina Moldova-Sulița-Breaza (Carpații Orientali) (D.S. LV/5).

^{18, 19, 20} Se publică în *St. tehn. econ. C. 18*.

- Kräutner H.G., Kräutner Florentina — Formațiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna (p. 173).
 - Bordea S., Bordea Josefina, Puricele R. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Cretacicului din zona Curechi (D.S. LV/4).
 - Patrulius D., Iordan Magdalena — O nouă contribuție la inventarul peștilor devonieni din platforma moesică (D.S. LV/3).
 - Patrulius D. — Dasycladacee din Carpații României (D.S. LV/3).
 - Patrulius D., Bordea S. — Microfaciesul cu nodosaride în Triasicul din Munții Apuseni și Carpații Orientali (D.S. LV/3).
 - Stoescu Felicia — Prezența formei *Sabaudia minutta* Hofer în Cretacicul din vestul munților Pădurea Craiului (D.S. LV/3).
 - Pavelescu L., Pavelescu Maria — Studiul cristalo-chimic al unor minerale de mangan din munții Sebeș (p. 13).
-



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

STUDIUL CRISTALOCHIMIC AL UNOR MINERALE DE MANGAN DIN MUNTII SEBEŞ¹

DE

LAZĂR PAVELESCU², MARIA PAVELESCU³

Abstract

Crystalline-Chemical Study on Some Manganese Minerals in the Sebeş Mts. Contributions to the study on some manganese minerals from the manganese and iron mineralizations in the Sebeş Mts as jacobsite, pyroxmangite, spessartite and bustamite are presented in this paper. The small crystals of jacobsite are met in the median zone of the Sebeş Mts in paragenesis with pyroxmangite + knebelite + rhodonite. In the MnO, MgO and (Fe₂O₃+FeO) triangular diagram the jacobsite crystals of the Sebeş Mts are seen as being chiefly plotted in the magnetic spinel field. In connection with the iron and manganese silicates in the Sebeş Mts southern and median region, highly developed pyroxmangite crystals have been encountered. Their predominant crystallographic forms and their main optical and chemical properties are described in this paper. Both in schists bearing manganese and iron mineralizations and in other types of crystalline schists, micaschists or quartzites, spessartite crystals have been met. A series of crystallographic features and optic characteristics, as well as certain comments on mineral and chemical composition are expounded. Among the iron and manganese silicates of the Sebeş Mts southern zone (Pravăt valley and Bretan summit), bustamite euhedral crystals with a short prismatic habitus are to be found. One may observe from the CaO, MnO, (MgO + FeO) triangular diagram that the Sebeş Mts bustamite crystals are plotted in the rhodonite and johannsenite field.

Lucrarea de față se referă la contribuțiile aduse de noi la studiul cristalochimic al unor minerale de mangan întâlnite în zona mineralizațiilor de mangan și fier din munții Sebeș.

¹ Comunicare în ședința din 27 aprilie 1968.

² Institutul de petrol, gaze, geologie. Str. Traian Vuia nr. 6, București.

³ Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Contribuții la studiul jacobsitului

Printre șisturile cristaline din zona sudică a munților Sebeș, între valea Pravăț și valea Jigureasa, pe o direcție aproximativă est-vest, se întâlnesc mai multe orizonturi de șisturi mineralizate cu silicati de mangan și fier.

În parageneză cu mineralele de mangan și fier din grupul olivinelor manganifere, al amfibolilor manganiferi, al rodonitului și al carbonațiilor, au fost întâlnite strătulete și cuiburi formate din cristale de jacobosit. Aceste strătulete sau cuiburi au, de regulă, forme lenticulare, de dimensiuni ce ating uneori grosimi de 3—4 dm. În mod obișnuit strătuletele acestea sunt formate numai din granule mărunte de jacobosit, însă se întâlnesc și intercalații de strătulete în care jacobositul apare în asociatie cu cristale mărunte de piroxmangit, rodonit și knebelit. În unele orizonturi ale mineralizațiilor de mangan și fier, mai puternic afectate de procesele secundare de alterație, cristalele de jacobosit apar în mod răzleț și sunt prinse într-o masă cu aspect pămîntos formată din piroluzit și psilomelan.

Culoarea negru-verzuie a strătuletelor cu jacobosit variază în funcție de compoziția mineralologică a acestora.

Prezența oxizilor și hidroxizilor de mangan și fier și dezvoltarea mai largă a păturii de oxidație, atrage după sine tonuri mai închise: brun-negricioase și aspecte mai mate și pămîntoase.

În lumina naturală cristalele de jacobosit sunt de culoare brun-verzuie iar în cea reflectată brun-verzuie cu nuanțe oliv-gălbui.

În mod obișnuit cristalele de jacobosit se prezintă sub formă de granule poligonale.

Au fost întâlnite și cristale idiomorfe de dimensiuni milimetrice în care predomină fețele: (001), (011) și (111).

Din cele 10 analize chimice (tab. 1) se constată că raportul $MnO : MgO$ variază între $1,2 : 1$ pînă la $4 : 1$, iar între cel de $MnO : FeO + Fe_2O_3$ între $2,7 : 1$ și $2 : 1$ (tab. 2).

În proiecția triunghiulară MnO , MgO și $FeO + Fe_2O_3$ se observă că cristalele de jacobosit din munții Sebeș se înscriu mai mult în cîmpul spinelilor magnetitici. Molecula magnetitică, cu excepția analizelor 6 și 7, participă la compoziția acestor cristale de jacobosit între 70 și 80% (fig. 1).

Din reconstituirea formulelor chimice (tab. 2) se observă că numai analiza 7, pare să fie impurificată de alterațiile superficiale, prin aglomerări de psilomelan (tab. 2, 3).

De multe ori, rocile sănt imbogățite în mod secundar cu oxizi și hidroxizi de mangan și sărăcite în oxizi de fier prin levigarea mai ușoară a acestora.

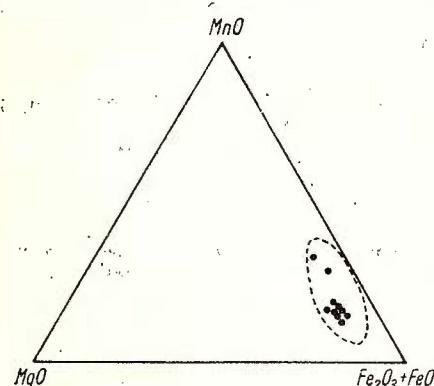


Fig. 1.—Diagrama valorilor sistemului $MnO : MgO : (Fe_2O_3 + FeO)$.
Diagramme des valeurs du système $MnO : MgO : (Fe_2O_3 + FeO)$.

În ceea ce privește analizele 1, 2, 4, 6, 8, se constată că în compoziția lor, alături de fier, mangan și magneziu, mai intră și cantități variabile de titan, vanadiu, aluminiu, crom și altele.

TABELUL 1
Analize chimice

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	—	—	—	—	—	0,01	—	—	0,01	—
TiO_2	0,02	0,06	—	0,01	—	0,02	—	0,10	—	—
Al_2O_3	—	0,01	—	0,01	0,02	0,03	—	0,10	0,01	—
V_2O_3	—	0,01	—	—	0,01	—	—	0,07	0,02	—
Fe_2O_3	72,10	69,39	74,81	74,00	75,00	65,14	60,23	73,59	73,88	74,01
FeO	2,00	1,93	3,01	2,38	2,07	2,00	1,02	2,94	3,00	2,50
MnO	18,00	17,35	14,89	17,00	13,82	26,00	29,75	13,26	14,08	13,50
MgO	8,10	11,25	7,29	6,60	9,16	7,00	9,02	9,94	9,00	9,90
Total	100,22	100,00	100,00	100,00	100,08	100,20	100,02	100,00	100,00	100,00

Din totalul de 10 analize, numai analizele 9 și 10 din valea Jigureasa se apropie de compoziția chimică teoretică.

Cristale de jacobosit au mai fost citate pe teritoriul țării noastre de Sandu la Iacobeni și de Radu hora la Sălcia de Jos.

TABEL
Cationi la

	1	2	3	4	5
Si	—				
Al	—				
Fe'''	15,712	15,72	14,976	16,288	16,23
Ti	0,006		0,013	—	0,006
V	—		0,003	—	—
Mg	3,488		4,800		3,904
Fe''	0,480	8,38	0,448	9,47	0,480
Mn	4,416		4,224	3,136	3,328

TABELUL 3

Proba nr.	Formule cristalochimice
1	(Mn _{4,41} Fe _{0,48} '' Mg _{3,48}) _{8,37} (Fe _{15,71} ''' Ti _{0,01}) _{15,72} O ₃₂
2	(Mn _{4,22} Fe _{0,44} '' Mg _{4,80}) _{9,46} (Fe _{14,97} ''' Ti _{0,01}) _{15,00} O ₃₂
3	(Mn _{3,64} Fe _{1,70} '' Mg _{3,13}) _{7,48} (Fe _{16,28} ''' 16,28) O ₃₂
4	(Mn _{4,19} Fe _{0,57} '' Mg _{2,74}) _{7,52} (Fe _{16,22} ''' 16,22) O ₃₂
5	(Mn _{3,32} Fe _{0,48} '' Mg _{3,90}) _{7,72} (Fe _{16,12} ''' 16,12) O ₃₂
6	(Mn _{6,65} Fe _{0,48} '' Mg _{3,10}) _{9,63} (Fe _{14,56} ''' 14,56) O ₃₂
7	(Mn _{7,48} Fe _{0,25} '' Mg _{4,00}) _{11,74} (Fe _{13,47} ''' 13,47) O ₃₂
8	(Mn _{3,23} Fe _{0,70} '' Mg _{4,25} V _{0,02}) _{8,21} (Fe _{16,00} ''' Al _{0,03} Ti _{0,02}) _{16,08} O ₃₂
9	(Mn _{3,45} Fe _{0,70} '' Mg _{3,84}) _{8,00} (Fe _{16,00} ''' 16,00) O ₃₂
10	(Mn _{3,26} Fe _{0,60} '' Mg _{4,22}) _{8,10} (Fe _{15,94} ''' 15,94) O ₃₂

Cristalele din munții Sebeș, aparținând în parageneză cu piroxmangitul, knebelitul și rodonitul, s-au format în aceleași condiții de metamorfism regional, ca și rocile înconjurătoare, ale faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesul sillimanit-almandin.

Locul de recoltare a probelor pentru analizele chimice : 1, cub de pe valea Pravăț ; 2, strat de pe valea Pravăț ; 3, strat de pe culmea Bretan ; 4, strat de pe valea Jigureasa ; 5—6, strat de pe valea Jigureasa ; 7, strat de pe culmea Bretan ; 8—10, intercalării lenticulare de pe valea Jigureasa.



LUL 2

32 oxigeni

6	7	8	9	10
0,001 0,009 14,560 0,001 —	— 13,472 — —	— 0,032 16,030 0,022 0,002	16,10 0,001 0,003 — 0,006	16,00 — 15,936 — 15,94
3,104 0,480 6,656	4,000 0,256 7,488	4,256 0,704 3,232	8,18 0,704 3,454	8,00 — 4,224 0,608 3,264

Contribuții la studiul piroxmangitului

În legătură cu mineralizațiile de silicati de fier și mangan din partea mediană și sudică a munților Sebeș, au fost întâlnite cristale uneori larg dezvoltate de piroxmangit.

Unele cristale apar în parageneză cu rodonit și knebelit, altele cu spessartin + rodonit + knebelit + dannemorit.

Prezența piroxmangitului am semnalat-o pentru prima oară la noi în țară încă din 1954 (Pavelescu). Ulterior cristale de piroxmangit au mai fost semnalate și de Savu în alte regiuni cu mineralizații similare (Delinești, Răzoare etc.).

De regulă, piroxmangitul apare în munții Sebeș, fie sub formă de cristale prismatice, fie sub formă de cristale tabulare, uneori destul de larg dezvoltate. Dimensiunile cristalelor variază între 0,01 și 2 mm. La cristalele prismatice, raportul între lungimea și grosimea lor variază de la 1 : 1 la 1 : 3. La cristalele prismatice se observă foarte clar un clivaj perfect după (110) și (110) care formează un unghi de 90° între ele. Se întâlnesc de asemenea clivaje și după (010) și (110) cu un unghi între ele de 45°.

Din măsurările făcute reiese că valoarea unghiului α oscilează de la $82^{\circ}48'$ la $84'$; a unghiului β , de la $94^{\circ}20'$ la $94^{\circ}3'$, a unghiului γ de la $113^{\circ}17'$ la $113^{\circ}7'$, iar $a : b : c = 0,44 : 1 : 0,39$.

Din punct de vedere optic, studiul microscopic a scos în evidență următoarele constante :

a) Valoarea indicilor de refracție și a birefringenței : $np = 1,736 - 1,749$; $nm = 1,740 - 1,751$; $ng = 1,753 - 1,764$; $ng - np = 0,015 - 0,017$.

b) Extincții : după (100) = 35 – 45° ; după (010) = 5 – 7°.

Unghiul axelor optice determinat cu masa universală Fedoroff a dat valori ce oscilează între 30-45°. Statistic din cele 20 de măsurători executate, 16 au dat valori cuprinse între 36 - 41°C, iar $\rho > v$. Pleocroismul este slab evidențiat : np = roșu-gălbui, nm = roșu-brun, ng = roz-gălbui.

Pentru studiul chimic s-au colectat cristale cît mai proaspete din mineralizațiile de pe valea Pravăț, valea Jigureasa și valea Strîmbului.

Din tabelul de analize chimice se observă că valoarea MnO oscilează între 23,61 % și 53,08 % ; a MgO, între 0,22 % și 4,46 % ; a CaO, între 0,19 % și 4,06 % și a FeO, între 0,36 % și 17,30 %. Raportul între MnO : FeO variază de la 1 : 1 la 13,27 : 0,9 (tab. 4).

Pentru a stabili formulele cristalochimice s-au raportat cationii la 18 oxigeni (tab. 5,6).

Din diagrama sistemului $(\text{Mn}, \text{Fe})[\text{SiO}_3]$: Ca, Mn $[\text{SiO}_3]$: (Mn, Fe, Ca) $[\text{SiO}_3]$, reiese că cristalele de piroxmangit analizate se plasează într-un cîmp ale cărui valori sunt cuprinse între 34 și 48 %, 25 și 33 % și 27 și 33 % (fig. 2).

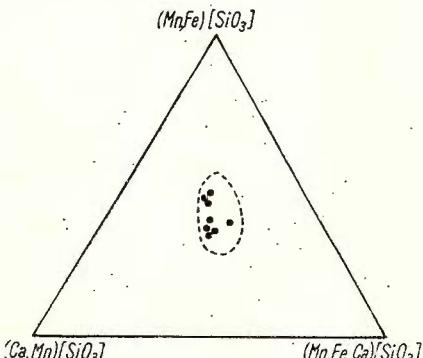


Fig. 2. — Diagrama valorilor sistemului
 $(\text{Mn}, \text{Fe})[\text{SiO}_3]$ — (Ca, Mn) $[\text{SiO}_3]$ — (Mn, Fe, Ca) $[\text{SiO}_3]$.

Diagramme des valeurs du système $(\text{Mn}, \text{Fe})[\text{SiO}_3]$ — (Ca, Mn) $[\text{SiO}_3]$ — (Mn, Fe, Ca) $[\text{SiO}_3]$.

Formarea cristalelor de piroxmangit este legată, așa după cum s-a mai menționat (Pavelescu), de metamorfismul regional în condițiile faciesului amfibolitic al unor sedimente marine bogate în variate acumulații și concrețiuni mangano-feroase.

TABELUL 4
Analize chimice

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,62	46,55	46,22	47,31	47,20	45,92	46,69	45,44
Al ₂ O ₃	0,20	—	0,10	0,52	—	0,71	0,19	—
Fe ₂ O ₃	0,62	—	0,92	1,55	1,04	0,90	—	—
FeO	10,22	17,30	1,30	14,90	5,00	0,40	23,30	0,36
MnO	39,84	30,16	46,03	28,33	44,03	51,34	23,61	53,08
MgO	1,16	2,00	3,29	4,46	1,36	0,22	1,71	0,32
CaO	2,10	4,06	1,78	2,93	0,96	0,19	4,09	0,49
H ₂ O ⁺	0,22	0,20	0,39	—	0,49	0,24	0,40	0,31
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,08	—	—	—
Total	99,99	100,27	100,03	100,00	100,08	100,00	99,99	100,00

TABELUL 5
Cationi pentru 18 oxigeni

	1	2	3	4
Si	5,886	5,922	5,850	5,922
Al	0,018	—	0,018	0,078
Al	—	—	—	0,012
Fe'''	0,054	—	0,072	0,144
Mg	0,216	0,378	0,648	0,828
Fe''	0,990	1,836	0,126	1,544
Mn	4,356	3,240	4,860	2,214
Ca	0,288	0,540	0,154	0,396

(urmăre tabelul 5)

5	6	7	8
5,868	5,940	5,940	5,796
—	6,00	5,98	5,80
—	0,060	0,036	—
0,090	0,066	—	—
0,234	0,072	—	0,054
0,504	0,036	0,324	5,87
4,626	5,616	5,80	0,036
0,504	0,018	2,394	5,724
		2,538	0,054
		0,549	



TABELUL 6

Proba nr.	Formule cristalochimice
1	(Fe _{0,05} Mg _{0,21} Fe _{0,99} Mn _{4,35} Ca _{0,28}) _{5,91} [Si _{5,88} Al _{0,01} O ₁₈]
2	(Fe _{0,09} Mg _{0,37} Fe _{1,83} Mn _{3,24} Ca _{0,54}) _{6,00} [Si _{5,92} O ₁₈]
3	(Fe _{0,07} Mg _{0,64} Fe _{0,12} Mn _{4,86} Ca _{0,15}) _{5,86} [Si _{5,85} Al _{0,01} O ₁₈]
4	(Fe _{0,14} Mg _{0,82} Fe _{1,54} Mn _{2,21} Ca _{0,39}) _{5,14} [Si _{5,92} Al _{0,07} O ₁₈]
5	(Fe _{0,09} Mg _{0,23} Fe _{0,50} Mn _{4,62} Ca _{0,50}) _{5,96} [Si _{5,87} O ₁₈]
6	(Fe _{0,07} Mg _{0,03} Fe _{0,03} Mn _{5,61} Ca _{0,01}) _{5,34} [Si _{5,94} Al _{0,06} O ₁₈]
7	(Fe _{0,09} Mg _{0,32} Fe _{2,39} Mn _{2,53} Ca _{0,54}) _{5,80} [Si _{5,94} Al _{0,03} O ₁₈]
8	(Fe _{0,00} Mg _{0,05} Fe _{0,03} Mn _{5,72} Ca _{0,05}) _{5,87} [Si _{5,80} O ₁₈]

Contribuții la studiul spessartinului din mineralizațiile de fier și mangan

În zona mediană și de sud a munților Sebeș, între culmea Steaua-Bâtrâna-valea Dobrei și îndeosebi între valea Pravățului și culmea Bretan, printre șisturile cristaline de tip mezometamorfic, sub formă de intercalății, se întâlnesc variate tipuri de șisturi cu silicati de mangan și fier. Printre aceste șisturi apar frecvent pături lenticulare de roci formate preponderent din spessartin.

Din punct de vedere al paragenezelor, spessartinul poate să formeze roci monominerale sau să apară împreună cu rodonit și piroxmangit. Au fost întâlnite roci cu următoarele parageneze: spessartin + rodonit + piroxmangit + knebelit + dannemorit; spessartin + rodonit + jacobosit; spessartin + rodonit + knebelit + bustamit + piroxmangit; spessartin + cuarț.

Dimensiunile cristalelor de spessartin variază de la 0,4-0,5 mm, la 3-5 cm. Frecvent, cristalele de spessartin sunt izometrice, se întâlnesc însă și unele cristale alungite în direcția sistozitatii rocilor. În cazul acesta raportul între lungime și grosime variază între 2 : 1 pînă la 3 : 1.

În cristalele idiomorfe predomină fețele de dodecaedru romboidal și de trapezoedru. La unele fețe de trapezoedru se observă striații foarte fine paralele cu (110). De asemenea, se observă că fețele de trapezoedru

se transformă în cele de dodecaedru romboidal. În asociatie cu fețele de trapezoedru au fost întâlnite și fețele (321) (hexakisoctaedru) (fig. 3).

Culoarea cristalelor variază, pe de o parte, în funcție de conținutul moleculelor de pirop, almandin sau grossular în cristalele de spessartin studiate, iar pe de alta, în funcție de gradul de alterare.

Astfel au fost întâlnite unele cristale de culoare roșie, cu variate tonuri de galben-brun închis, iar altele de culoare galben-brun-verzuie.

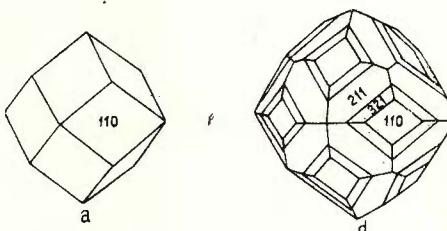
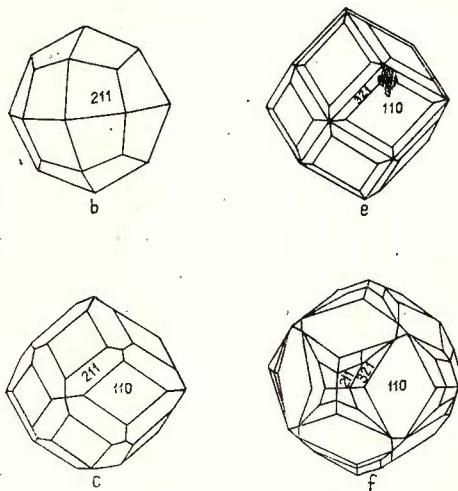


Fig. 3.— Forme cristalografice.

a, dodecaedru romboidal (110); b, trapezoedru (211); c, trapezoedru + dodecaedru romboidal (110) + (211); d, trapezoedru + dodecaedru romboidal + hexakisoctaedru (110) + (211) + (321); e, dodecaedru romboidal + hexakisoctaedru (110) + (321); f, dodecaedru romboidal + trapezoedru + hexakisoctaedru (110) + (211) + (321).

Formes cristallographiques.

a, dodécaèdre rhomboïdal (110); b, trapecioèdre (211); c, trapecioèdre + dodécaèdre rhomboïdal (110) + (211); d, trapecioèdre + dodécaèdre rhomboïdal + hexaoctoèdre (110) + (211) + (321); e, dodécaèdre rhomboïdal + hexaoctoèdre (110) + (321); f, dodécaèdre rhomboïdal + trapecioèdre + hexaoctoèdre (110) + (211) + (321).



În secțiuni subțiri culorile lor variază de la roz-roșu la gălbui deschis.

Au fost întâlnite și cristale, care în secțiuni subțiri sunt incolore sau slab colorate în roz pal.

Sub microscop se observă că striațiunile de pe fețele (211) și care sunt paralele cu fețele (110), formează între ele unghiuri de 60° .

830

Indicele de refracție are valori destul de ridicate și oscilează de la 1,700 la 1,828. Statistic, 90 % din cristalele cercetate au $N = 1,89$.

Cristalele care conțin 100% spessartin au $N = 1,800$; cele care conțin 86% spessartin, cca 8% almandin și cca 6% pirop au $N = 1,813$. La un procent de 65% spessartin și 35% almandin, $N = 1,828$, iar la un procent de 70% spessartin, 25% grossular și 5% pirop, $N = 1,700$ (fig. 4).

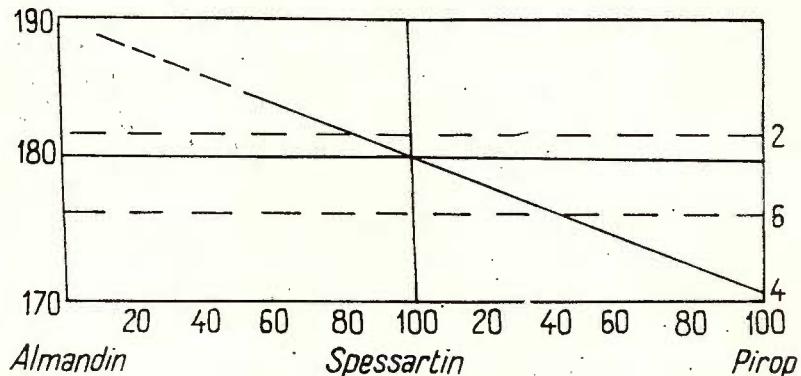


Fig. 4. — Diagrama de variație a indicilor de refracție.

Diagramme de variation des indices de réfraction.

Unele cristale prezintă uneori slabe fenomene de birefringență.

Pentru studiul chimic s-au extras cristale atât din rocile formate din spessartin, cum sunt cele de pe valea Pravățului, valea Jigureasa și culmea Bretan, cât și din rocile în care spessartinul apare în parageneză fie cu rodo-

TABE
Analize

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	33,80	36,44	35,71	37,29	37,48	34,91	36,55
TiO_2	0,07	—	—	0,04	—	0,04	—
Al_2O_3	20,51	20,82	21,00	20,03	20,55	21,00	20,22
Fe_2O_3	0,03	—	—	0,30	0,10	0,07	0,16
FeO	6,14	5,33	12,22	7,00	1,83	14,00	10,43
MnO	37,06	35,14	32,53	28,58	39,22	27,83	30,12
MgO	0,26	1,22	2,21	1,65	0,26	0,15	2,00
CaO	2,13	1,02	6,33	5,22	0,64	2,00	0,72
H_2O	—	0,03	—	—	—	—	—
Total	100,00	100,00	100,00	100,11	100,08	100,00	100,20

nit + knebelit, cum sint cele de pe valea Pravățului, culmea Steaua sau Bretan, fie în parageneză cu rodonit + piroxmangit + knebelit + dannemorit, ca cele de pe culmea Bretan, valea Pravățului, valea Bretan și culmea Bătrîna.

Din tabelul de analize chimice se observă că MnO în cristalele analizate variază între 28,58 % și 38,00 %, FeO, între 1,67 % și 14,00 %, MgO, între 0 % și 2,45 %, iar CaO, între 0,64 % și 0,33 % (tab. 7).

Pentru a stabili formulele chimice s-a raportat valoarea cationilor la 24 atomi de oxigen (tab. 8,9).

Din aranjamentele formulelor chimice calculate, reiese că în cristalele de spessartin analizate, procenteile moleculare de almandin, pirop și grossular oscilează între următoarele valori : almandinul între 3 – 31 %, piropul între 0 – 5 %, grossularul între 1 – 12 %.

Au fost întlnite și cristale de spessartin în afara zonelor mineralizate cu silicati de mangan și fier. În aceste zone ele apar în asociație cu ottrelit, damourit, cuarț etc.

De foarte multe ori cristalele de spessartin conțin incluziuni de hematit și filme de limonit. Prin alterare, spessartinul se transformă uneori în biotit, de cele mai multe ori în clorit.

Locul de proveniență a eșantioanelor analizate : 1 – 5, spessartin de pe valea Pravățului ; 6 – 8, spessartin de pe valea Jigureasa ; 9 – 10, spessartin de pe culmea Bretan ; 11, spessartin de pe culmea Steaua ; 12, spessartin de pe valea Bretan ; 13 – 15, spessartin de pe culmea Bătrîna.

LUL 7

chimice

8	9	10	11	12	13	14	15
34,13	36,48	35,83	37,61	37,50	35,60	34,74	35,20
0,06	—	—	—	0,06	—	—	—
21,24	20,00	21,12	21,26	20,98	21,30	17,23	21,67
—	0,06	—	0,17	0,47	0,50	—	—
2,29	1,67	5,00	6,91	8,45	8,49	5,00	4,82
38,51	37,33	34,22	30,48	29,51	26,46	38,00	30,80
1,29	—	0,81	0,47	0,23	2,14	0,47	2,45
2,33	4,16	3,00	3,12	2,80	5,20	4,90	5,06
0,18	0,30	0,10	—	—	0,13	—	—
100,03	100,00	100,08	100,00	100,00	100,00	100,34	100,00



TABEL
Cationi pentru

	1	2	3	4	5	6	7
Si	5,664 6,00	5,616 6,00	5,472 6,00	5,040 6,00	6,096 6,09	5,784 6,00	6,000 6,00
Al	0,336 0,384		0,528 0,960	0,000 0,000	0,216 0,000		
Al	3,697 0,005 0,009	3,456 0,000 0,000	3,264 0,000 0,000	2,956 0,024 0,024	3,936 0,012 0,000	3,888 3,95 0,002	3,888 3,90 0,019 0,000
Mg	0,048 0,864 5,256 0,384	0,264 0,696 4,656 0,168	0,504 1,560 4,224 1,032	0,384 0,936 3,936 0,912	0,048 0,240 5,400 0,096	0,024 1,920 3,888 0,336	0,480 1,440 4,176 0,120
Fe''							
Mn							
Ca							

TABELUL 9

Proba nr.	Formule cristalochimice
1	(Mn _{5.25} Fe _{0.88} Mg _{0.04} Ca _{0.38}) _{6.53} (Al _{3.69} Fe _{0.01} Ti _{0.01}) _{3.71} [Si _{5.66} Al _{0.33} O ₂₄]
2	(Mn _{4.66} Fe _{0.70} Mg _{0.26} Ca _{0.17}) _{5.80} (Al _{3.46} Fe _{0.00} Ti _{0.00}) _{3.46} [Si _{5.62} Al _{0.38} O ₂₄]
3	(Mn _{4.22} Fe _{1.56} Mg _{0.50} Ca _{1.03}) _{7.31} (Al _{3.26} Fe _{0.00} Ti _{0.00}) _{3.26} [Si _{5.47} Al _{0.53} O ₂₄]
4	(Mn _{3.93} Fe _{0.98} Mg _{0.38} Ca _{0.91}) _{6.15} (Al _{2.95} Fe _{0.02} Ti _{0.02}) _{3.00} [Si _{5.04} Al _{0.96} O ₂₄]
5	(Mn _{5.40} Fe _{0.24} Mg _{0.05} Ca _{0.10}) _{5.80} (Al _{3.94} Fe _{0.01} Ti _{0.00}) _{3.94} [Si _{6.09} O ₂₄]
6	(Mn _{3.88} Fe _{1.92} Mg _{0.02} Ca _{0.33}) _{6.15} (Al _{3.88} Fe _{0.01} Ti _{0.00}) _{3.89} [Si _{5.78} Al _{0.22} O ₂₄]
7	(Mn _{4.17} Fe _{1.44} Mg _{0.48} Ca _{0.12}) _{6.21} (Al _{3.88} Fe _{0.02}) _{3.90} [Si _{6.00} O ₂₄]
8	(Mn _{5.37} Fe _{0.31} Mg _{0.31} Ca _{0.40}) _{6.40} (Al _{3.74} Ti _{0.01}) _{3.75} [Si _{5.61} Al _{0.39} O ₂₄]
9	(Mn _{5.16} Fe _{0.21} Ca _{0.72}) _{6.09} (Al _{3.60} Fe _{0.01}) _{3.61} [Si _{5.95} Al _{0.05} O ₂₄]
10	(Mn _{4.80} Fe _{0.67} Mg _{0.19} Ca _{0.52}) _{6.18} (Al _{3.91} Fe _{0.00} Ti _{0.00}) _{3.91} [Si _{5.86} Al _{0.14} O ₂₄]
11	(Mn _{4.20} Fe _{1.01} Mg _{0.10} Ca _{0.53}) _{5.84} (Al _{4.03} Fe _{0.02} Ti _{0.00}) _{4.05} [Si _{6.07} O ₂₄]
12	(Mn _{4.03} Fe _{1.13} Mg _{0.05} Ca _{0.48}) _{5.70} (Al _{3.68} Fe _{0.03} Ti _{0.01}) _{3.74} [Si _{5.67} Al _{0.33} O ₂₄]
13	(Mn _{3.62} Fe _{1.15} Mg _{0.50} Ca _{0.96}) _{6.24} (Al _{3.82} Fe _{0.05} Ti _{0.00}) _{3.87} [Si _{5.76} Al _{0.24} O ₂₄]
14	(Mn _{5.56} Fe _{0.69} Mg _{0.12} Ca _{0.87}) _{7.24} (Al _{3.40} Fe _{0.00} Ti _{0.00}) _{3.40} [Si _{6.02} O ₂₄]
15	(Mn _{4.22} Fe _{0.64} Mg _{0.57} Ca _{0.86}) _{6.30} (Al _{3.84} Fe _{0.00} Ti _{0.00}) _{3.84} [Si _{5.72} Al _{0.28} O ₂₄]

LUL 8

24 oxigeni

8	9	10	11	12	13	14	15
5,616 0,384	5,952 0,048	5,856 0,144	6,072 0,000	5,672 0,328	5,760 0,240	6,024 0,000	5,712 0,288
3,744 0,000	3,600 3,75	3,912 0,000	4,032 0,022	3,680 4,05	3,816 0,048	3,408 0,000	3,840 0,000
0,312 0,312 5,376 0,408	0,000 0,216 5,160 0,720	0,192 0,672 4,800 0,528	0,096 1,008 4,200 0,528	0,048 1,128 4,032 0,480	0,504 1,152 3,624 0,960	0,120 6,24 5,563 0,878	0,576 0,648 4,224 0,864

Contribuții la studiul bustamitului

Cristale bine dezvoltate și individualizate de bustamit au fost întâlnite atât în zona mineralizațiilor de mangan și fier : valea Pravățului-Brețan, cât și în cele de pe culmea Bătrâna, Bercul Pietros și Runcul Cailor.

În mod obișnuit, culoarea cristalelor de bustamit variază de la roșu închis la galben-verzui, iar luciu întotdeauna este sticlos. De cele mai multe ori bustamitul se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, uneori apar însă și cristale cu habitus prismatic scurt, de dimensiuni ce variază de la cîțiva milimetri (2–3) pînă la 2 cm lungime. Au fost întâlnite și aggregate sub forma unor mase fibrolamelare, alungite după axul vertical.

În ceea ce privește raportul între grosime și lungime, el variază între 1 : 2 – 1 : 7.

La formele tabulare axele *a* și *b* sunt aproximativ egale, în schimb raportul între valoarea axelor *c* și *a* oscilează între 1 : 2 și 1 : 6. La cristalele prismatice, raportul între valoarea axelor *c* și *a* variază între 2 : 1 și 3 : 1.

La cristalele idiomorfe valoarea raportului *a* : *b* : *c* = 1,062 : 1 : 0,961, iar valoarea lui α , β , γ variază în felul următor : $\alpha = 90^\circ 31' - 92^\circ 6'$; $\beta = 94^\circ 55' - 94^\circ 38'$; $\gamma = 101^\circ 44' - 103^\circ 33'$.

Unghurile de clivaj între (010) și (100) sunt de $94^\circ 33'$, între (110) și ($\bar{1}\bar{1}0$) = $95^\circ 11'$ și între (100) și (110) = $44^\circ 58'$.

Maclele întâlnite sunt simple după (110) și (100).

În secțiuni subțiri culoarea cristalelor de bustamit variază de la galben-brun-roșcată la brun deschis pînă la incolor-gălbui.

La unele cristale se observă o ușoară zonalitate, în sensul că nucleul are o culoare roz, iar spre margini apar zone subțiri cu conture difuze de culoare gălbuiie. Zona marginală de regulă este bogată în incluziuni solide de cuart, epidot, calcit, oligist etc.

Printre cristalele idiomorfe și granulele cu habitus prismatic se întâlnesc cristale fibro-lamelare care formează nodule cu dispoziții radiare.

În funcție de zonalitatea cristalelor, caracterele optice oscilează în felul următor, în comparație cu cele de rodonit și pirox mangit :

	Bustamit	Rodonit	Pirox mangit
np	1,662–1,692	1,711–1,733	1,736–1,749
nm	1,670–1,705	1,715–1,737	1,740–1,751
ng	1,676–1,707	1,724–1,747	1,735–1,764
ng–np	0,014–0,015	0,013–0,014	0,015–0,017
2 V	(–) 30°–44°	(±) 61°–75°	(+) 30°–45°
dispersia	$\rho < v$	$\rho < v$	$\rho > v$

Unghiuurile de extincție c :ng variază de la 32° la 36°. Pleocroismul oscilează în felul următor : np = roșu-brun ; nm = roșu-galben ; ng = roșu-galben deschis.

Din punct de vedere chimic, se observă că raportul Ca : (Mg, Fe) : Mn, variază în limite foarte mari 2 : 1 : 3–25 : 1 : 25. Conținutul, în genere, destul de ridicat în calciu (14–25%) în compoziția bustamitului, l-a făcut

TABELUL 10

Analize chimice

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,52	46,50	46,89	47,39	47,67	48,17	48,10	48,62	47,77	46,92
TiO ₂	0,05	—	—	—	0,01	—	0,12	—	0,10	—
Al ₂ O ₃	1,10	—	0,29	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,02	—	0,12	—	0,13	—
FeO	8,63	6,07	0,59	0,37	0,28	0,39	8,31	5,22	2,17	5,19
MnO	27,42	26,03	31,80	30,21	30,98	25,88	28,15	29,30	29,66	26,29
MgO	0,90	0,63	1,05	0,87	0,83	0,53	0,87	0,66	0,24	0,80
CaO	15,20	20,77	19,38	21,16	20,00	25,03	14,33	16,22	19,88	21,00
H ₂ O	0,18	—	—	—	0,21	—	—	0,18	—	—
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,20	99,95	100,20



pe B r o n g n i a r d (1826) să-l considere ca un mineral de sine stătător. Până atunci el era considerat ca un rodonit calcificat (tab. 10).

Din diagrama triunghiulară CaO , MnO , $(\text{MgO} + \text{FeO})$, (fig. 5) se vede destul de clar că cristalele de bustamit din munții Sebeș se proiectează îndeosebi în cîmpul rodonitului și al johannsenitului.

Din calculul cristalochimic pentru reconstituirea formulelor chimice, se observă la majoritatea analizelor chimice că mineralele sunt în parte

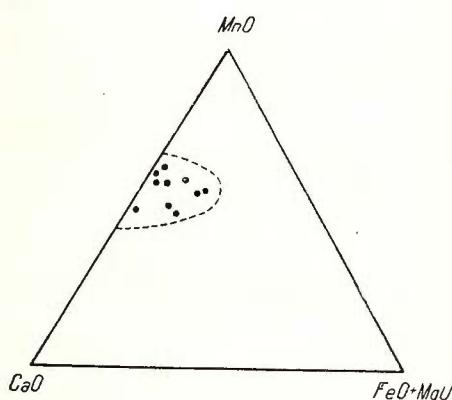


Fig. 5. — Diagrama valorilor sistemului MnO :
 $\text{CaO} : (\text{FeO} + \text{MgO})$.

Diagramme des valeurs du système MnO :
 $\text{CaO} : (\text{FeO} + \text{MgO})$.

impurificate de oxizi și hidroxizi de mangan sau calcificate, cum este cazul analizei 6 (tab. 11, 12).

TABELUL 11

Proba nr.	Formule cristalochimice
1	$(\text{Ca}_{2.59} \text{ Mn}_{3.36} \text{ Fe}_{0.05}'' \text{ Mg}_{0.18})_{6.20} [\text{Si}_{5.85} \text{ Al}_{0.03} \text{ O}_{18}]$
2	$(\text{Ca}_{2.64} \text{ Mn}_{3.24} \text{ Fe}_{0.03}'' \text{ Mg}_{0.16})_{6.08} [\text{Si}_{5.88} \text{ O}_{18}]$
3	$(\text{Ca}_{2.80} \text{ Mn}_{3.18} \text{ Fe}_{0.03}'' \text{ Mg}_{0.16})_{6.20} [\text{Si}_{5.86} \text{ O}_{18}]$
4	$(\text{Ca}_{2.64} \text{ Mn}_{3.13} \text{ Fe}_{0.21}'' \text{ Mg}_{0.03})_{6.04} [\text{Si}_{5.94} \text{ O}_{18}]$
5	$(\text{Ca}_{2.14} \text{ Mn}_{3.06} \text{ Fe}_{0.74}'' \text{ Mg}_{0.10})_{6.05} [\text{Si}_{6.01} \text{ O}_{18}]$
6	$(\text{Ca}_{1.89} \text{ Mn}_{2.97} \text{ Fe}_{0.88}'' \text{ Mg}_{0.16})_{5.90} [\text{Si}_{5.86} \text{ O}_{18}]$
7	$(\text{Ca}_{2.03} \text{ Mn}_{2.89} \text{ Fe}_{0.90}'' \text{ Mg}_{0.16})_{6.00} [\text{Si}_{5.81} \text{ Al}_{0.16} \text{ O}_{18}]$
8	$(\text{Ca}_{2.80} \text{ Mn}_{2.77} \text{ Fe}_{0.54}'' \text{ Mg}_{0.14})_{6.26} [\text{Si}_{5.85} \text{ O}_{18}]$
9	$(\text{Ca}_{2.03} \text{ Mn}_{2.75} \text{ Fe}_{0.83}'' \text{ Mg}_{0.10})_{5.53} [\text{Si}_{5.83} \text{ O}_{18}]$
10	$(\text{Ca}_{3.29} \text{ Mn}_{2.70} \text{ Fe}_{0.03}'' \text{ Mg}_{0.09})_{6.12} [\text{Si}_{5.92} \text{ O}_{18}]$



TABELA
Cationi presenti

	1	2	3	4	5
Si	5,814	5,832	5,850	5,868	5,884
Al	0,162	—	0,036	—	—
Al	—	—	—	—	—
Fe'''	—	—	—	—	0,001
Ti	—	—	—	—	—
Mg	0,162	0,108	0,180	0,162	0,162
Fe''	0,900	0,630	0,054	0,036	0,036
Mn	2,898	2,754	3,366	3,186	3,240
Ca	2,034	2,034	2,592	2,808	2,646

Paragenezele mineralogice în care apare bustamitul, în munții Sebeș, indică faptul că el s-a format în condițiile unui metamorfism regional al faciesului amfibolitic, subfaciesul sillimanit-almandin.

Apariția bustamitului în unele skarne de la Oravița-Ciclova Română sau Băița Bihorului (Supercenaru) ne îndreptățește să considerăm că la apariția lui, în afară de factorii termodinamici ai metamorfismului regional au contribuit și procesele metasomatice.

Primele cristale de bustamit semnalate pe teritoriul țării noastre sunt cele din mineralizațiile hidrotermale de la Capnic, în 1930 de către Krenner. Printre șisturile cristaline din munții Sebeș este menționat bustamitul încă în 1955 (Pavescu).

Locul de recoltare a eșantioanelor pentru analize chimice : 1, 2, 7, bustamit de pe valea Pravățului ; 3, bustamit de pe culmea Runcul Cailor ; 6,8, bustamit de pe culmea Bretan ; 4,5, bustamit de pe culmea Bercul Pietros ; 9, bustamit de pe culmea Bâtrîna ; 10, bustamit de pe valea Jigureasa.

BIBLIOGRAFIE

- Anderson B. W. (1959) Properties and classification of individual-garnets. *Journ. Gemmology*, 7, Chicago.
 Berman H. (1937) Constitution and classification of the natural silicates. *Amer. Min.* 22, Washington.

LUL 12

true 18 oxygeni

6	7	8	9	10
5,922 — } 5,92	5,868 — } 5,87	6,012 — } 6,00	5,940 — } 5,94	5,850 — } 5,85
— } — } — } 6,12	0,010 0,010 0,162 } 5,90	— } — } 6,05	— } 0,009 } 6,04	— } — } 6,26
0,090 } 0,036 } 2,700 } 3,294 }	0,108 } 6,05 0,740 } 3,060 } 2,142 }	0,219 } 3,132 } 2,646 }	0,144 } 6,26 0,540 } 2,772 } 2,808 }	
	1,890 }			

- B e r t a n t F., F o r r a t E. (1957) Étude des paramètres des grenats. *C. R. Acad. Sci. 244*, Paris.

D u n n J. A. (1936) A study of some microscopical aspects of Indian manganese ores. *Trans. Nat. Inst. Sci. I*, India, Delhi.

F l e i s c h e r M. (1937) The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group. *Amer. Min.* 22, Washington.

F o r d W. E., B r a d l e y W. A. (1913) Pyroxmangite, a new member of the pyroxene group, and its alteration product, skemmatite. *Amer. Sci.* 36, New York.

— (1915) A study of the garnet group. *Amer. Journ. Sci.* 5, 40, New York.

H e n d e r s o n E. P., G l a s s J. J. (1936) Pyroxmangite, a new locality : identity of sobralite and pyroxmangite. *Amer. Min.* 21, Washington.

H e z n e r L a u r a (1913) Über die Manganreichen Kristallinen Schiefer Indiens. *N. Jahrb. Min. Geol. Paleont.* H. 1, Stuttgart.

H e y M. H. (1929) The variation of optical properties with chemical composition in the rho-donite-bustamite series. *Min. Mag.* 22, Washington.

H i e t a n e n A n n a (1936) Über den Rhodonit und andere Manganminerale von Simsiö, Pohjynmaa. *Bull. Com. Géol. Finlande*, 115, Helsingfors.

K r e n n e r J. (1930) Mineralogische Mitteilungen aus Ungarn. *Chl. Min. A*, Wien.

L a r s e n E. S., S h a n n o n E. V. (1922) Bustamite from Franklin Furnace, New Jersey. *Amer. Min.* 7, Washington.

L e e D. E. (1955) Mineralogy of some Japanese manganese ores. *Stanford Univ. Publ. Univ. Ser. Geol. Sci.* 5, Stanford.

M a s o n B. (1943) Mineralogical aspects of the system $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MnO}-\text{Mn}_2\text{O}_3$. *Geol. Förh. Förh.* 65, Stockholm.

M c A n d r e w J. (1952) The cell-edge of jacobsite. *Amer. Min.* 37, Washington.

P a u l s e n O. A. (1956) The occurrence of manganese ores in Norway. *XX Congr. Geol. Internat.* V, Mexico.

P a v e l e s c u L. (1955) Considerații mineralogice asupra unor sisturi cu silicăți de mangan și fier din Muntii Sebesului. *Comunicările Acad. R.P.R.* V/2, București.

- Perutz M. (1937) Iron rhodonite (from slag) and pyroxmangite and their relation to rhodonite. *Min. Mag.* 24, Washington.
- Ramdohr P. (1960) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag Berlin 3 c. Auflage, Berlin.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.
- Ross C. S., Kerr P. F. (1932) Manganese minerals of a vein near Bald Knob, North Carolina. *Amer. Min.* 17, Washington.
- Roy S. (1959) Variation in etch behaviour of jacobsite with different cell dimensions. *Nature* 183, London.
- Sandu D. (1960) Contribuţii la studiul oxizilor de mangan. Lucr. I.P.G.G. Bucureşti.
- Savu H. (1962) Contribuţiuni la cunoaşterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delineşti (Munţii Semenic). *D. S. Com. Geol.* XLVI, Bucureşti.
- (1967) Variaţia compozitiei chimice a granajilor pirolspitici şi a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului Munţilor Semenic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. ser. geol.* I. 1, Bucureşti.
- Gheorghita I., Vasilescu Al., Băloiu-Fărcaşan Maria (1964) Geologia şi petrografia părţii de nord a Munţilor Semenic. *An. Com. Geol.* XXXIV/I, Bucureşti.
- Sriramadas H. (1957) Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indice with the chemical composition of garnets. *Amer. Min.* 42, Washington.
- Sundius N. (1931) On the triclinic manganeseous pyroxenes. *Amer. Min.* 16, Washington.
- Supercianu C. (1958) Skarne vezuvianice şi granatice cu conţinut de beriliu şi bor în zăcămintul de contact de la Ciclova-Banatul de sud-vest. *Rev. Min.* 8, Bucureşti.
- Tilley C. E. (1936) Pyroxmangite from Inverness-shire, Scotland. *Amer. Min.* 22, Washington.
- (1948) Bustamite from Treburland manganese mine. Cornwall and its paragenesis. *Min. Mag.* 27, Washington.
- Väasjoki O. k. (1956) On the natural occurrence of manganese in Finland. *XX Congr. Geol. Internat.* V, Mexico.
- Van Hook H. J., Weith M. L. (1958) The system $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Mn}_3\text{O}_4$. *Amer. Min.* 43, Washington.
- Woodland W. A. (1956) The manganese deposits of Great Britain. *XX Congr. Geol. Internat.* V, Mexico.

ÉTUDE CRISTALLOCHIMIQUE DE CERTAINS MINÉRAUX DE MANGANESE DES MONTS SEBES

(Résumé)

Dans la zone des minéralisations de manganèse et de fer de la partie méridionale et médiane des monts Sebeş, on a rencontré des cristaux bien individualisés de jacobsite, pyroxmangite, spessartine et bustamite.



En paragenèse avec des minéraux de manganèse et de fer du groupe des olivines manganésifères, des amphiboles manganésifères, de la rhodonite et des carbonates des monts Sebeş, on a rencontré de petites couches et des nids formés de cristaux de jacobsite. Dans le diagramme triangulaire MnO, MgO (FeO + Fe₂O₃) on observe que les cristaux de jacobsite se situent surtout dans le champ des spinelles magnétitiques. Les cristaux de jacobsite des monts Sebeş, qui apparaissent en paragenèse avec la pyroxmangite, la knébellite et la rhodonite, se sont formés dans les mêmes conditions de métamorphisme régional que les roches environnantes du faciès amphibolitique, sous-faciès sillimanite + almandin.

Certains cristaux de pyroxmangite apparaissent en paragenèse avec de la rhodonite et de la knébellite, autres avec de la spessartine + rhodonite + knébellite + dannémorite.

La genèse des cristaux de pyroxmangite est en corrélation avec le métamorphisme régional de certains sédiments marins, riches en différentes accumulations et concrétions manganéso-féreuses qui ont été métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolitique.

De même, dans la zone médiane et méridionale des monts Sebeş, parmi les schistes cristallins de type mésométamorphique, on rencontre, sous forme d'intercalations, de différents types de schistes à silicates de manganèse et de fer. Du point de vue des paragenèses, les cristaux de spessartine peuvent former des roches monominérales où apparaître ensemble avec ceux de rhodonite et de pyroxmangite.

Du diagramme triangulaire CaO, MnO (MgO + FeO) on observe que les cristaux de bustamite des monts Sebeş se situent surtout dans le champ de la rhodonite et de la johannsénite. Les paragenèses minéralogiques où apparaît la bustamite indiquent le fait qu'elle s'est formée dans les conditions d'un métamorphisme régional du faciès amphibolitique, sous-faciès sillimanite + almandin. La présence de la bustamite dans certains skarns nous permet à considérer qu'à son apparition, en dehors des facteurs thermodynamiques, les processus métasomatiques ont aussi contribués.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

CONDIȚIILE DE FORMARE A UNOR MINERALE DE Ti ȘI Fe ÎN ZONA CU DISTEN, STAUROLIT ȘI ALMANDIN DIN PRO- VINCIA METAMORFICĂ A MUNTILOR SEMENIC¹

DE
HARALAMBIE SAVU²

Abstract

Formation Conditions of Ti and Fe Minerals in the Kyanite-Staurolite-Almandine Zone within the Metamorphic Province of the Semenic Mts. In a crystalline schist horizon from the Semenic Mts, metamorphosed under the conditions of the kyanite-staurolite-almandine zone, rutile, ferrous rutile, illmenite and hemo-illmenite megablasts are to be found. This mineral series has formed at $P \sim 7$ Kb and under the conditions of increasing of the oxido-reduction degree, determined by migmatic solutions and late metamorphic fluids. Rutile forms at $T \geq 600^\circ\text{C}$, ferrous rutile at $T \geq 550^\circ\text{C}$, whereas illmenites at $T \leq 545^\circ\text{C}$. The forming temperature at high pressure of solid solutions between rutile and illmenite ranges approximately from 600° to 550°C . In illmenites formed at high temperatures ($T > 600^\circ\text{C}$) the hematite included under the form of a solid solution is separated by exolution process; in illmenites formed at low temperature ($T < 600^\circ\text{C}$) although they contain Fe_2O_3 in solid solution, the exolution process does not take place.

În literatura de specialitate sunt descrise mai ales condițiile de formare a mineralelor de Ti și Fe în rocile eruptive și în filoane. Recent, Buddington et al. (1963) au cercetat oxizii de fier și titan, în special magnetite și ilmenite, din rocile eruptive, metamorfice și metasomatice din Adirondack, iar Abdulla (1965) a prezentat un studiu asupra conținutului de TiO_2 în magnetitele din rocile metamorfice. Puține date se cunosc însă, asupra formării rutilului și asupra raporturilor sale cu celelalte faze — ilmenit și hematit — cu care coexistă în natură și apar în prima parte a experimentului efectuat de Mac Chesney și Muuan (1959).

¹ Comunicare în ședința din 26 ianuarie 1968.

² Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Scopul acestei lucrări este de a prezenta caracterele unor cristale de rutil, rutil ferifer și ilmenit de dimensiuni neobișnuite, formate într-un orizont de șisturi cristaline metamorfozate la nivelul zonei cu disten și staurolit din munții Semenicului, precum și unele considerații asupra condițiilor termodinamice în care au luat naștere. Lucrarea contribuie totodată la cunoașterea mineralogiei și petrologiei șisturilor cristaline din provincia metamorfică a munților Semenicului.

Considerații geologice

Șisturile cristaline pre-rifeene din masivul Semenicului, situat în unitatea getică (Codarcea, 1940), aparțin seriei mezometamorfice de Sebeș-Lotru și seriei epimetamorfice de Miniș. Seria de Sebeș-Lotru cuprinde mai multe complexe metamorfice (Savu, 1965; Savu et al., 1967): complexul paragnaiselor cu sillimanit și al rocilor carbonatice, complexul paragnaiselor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice, complexul cuarțitelor, complexul micașisturilor și complexul ortoamfibolitelor și al șisturilor manganifere.

Întreaga serie este metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin de la zona cu sillimanit pînă la zona cu biotit inclusiv. Complexele inferioare au fost afectate de procese anatectice, din care au rezultat migmatite cu textură paralelă (stromatite), lenticulară și oculară (oftalmite) și străbătute de corpuri granitoide sinorogene și de filoane de pegmatite și cuarț.

Complexul al patrulea este alcătuit preponderent din micașisturi cu disten, staurolit și almandin, micașisturi cu staurolit și almandin, între care se intercalează nivele de paragnaise, gnaisse cuarțo-feldspatice, cuarțite și amfibolite.

Între orizonturile mediane ale acestui complex, formate din roci ce se caracterizează prin parageneza cuarț-disten-staurolit-muscovit (-biotit)-plagioclaz, se intercalează un orizont de micașisturi, în care apar uneori idioblasti larg dezvoltate (1-10 cm lungime) de rutil, orientate paralel cu axul *b* al structurilor tectonice primare. Sînt caracteristice în această privință micașisturile de la vest de localitatea Lindenfeld, vîrful Nemanu, cele situate între localitățile Gărina și Văliug și micașisturile de pe dealul Morminti, valea Nerganiței și pîriul Slătinicului, la sud-vest de localitatea Mehadica (fig. 1). Aceste iviri ne-au permis stabilirea la scară regională a unui orizont aproape continuu de astfel de roci, în care aceste minerale sînt mai frecvente la vest și la sud-vest de Gărina, unde se întîlnesc și în aluvialurile pîraielor din această zonă (Savu, Micu, 1964).

Orizontul acesta de șisturi cristaline cu minerale de Ti și Fe se pare că se regăsește și în celealte regiuni, în care se dezvoltă seria de Sebeș-Lotru, ca de exemplu în complexul micașisturilor din zona centrală a munților Sebeș.

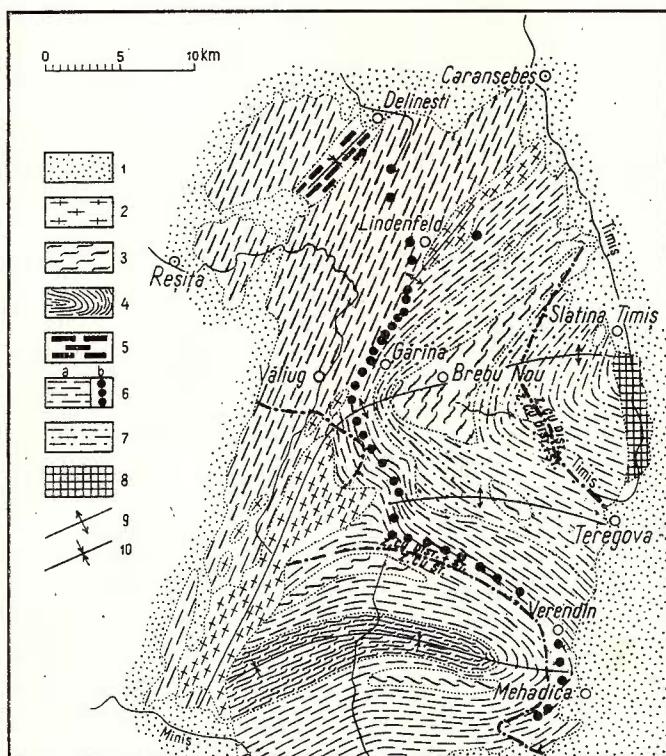


Fig. 1. — Schiță geologică-structurală a munților Semenic.

1, formațiuni postmetamorfice; 2, granitoide gneissice; 3, migmatite; 4, serie de Minis; 5, complexul amfibolitelor; 6a, complexul micașisturilor și complexul quartitelor; 6b, orizont de micașisturi cu minerale de Ti și Fe; 7, complexul paragneiselor; 8, complexul paragneiselor cu sillimanit și al rocilor carbonatice; 9, ax de anticlinial; 10, ax de sincinal.

Schéma géologique-structurale des monts Semenic.

1, formations postmétamorphiques; 2, granitoides gneissiques; 3, migmatites; 4, série de Minis; 5, complexe des amphibolites; 6a, complexe des micaschistes et complexe des quartzites; 6b, horizon de micaschistes à minéraux de Ti et de Fe; 7, complexe des paragneiss; 8, complexe des paragneiss à sillimanite et des roches carbonatées; 9, axe d'anticlinale; 10, axe de synclinale.

Pe pîriul Slătinicului, unde șisturile acestui complex au fost afectate de procese migmatice, s-au format megablaste de rutil ferifer (nigrin), care ajung pînă la 15 cm lungime (pl. I, fig. 1).

În porțiunea de teren dintre Gărina și vîrful Nemanu, în acest orizont apar numeroase separații lenticulare concordante și filoane discordante de

cuarț sinmetamorfic, mai rar de pegmatite cu muscovit. În aceste lentile și filoane, mai ales în cele de cuarț, se dezvoltă cristale mari de disten și ilmenit, minerale care nu apar în filoanele similare din celelalte complexe metamorfice. Cristalele tabulare (1-5 cm lățime) de ilmenit — mineral

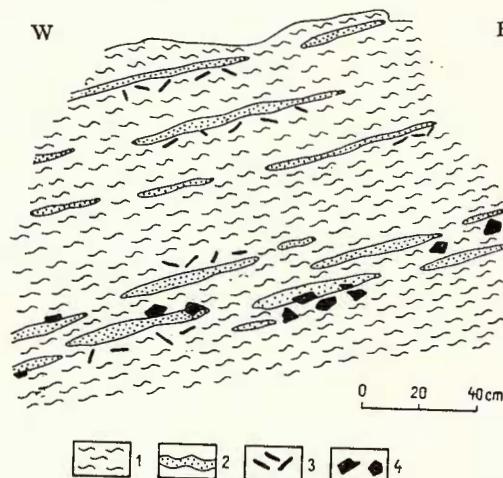


Fig. 2. — Micașisturi (1) cu lentile de cuarț (2). În lentilele de cuarț și în micașisturile din jurul acestora se observă cristale tabulare mari de ilmenit (4), uneori și cristale de turmalină (3).

Izvoarele văii Golețului.

Micaschistes (1) à lentilles de quartz (2). Dans les lentilles de quartz et dans les micaschistes qui les revêtent on observe de grands cristaux tabulaires d'ilmenite (4), parfois aussi des cristaux de tourmaline (3). Sources de la vallée Golețului.

semnalat în această regiune pentru prima dată de F r. Schafarzik și analizat de V e n d l (1924) — se formează de obicei în părțile marginale sau în salbanda filoanelor, alcătuită din disten și muscovit. În șisturile cristaline din jurul separațiilor și filoanelor de cuarț și pegmatit, în care cristalele de ilmenit sunt mai frecvente, apar plăci de ilmenit cu latura de 1-2 cm, orientate paralel cu foliația rocii și asociate uneori cu turmalină (fig. 2). Când este prezentă turmalina, biotitul din rocă este cloritizat iar distenul înlocuit cu lamele de muscovit.

Date mineralogice și compoziția chimică a mineralelor

Rutilul se prezintă sub formă de porfiroblaste prismatice larg dezvoltate, colorate în brun-gălbui pînă la brun închis, la care se observă rar fețele cristalografice 100, 110, 101 și 011, precum și macle după fața 011, formate din doi indivizi cristalini.

În secțiunile perpendiculare pe axul c se observă clivajul după prismă și separații opace de ilmenit, sub formă de plăcuțe orientate cu fața 0001 paralel cu fețele cristalografice ale rutilului (pl. I, fig. 2, 3); acestea sunt mai numeroase în cazul rutilului ferifer. E d w a r d s (1954) a arătat

că ilmenitul se separă prin exoluție din masa rutilului, în care el s-a găsit inițial sub formă de soluție solidă. În afara de aceste plăcuțe de exoluție, rutilul mai conține incluziuni granulare de ilmenit, asociate cu lamele de muscovit. Maclele polisintetice ale mineralului se observă în secțiunile paralele cu axul *c*. Rutilul prezintă următoarele caracteristici :

Ng — galben-bruniu

Np — galben

Uniax (+); 1 = (+)

Ilmenitul se prezintă de obicei sub formă de cristale tabulare după fața 0001, de culoare neagră și cu marginile neregulate, la care rareori se observă clivajul după fața 1011. După acest plan apar uneori macle polisintetice. În micașisturi el se prezintă sub formă de lamele subțiri și îndoite. În secțiunile lustruite nu se observă separații de hematit, ceea ce îl deosebește de ilmenitele de temperatură ridicată. Apar însă acicule de rutil de exoluție. Culoarea în lumina reflectată este deschisă, aproape albă.

În tabelul 1 este redată compoziția chimică a mineralelor de titan și fier din munții Semenicului.

TABELUL 1

Compoziția chimică a mineralelor de titan și fier

Proba	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	6 %
SiO ₂	urme	0,47	0,85	—	urme	2,20
TiO ₂	94,60	86,50	74,00	52,42	50,00	48,00
Al ₂ O ₃	1,25	1,00	1,50	—	0,75	0,50
Fe ₂ O ₃	2,80	4,23	9,10	6,82	27,20	22,40
FeO	1,44	2,58	10,10	40,80	20,50	26,55
MgO	urme	lipsă	1,00	—	urme	urme
MnO	urme	0,06	0,42	0,22	0,75	0,50
Total	100,09	94,84	97,07	100,26	99,20	100,15

Analizele 1, 2, 3, 5 și 6 sunt efectuate de A. I. Dănciulescu; analiza 4 este redată după V e n d l (1924).

1. Rutil din micașisturile de pe pîriul Gărina.
2. Rutil din micașisturile de pe valea Nerganiței.
3. Rutil ferifer (nigrin) din gneisele migmatice de pe pîriul Slătinicului, Mehadica.
4. Ilmenit dintr-o lentilă de cuarț de pe dealul Morminții, Văliug.
5. Hemo-ilmenit din micașisturile străbătute de filoane de cuarț de pe pîriul Gărina.
6. Hemo-ilmenit din salbanda de cuarț și disten a unui filon de cuarț de la izvoarele văii Golețului.



Pentru fiecare mineral am calculat formula cristalochimică, pe care o redăm mai jos.

1. Rutil ($Ti_{0,67} Fe_{0,015}^{2+} Fe_{0,03}^{3+} Al_{0,02} O_{1,91}$)
2. Rutil ($Si_{0,005} Ti_{0,60} Fe_{0,08}^{2+} Fe_{0,05}^{3+} Al_{0,015} Mn_{0,0005} O_{1,90}$)
3. Rutil ferifer (nigrin) ($Si_{0,01} Ti_{0,585} Fe_{0,105}^{2+} Fe_{0,105}^{3+} Al_{0,01} Mn_{0,005} Mg_{0,02} O_{1,85}$)
4. Ilmenit ($Fe_{0,85}^{2+} Fe_{0,12}^{3+} Mn_{0,004} O_{3,02}$)
5. Hemo-ilmenit ($Fe_{0,42}^{2+} Fe_{0,51}^{3+} Mn_{0,01} (Ti_{0,98} Al_{0,02}) O_{3,11}$)
6. Hemo-ilmenit ($Fe_{0,55}^{2+} Fe_{0,42}^{3+} Mn_{0,01} (Ti_{0,90} Al_{0,01}) O_{3,01}$)

Compoziția chimică a celor două rutile se apropie foarte mult de aceea a rutilelor din Georgia, prezentată de D a n a și D a n a (1946) și a rutilului din Virginia, redată de D e e r et al. (1962) după W a t s o n. Se deosebește de acesta din urmă prin conținutul de Fe_2O_3 . Prin analiza spectrală au fost puse în evidență în compoziția lor V, Nb, Sb, Sn, Co, Cu, Bi, Pb și Ca.

Prin conținutul de 10,10% FeO și 9,10% Fe_2O_3 , compoziția chimică a rutilului ferifer este destul de apropiată de aceea a rutilelor similare descrise în literatură, încadrîndu-se astfel în limitele admise de D e e r et al. (1962) pentru acest component. Ca și în cazul analizei a două de rutil, în compoziția nigrinului trebuie să participe și cîteva procente de oxizi de Nb și Ta, care nu au fost dozați prin analiza chimică, ceea ce explică totalul mai mic de 100 al analizelor. Prezența acestor elemente a fost marcată prin analiza spectrală. Ambele minerale se deosebesc însă de ilmenorutile.

Compoziția chimică a celor trei cristale de ilmenit este apropiată de aceea a ilmenitelor descrise în literatură și corespund prin conținutul de TiO varietății erichtonit. Hemo-ilmenitele diferă de acestea prin conținutul mai mare de Fe_2O_3 , respectiv prin conținutul mai mic de FeO. Deficitul de Fe^{2+} și surplusul de Fe^{3+} se explică, după B o r n e m a n - S t a r i n k e v i c i (1964), printr-un fenomen de înlocuire izomorfă de tipul $Fe^{2+} Ti \rightarrow Fe^{3+} Fe^{3+}$. Analiza spectrală a pus în evidență și prezența Ca, Sr, Ni, Co, Zn, Bi și Cu în aceste minerale.

Observații asupra condițiilor de formare a mineralelor de Ti și Fe

Deși mineralele de Ti și Fe s-au format în timpul metamorfozării aceluiași orizont de sisturi cristaline în condițiile părții superioare a zonei cu disten-staurolit-almandin, factorii care le-au generat au fost diferenți și anume, recristalizarea sincinematică, procesul de migmatizare și soluțiile metamorfice reziduale.

Rutilul s-a format prin simpla recristalizare a materialului inițial. Conținutul de TiO_2 din acest orizont trebuie să fi fost însă mai ridicat decât în alte orizonturi ale provinciei metamorfice, în care rutilul participă sub formă de cristale ce nu depășesc 1 mm lungime, în următoarele proporții : micașisturi și paragnaise 0-2 %, ortoamfibolite 0-4 %. În majoritatea cazurilor rutilul coexiste cu magnetit sau ilmenit de temperatură ridicată, care se prezintă sub formă de granule fine.

Originea TiO_2 este mai greu de explicat. El ar putea să provină din alterarea în condiții submarine a piroxenilor eruptiilor bazice sincrone, dar produsele lor metamorfozate — amfibolitele — apar în cantitate prea mică la acest nivel. S-ar mai putea presupune că această sursă vulcanică se găsește la o distanță mai mare, ca de exemplu în regiunea Delinești-Tîrnova, unde magmatismul ofiolitic al ciclului pre-baicalian s-a manifestat intens, aşa cum am arătat încă din anul 1955. Această presupunere se bazează și pe faptul că în zona Steaua din munții Sebeșului se găsește, în baza complexului manganifer de origine vulcanogen-sedimentară, un orizont de micașisturi care conțin pînă la 3,5 % rutil sub formă de idioblaste de aproximativ 1 mm lungime. Rutilul apare aici în parageneza cuarț-plagio-claz-biotit-ferrimuscovit-piemontit-rutil-magnetit.

Rutilul ferifer a cristalizat tot din acest material primar, dar forma-reia lui a depins în mare măsură de acțiunea soluțiilor migmatice.

La formarea ilmenitelor în filoanele și în separațiile concordante de pegmatite și cuarț din acest orizont a fost folosit de asemenea conținutul de titan și fier, acumulat în sedimentele inițiale depuse în vechiul geosin-clinal, dar ele au luat naștere sub acțiunea soluțiilor metamorfice tîrzii.

Condițiile în care s-au format aceste minerale arată că paralel cu desfășurarea proceselor metamorfice în sensul de recristalizare sincinemat-ică — migmatizare — formare de pegmatite și filoane de cuarț, are loc și o modificare a fazelor stabile de Ti și Fe, în sensul rutil-rutil ferifer-ilmenit-ilmenit ferifer.

Buddington et al. (1963) și Abdulla (1965) au arătat că în decursul desfășurării acestor procese metamorfice se modifică gradul de oxido-reducție al mediului, o dovadă clară a acestei modificări fiind variația gradului de oxidare și a conținutului de TiO_2 din magnetitele din rocile cu grade diferite de metamorfism. Lindley (1962) a stabilit de asemenea că, compoziția ilmenitului care apare în parageneză cu magnetitul depinde mult de fluxul de oxigen. Gradul de oxido-reducție depinde de gradul de oxidare primar al rocii și este controlat de presiunea parțială a oxigenului, temperatură, presiunea totală, compoziția globală și gradul de



metasomatism, ca o consecință a evoluției materialului într-un sistem deschis (Buddington et al., 1963).

În lumina acestor concluzii, rezultă că rutilul s-a format în micașisturi, unde coexistă cu magnetitul, la presiune înaltă, temperatură ridicată și în condiții de oxido-reducție slabe. În aceleași condiții de presiune, dar la temperatură din ce în ce mai scăzută și un grad de oxido-reducție din ce în ce mai mare, s-au format rutilul ferifer în migmatite și ilmenitele în lentilele de pegmatit și de cuarț. În migmatitele lenticulare rutilul ferifer coexistă cu titanit și ilmenit, pe cind în filoanele de cuarț provenite din soluții metamorfice târzii bogate în volatile, mai ales apă în stare supratică ce genera un grad de oxido-reducție accentuat, este stabil numai ilmenitul, mai ales varietatea cu conținut ridicat de Fe_2O_3 , în care hematitul se găsește sub formă de soluție solidă sau de separații submicroscopice, deoarece el nu se observă ca atare în secțiunile lustruite.

Aceste fluide apoase au colectat fierul și titanul din orizontul micașisturilor cu rutil, elemente care au format împreună ilmenitul. Buddington et al. (1963) au constatat de asemenea, că într-un granit cu microantipertit, în care singurele minerale mafitice stabile sunt diferite variații de ilmenit, oxidarea acestora a crescut mult cu formarea fluidelor alcaline.

În ceea ce privește temperatura de formare a acestor minerale, s-au făcut mai multe încercări experimentale. Macchesney și Muann (1959), studiind sistemul binar $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$, au stabilit că la temperatură de 1515°C coexistă sub formă de soluție solidă rutilul și pseudobrookitul, minerale al căror cimp de stabilitate a fost figurat pe diagrama pentru sistemul ternar $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{TiO}_2$ din figura 3.

Acest experiment efectuându-se la presiunea atmosferică, autorii nu au ținut seamă de presiune, care în condițiile metamorfozării șisturilor cristaline la nivelul zonei cu staurolit și disten este considerabilă. În condiții experimentale mai adecvate, Czandera et al. (1958) au stabilit limita de transformare a anatasului în rutil între 610° și 730°C .

Pentru aprecierea temperaturii de formare a rutilului în condițiile termodinamice ale zonei cu disten și staurolit, trebuie să recurgem însă la datele experimentelor prin care s-au determinat limitele de stabilitate ale celor două minerale index — staurolit și disten — care definesc zona.

Hoschek (1967) a determinat limita inferioară a stabilității staurolitului, conform reacției cloritoid + Al — silicat = staurolit + cuarț + apă la temperatura de $545 \pm 20^\circ\text{C}$ și presiunea între 4000 și 8000 bari, iar Althaus (1967) a arătat că punctul ternar andaluzit-disten-sillimanit se găsește la $595 \pm 10^\circ\text{C}$ și $6,6 \pm 0,4$ Kb. În lumina acestor date

putem considera că temperatura de formare a megablastelor de rutil a fost apropiată de 600°C . Prezența constantă și dezvoltarea sub formă de megablaste a rutilului au o deosebită importanță petrologică, deoarece caracterizează încă o dată provincia metamorfică a munților Semenicului, ca o serie

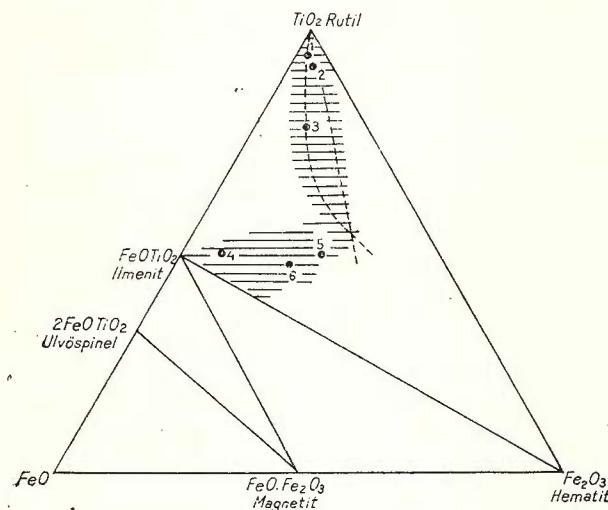


Fig. 3. — Diagramma pentru sistemul $\text{FeO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{TiO}_2$ (valori moleculare).

1–3, proiecția analizelor de rutil; 4–6, proiecția analizelor de ilmenit. Cu hâșuri sunt indicate cimpul de stabilitate al rutilelor (sus) și cimpul de stabilitate al ilmenitelor (stînga). Linile punctate delimită cimpul de stabilitate al fazelor de temperatură ridicată, figurat de Mac Chesney și Mu-an (1959).

Diagramme du système $\text{FeO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{TiO}_2$ (valeurs moléculaires).

1 à 3, projection des analyses de rutile ; 4 à 6, projection des analyses d'ilménite. On a hachuré le champ de stabilité des rutiles (en haut) et le champ de stabilité des ilménites (à gauche). Les lignes pointillées indiquent le champ de stabilité des phases de haute température, selon Mac Chesney et Mu-an (1959).

de faciesuri de tip Barrow, metamorfozată în condiții de presiune înaltă (Savu et al., 1967).

La o temperatură mai scăzută s-a format prin procese migmatice rutilul ferifer, care coexistă cu mineralele din parageneza cuarț-plagioclaz-hornblendă verde-biotit-epidot. Prezența epidotului indică după Strens (1965) o temperatură apropiată de 550°C , acest cercetător stabilind pe cale experimentală că epidotul este stabil la $T \geq 550^{\circ}\text{C}$ și $P = 4 \text{ Kb}$.

Întrucît ilmenitul se întâlnește în separațiile pegmatitice sau de cuarț sinmetamorfic, în care este prezent distenul, uneori și almandinul, se poate aprecia că temperatura lui de formare este aproximativ de 545°C , temperatură la care apare pentru prima dată staurolitul prezent în micașisturile înconjurătoare. O asemenea temperatură scăzută, poate chiar mai mică de 545°C , este confirmată și de prezența turmalinei în micașisturile cu ilmenit din jurul filoanelor și mai ales de înlocuirea paragenezelor primare cu altele formate din minerale secundare, determinate de soluțiile metamorfice tîrziu.

În funcție de compoziția chimică a celor șase minerale de Ti și Fe formate în decursul evoluției proceselor metamorfice și în lumina rezultatelor cercetărilor experimentale, rezultă că în anumite condiții de TP și de grad

de oxido-reducție există posibilitatea unei miscibilități limitate între rutil și ilmenit sub formă de soluții solide, din care mineralul deficitar se separă ulterior prin exoluție. Deoarece aceasta s-a produs în mineralele din sisturile cristaline din munții Semenicului, în care se găsesc exoluții sub formă de plăcuțe de ilmenit în rutil, respectiv de acicule de rutil în ilmenit, rezultă că temperatura acestei miscibilități oscilează aproximativ între 600° și 550°C , la presiune considerabilă. În cazul de față presiunea litostatică, apreciată după grosimea probabilă a formațiunilor, trebuie să fi atinsă aproximativ 7000 bari.

Aceste minerale de Ti și Fe formează pe diagramea pentru sistemul $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (fig. 3) două cîmpuri de stabilitate. Cristalele de rutil (1, 2, 3) se proiectează în cîmpul delimitat experimental de M a c C h e s n e y și M u a n (1959) pentru fazele de temperatură ridicată. Acest cîmp se întinde în jos din colțul TiO_2 , îngustîndu-se treptat. Analizele celor trei ilmenite (4, 5, 6) formează un cîmp de stabilitate cu temperatură mai scăzută, care se întinde de la poziția ilmenitului spre dreapta. El se unește într-un anumit punct cu cîmpul de stabilitate al rutilelor, demonstrând astfel posibilitatea miscibilității acestor faze solide în anumite limite,

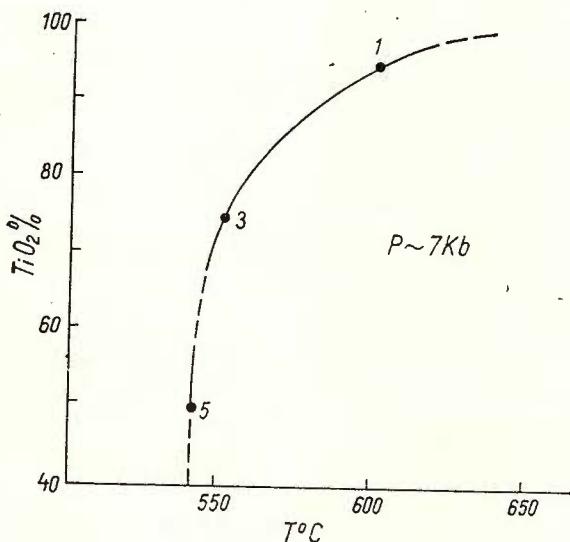


Fig. 4. — Diagrama (ipotecică) pentru condițiile de stabilitate a mineralelor de Ti și de Fe în zona cu disten-staurolit-almandin. Punctele reprezintă proiecția mineralelor din tabelele 1 și 2.
Diagramme (hypothétique) des conditions de stabilité des minéraux de Ti et de Fe dans la zone à disthène-staurolite-almandin. En pointillé, projection des minéraux des tableaux 1 et 2.

între care o fază intermediară caracteristică este varietatea de rutil ferifer-nigrinul.

Posibilitatea formării unei serii neîntrerupte de soluții solide între ilmenit și hematit la temperatură mai mare de 600°C , a fost arătată de

R a m d o h r (1960). Este vorba însă, de ilmenitele formate la temperaturi ridicate în gabbouri, granulide etc., unde ele coexistă cu magnetit și ulvöspinel. Sub temperatura de 600°C în aceste ilmenite se produce exoluția hematitului.

Ilmenitele de temperatură scăzută ($T < 600^{\circ}\text{C}$) din filoanele de pegmatit sau de cuarț formează de asemenea soluții solide cu hematitul, dar acesta nu se mai separă prin exoluție.

Observațiile noastre arată că în condițiile desfășurării diferitelor procese care însotesc metamorfismul în zonele adânci ale geosinclinalelor, iau naștere o serie de minerale, în care raportul dintre TiO_2 și oxizii de fier se modifică cu scăderea temperaturii și creșterea gradului de oido-reducție, în favoarea celor din urmă; raportul dintre oxizii de fier se modifică în favoarea FeO (tab. 2). Remarcăm că în același sens se modifică rapor-

TABELUL 2

Varierea raportului dintre oxizii de titan și fier în funcție de temperatură

Nr. crt.	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{FeO}}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	$T^{\circ}\text{C}$
1	22,3	65,6	33,7	1,9	≥ 600
2	12,7	33,5	9,5	1,6	—
3	3,8	7,3	8,1	0,9	~ 550
4	1,1	1,2	7,6	0,1	—
5	1,04	2,4	1,8	1,3	≤ 545
6	0,9	1,8	2,1	0,8	—

tul dintre acești oxizi și în cercetările experimentale efectuate de M a c - Ch e s n e y și M u a n (1959). Aceste relații sunt schițate cu caracter de tentativă în diagrama ipotetică din figura 4, care arată că mineralele de Ti și Fe din zona cu disten și staurolit din munții Semenicului sunt stabile între temperaturile $\geq 600^{\circ}$ și $\sim 545^{\circ}\text{C}$ și presiune foarte mare.

Concluzii

Mineralele de titan și fier din orizontul indicat pe hartă s-au format în timpul metamorfozării șisturilor cristaline în condițiile zonei cu disten -staurolit-almandin și au rezultat din recristalizarea materialului inițial, bogat în TiO_2 . După compozitia chimică și formula structurală ele sunt reprezentate prin rutil, rutil ferifer, ilmenit și hemo-ilmenit.



Rutilul s-a format în micașisturi prin recristalizare sincinematică la temperatură mai mare sau egală cu 600°C și presiunea de aproximativ 7 Kb, în condiții de oxido-reducție slabe. Rutilul ferifer a luat naștere în gnais migmatice la temperatură mai mică sau egală cu 550°C și un grad de oxido-reducție mai mare. Ilmenitele s-au format în lentile și filoane de pegmatit și cuarț rezultate din soluții metamorfice tîrzii, la temperatură de aproximativ 545°C , în condiții de oxido-reducție foarte puternice.

Pe diagrama pentru sistemul $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ rutilele se situează în cîmpul fazelor stabile la temperatură ridicată, iar ilmenitele într-un cîmp de temperatură mai scăzută. Suprapunerea parțială a celor două cîmpuri indică posibilitatea unei miscibilități limitate între aceste faze, demonstrată de lamelele de ilmenit de exoluție în rutil și de acicule de rutil în ilmenit.

După cum rezultă din variația raportului dintre oxizi de titan și fier din tabelul 2 și din diagrama ipotetică din figura 4, în condiții de presiune înaltă și de creștere a gradului de oxido-reducție, la $T > 600^{\circ}\text{C}$ rutilul este lipsit de oxizi de fier, iar la temperatura apropiată de 550°C el formează soluții solide cu ilmenitul, rezultînd varietatea nigrin.

La aproximativ 545°C se formează ilmenit cu rare exoluții de rutil, dar fără exoluții de hematit. De aceea, presupunem că în natură trebuie să existe două varietăți de hemo-ilmenit, care formează soluții solide cu hematitul. O varietate de temperatură ridicată în care hematitul se separă prin exoluție și o varietate de temperatură scăzută în care nu se produce exoluția.

BIBLIOGRAFIE

- A b d u l a h M. I.** (1965) The iron-titanium oxide phases in metamorphism. In : Controls of Metamorphism. Oliver and Boyd ed. Edimburg-London.
- A l t h a u s E.** (1967) Experimentelle Bestimmung des Stabilitätsbereichs von Disthen (Cyanit). *Naturwissenschaften*, 54. Jg., H. 4. Berlin-Heidelberg.
- B o r n e m a n - S t a r í n k e v i c i I. D.** (1964) Rucovodstvo po rascetu formul mineralov-Nauka, Moskva.
- B u d d i n g t o n A. F., F a h e y J., V l i s i d i s A n g e l i n a** (1963) Degree of oxidation of Adirondack iron oxides and iron-titanium oxide minerals in relation to petrogeny. *J. Petrology* 4. Oxford.

- Codarcea A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, București.
- Czandera A. W., Ramachandra Rao C. N., Honig J. M. (1958) The anatase-rutile transition, Part I, Kinetics of the transformation of pure anatase. *Trans. Faraday Soc.* 54.
- Dana J. D., Dana E. S. (1946) *The System of Mineralogy*. I, New York.
- Dear W. A., Howie R. A., Zussman J. (1962) *Rock-Forming Minerals*, 5, Longmans, London.
- Edwards A. B. (1954) *Textures of the ore Minerals and their Significance*. Melbourne.
- Hoschek G. (1967) Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Stauroolith. *Contrib. Min. and Petrology*, 14, 2, Berlin-Heidelberg.
- Lindsley D. H. (1962) Fe-Ti oxides in rocks as thermometers and oxygen barometers. *Rep. geophys. Lab.* Carnegie Institution for 1962, 60, Washington.
- MacChesney J., Muuan A. (1959) Studies in the system iron-titanium oxide. *Am. Mineral.* 44, Menasha.
- Ramdohr P. (1960) *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akad.-Verlag, Berlin.
- Savu H. (1965) Structura în virgație a Cristalinului muntilor Semenic. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
 - Micu C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a muntilor Semenic. *D. S. Com. Geol.* XLIX, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Variația compoziției chimice a granaților piralspitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale Cristalinului muntilor Semenic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, 12, 1, București.
- Strens R. G. J. (1965) Stability and relations of the Al-Fe epidotes. *Mineral. Mag.* 35, London.
- Vendl A. (1924) Über einige gesteinbildenden Mineralien aus den Südkarpathen. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.* 1, Stuttgart.

CONDITIONS DE FORMATION DE CERTAINS MINÉRAUX DE Ti ET DE Fe DANS LA ZONE À DYSTHÈNE-STAUROTIDE- ALMANDIN DE LA PROVINCE MÉTAMORPHIQUE DES MONTS SEmenic

(Résumé)

Dans le complexe des micaschistes de la série de Sebeș-Lotru de la province métamorphique prébaïcale des monts Semenic, on a séparé un horizon de schistes cristallins (fig. 1), métamorphisés dans les conditions de la zone à dysthène-staurotide-almandin, où de différents minéraux de titan et de fer, en grands cristaux (fig. 2) se sont formés à la suite de divers processus métamorphiques. La composition chimique (tableau 1) indique que ces minéraux représentent les variétés rutile, rutile ferrifère, ilménite et hémo-ilménite.



Pour chaque minéral on a calculé la formule cristallochimique suivante :

1. Rutile ($Ti_{0,87} Fe^{2+}_{0,015} Fe^{3+}_{0,03} Al_{0,02} O_{1,91}$)
2. Rutile ($Si_{0,005} Ti_{0,80} Fe^{2+}_{0,03} Fe^{3+}_{0,05} Al_{0,015} Mn_{0,0005} O_{1,90}$)
3. Rutile ferrifère (nigrine) ($Si_{0,01} Ti_{0,585} Fe^{2+}_{0,105} Fe^{3+}_{0,105} Al_{0,01} Mn_{0,005} Mg_{0,02} O_{1,85}$)
4. Ilménite ($Fe^{2+}_{0,85} Fe^{3+}_{0,12} Mn_{0,004} Ti_{0,99} O_{3,02}$)
5. Hémo-ilménite ($Fe^{2+}_{0,42} Fe^{3+}_{0,51} Mn_{0,01} (Ti_{0,93} Al_{0,02}) O_{3,11}$)
6. Hémo-ilménite ($Fe^{2+}_{0,55} Fe^{3+}_{0,42} Mn_{0,01} (Ti_{0,90} Al_{0,01}) O_{3,01}$)

La composition chimique de ces deux rutiles est très ressemblante à celle des rutiles de Géorgie (Dana, Dana, 1964) et du rutile de la Virginie (Deer et al., 1962, selon Watson). Elle est différente de cette dernière par la teneur en Fe_2O_3 . Grâce à l'analyse spectrale on a mis en évidence des V, Nb, Sb, Sn, Co, Cu, Bi, Pb et Ca dans la composition des rutiles.

Par la teneur de 10,20 % FeO et 9,10 % Fe_2O_3 , la composition chimique du rutile ferrifère est assez ressemblante à celle des rutiles similaires décrits en littérature, se situant entre les limites admises par Deer et al. (1962) pour la variation de ces oxydes. De même que dans le cas de la deuxième analyse de rutile, à la composition du nigrine doivent aussi participer quelques pourcent d'oxydes de Nb et Ta, qui n'ont pas été chimiquement dosés, ce qui explique le total des analyses plus petit que 100. La présence de ces éléments a été mise en évidence par l'analyse spectrale. Mais ces deux minéraux sont différents d'ilménorutiles.

La composition chimique des trois cristaux d'ilménite est rapprochée de celle des ilménites décrits dans la littérature de spécialité et elle correspond par la teneur en TiO_2 à la variété crichtonite. Les hémo-ilménites diffèrent de ceux-ci par une plus grande teneur en Fe_2O_3 et par une plus petite teneur en FeO. Le déficit de Fe^{2+} et le surplus de Fe^{3+} sont dûs, selon Bornemann-Stärinkewitsch (1964) à un phénomène de remplacement isomorphe de type $Fe^{2+} Ti \rightarrow Fe^{+3} Fe^{+3}$. L'analyse spectrale a mis aussi en évidence la présence du Ca, Sr, Ni, Co, Zn, Bi et Cu dans ces minéraux.

Les conditions thermodynamiques, établies selon la température de la cristallisation du dysthène, du staurolite et de l'épidote, minéraux présents dans les paragenèses de cet horizon, ainsi que selon l'épaisseur probable des formations géologiques, ont permis d'établir les circonstances dans lesquelles ces minéraux se sont formés.

Le rutile s'est formé dans des micaschistes par précrystallisation syncinétique à $T > 600^\circ C$ et $P \sim 7$ Kb et dans des conditions d'oxydo-



réduction faible. Le rutile ferrifère a pris naissance dans les gneiss migmatiques, dans les mêmes conditions de haute pression mais à $T \geq 550^\circ\text{C}$ et à un degré d'oxydoréduction plus élevé (pl. I, fig. 1). Les ilménites se sont formés dans les lentilles et les filons de pégmatite et de quartz, résultats de solutions métamorphiques tardives à $T \sim 545^\circ\text{C}$ et dans de très fortes conditions d'oxydoréduction. Ils apparaissent aussi dans les micaschistes qui revêtent ces lentilles (fig. 2).

Dans le dyagramme pour le système $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (fig. 3), les rutiles se situent dans le champ des phases stables à haute température et les ilménites dans un champ de température plus basse. La superposition de ces deux champs indique la possibilité d'une miscibilité limitée entre ces phases, démontrée par la présence des lamelles d'ilménite d'exsolution dans le rutile et des acicules de rutile dans l'ilménite (pl. I, fig. 2, 3).

Comme il résulte du tableau 2, le rapport entre TiO_2 et les oxydes de fer de cette série de minéraux, formés dans les conditions du métamorphisme profond, change au profit de ces derniers, à la suite de la baisse de la température et de l'augmentation du degré d'oxydoréduction.

Le rapport entre les oxydes de fer change, dans les mêmes conditions, en faveur du FeO .

Conformément à ces données et aux relations de stabilité représentées dans le dyagramme de la figure 4, on démontre que pendant le déroulement des processus métamorphiques dans les zones profondes des géosynclinaux, en conditions de haute pression et d'augmentation du degré d'oxydoréduction, le rutile qui prend naissance à une température plus élevée que 600°C est généralement dépourvu d'oxydes de fer, et à une température égale où plus petite que 600°C il forme des solutions solides avec l'ilménite ; vers 545°C c'est l'ilménite à rares acicules de rutile d'exsolution, mais sans séparations d'hématite, qui se forme.

On arrive à la conclusion qu'il faut exister dans la nature deux variations d'ilménite (hémо-ilménite) qui forment des solutions solides avec l'hématite, notamment l'ilménite de température haute et l'ilménite de température basse. Dans la première variété, qui se forme à $T > 600^\circ\text{C}$ en gabbros, granulites ou schistes cristallins à haut degré de métamorphisme, l'hématite se sépare par exsolution. Dans la seconde variété, qui se forme à $T < 600^\circ\text{C}$ dans les filons de quartz et de pégmatite, l'exsolution de l'hématite n'a pas lieu.



EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Megacristal de rutil ferifer (indicat de virful creionului) în gneisurile migmatice de pe pârâul Slătinicului, la sud-vest de Mehadica. El este secționat de eroziune aproksimativ perpendicular pe prismă.

Mégacristal de rutile ferrifère (indiqué par la pointe du crayon) dans les gneiss migmatiques du ruisseau Slătinicului, à SW de Mehadica. Il est sectionné presque perpendiculairement sur le prisme.

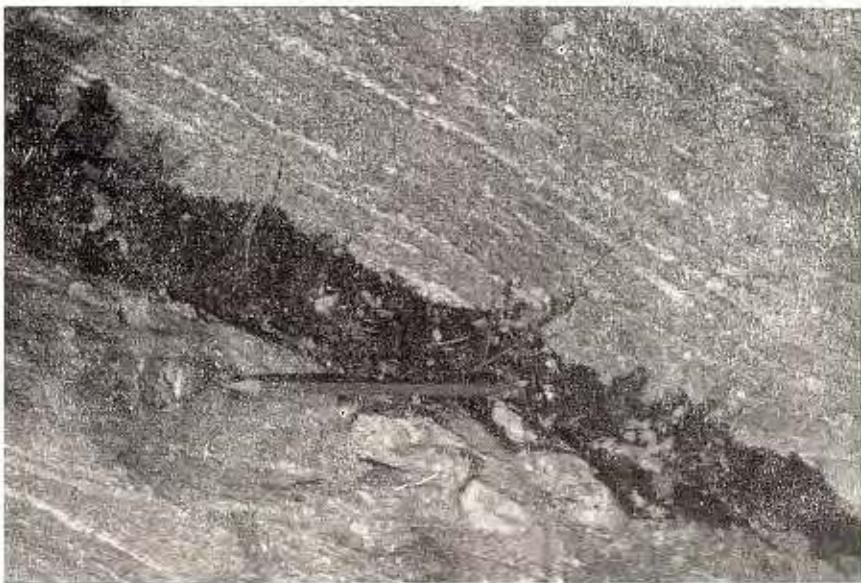
Fig. 2. — Secțiune perpendiculară pe prismă într-un megacristal de rutil, în care se observă lamele de ilmenit de exoluție pe planele de clivaj. Valea Nerganiței. N || ; $\times 27$. Section perpendiculaire sur le prisme dans un mégacristal de rutile ; on observe les lâmelles d'ilménite d'exolution sur les plans de clivage. Vallée Nerganiței. N || ; $\times 27$.

Fig. 3. — Secțiune paralelă cu fața de prismă a același megacristal de rutil, cu lamele de ilmenit de exoluție pe planele de clivaj. N || ; $\times 25$.

Section parallèle à la face du prisme du même cristal de rutile, à lâmelles d'ilménite d'exolution sur les plans de clivage. N || ; $\times 25$.



H. SAVU. Formarea mineralelor de Ti și Fe din munții Semenic.



1



2



3

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)
1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CERCETĂRI PETROGRAFICE ÎN REGIUNEA STRUNIOR-PIETROSU (MUNTII CĂLIMANI DE N)¹

DE
STANCIU COSMA²

Abstract

Petrographical Research in the Strunior-Pietrosu Region (North Călimani Mts). The basement of the Strunior-Pietrosu region is built up of gritstones, marls and Oligocene schistose clays overlain by tuffite gritstones and Miocene marls. Owing to the study of relationships between the Miocene sedimentary rocks and the eruptive ones, it could be established that the magmatic activity (both the effusive and the intrusive) as developed in two petrographically distinct phases. Andesites and diorites with amphiboles and pyroxenes may be assigned to the first phase, whereas pyroxene andesites to the I and II cycles, basaltic andesites, basalts and amphibole ± quartz-bearing andesites to the second phase. The major tectonics is determined by main fracture lines oriented NW-SE along which volcanoes and subvolcanic bodies are spaced out. The sulphur mineralization occurs in relation to pyroxene andesites and biotite and quartz-bearing andesites, while the mineralization of hydrothermal polimetalllic sulphides is generated by amphibole and pyroxene-bearing andesites

Din dispoziția conducerii Comitetului Geologic, în anul 1958, au fost începute cercetări geologice în masivul eruptiv al munților Călimani de N cu scopul de a stabili importanța economică a unor izviri de sulfuri polimetallice în regiunile Dornișoara și Colibița, adică în bazinul văii Dorna (piraiele Tihu și Strunior) și respectiv în bazinul văii Bistricioara (piraiele Aurari și Imbre). Bineînțeles s-a avut în vedere punerea în valoare și a altor mineralizații. În anii următori, pînă în 1967 cercetările au fost extinse cu precădere în munții Bîrgăului pentru sulfuri metalifere,

¹ Comunicare în sesiunea științifică a Intreprinderii geologice de prospecțiuni din 5 martie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



iar în masivul propriu-zis al munților Călimani, pentru minereuri de fier și de sulf. Regiunea la care ne referim în mod special în lucrarea de față este cuprinsă între localitățile Dornișoara la N, Colibița la NW, culmea Pietrosu-Călimani la S și izvoarele văii Neagra Șarului la E.

Pentru explicarea unor aspecte mai deosebite ne vom referi și la alte zone cercetate de noi în munții Călimani și munții Bîrgăului.

Prin această regiune se face legătura între județele Suceava și Bistrița pe un drum de pădure construit de-a lungul vechiului traseu de cale ferată Dornișoara-Prundul Bîrgăului. Intersecția acestui drum cu șoseaua națională Vatra Dornei-Bistrița se face în localitatea Piatra Fântânelelor.

Vegetația abundantă (conifere, zmeurișuri, ierburi) face dificilă observarea directă a formațiunilor geologice de multe ori fiind nevoie de dezveliri, iar atunci cînd nu este posibil să fie executate astfel de lucrări se recurge la cartarea „după blocuri”.

I. Date orohidrografice

Munții Călimani sunt caracterizați prin relief tînăr, impunător, cu altitudini mari rezultate prin depuneri succesive de piroclastite și lave a căror alternanță ritmică în multe sectoare ale acestei regiuni îmbracă aspectul de adevărați „strato-vulcani”

Fundamentul regiunii este constituit din formațiuni cristalofiliene în partea de NE (Coverca) și paleogene (Eocen și Oligocen) spre SW.

Regiunea, în partea sa sudică, este dominată de culmea Pietrosu (2104 m) vîrful Strunior (1967 m) și vîrful Bistricior (1959 m).

Caracterul abrupt al reliefului este dat atât de diferențele mari de nivel (500-900 m) între cotele zonei de obîrsie a pîraielor și cele ale zonelor de vîrsare a acestora în valea Dorna (pîrîul Strunior, pîrîul Sgîrciu, valea Buba) cît mai ales de rezistență diferită la eroziune a rocilor. Prin îndepărtarea parțială a piroclastitelor se formează adevărate praguri, de multe ori greu de trecut, prin scoaterea în relief a unor roci cu duritatea mai mare cum sunt lavele bine consolidate sau unele tipuri de roci intrusive (diorite, microdiorite etc.).

Valea Dornei își are izvoarele sub culmea Pietrosu, curge la început cu direcția E-W iar de la confluența cu pîrîul Sgîrciu curge de la S la N pînă la intrarea în localitatea Dornișoara.

Afluenții mai importanți pe care-i primește valea Dornei pe partea stîngă (versantul vestic) sunt pîrîul Strunior, pîrîul Sgîrciu și valea Buba.



Pe partea dreaptă (versantul estic) în valea Dornei își varsă apele pîraiele Măierișel, Prislop și.a.

Atât valea Dornei cît și afluenții săi, din cauza precipitațiilor abundente în tot timpul anului, au debit permanent și relativ constant.

În partea de W, regiunea cuprinde zona de izvoare a văii Colbului, adică pîrul Aurarilor cu affluentul drept pîrul Imbre.

II. Istoriceul cercetărilor geologice

Munții Călimani au făcut obiectul a numeroase cercetări începînd din secolul al XIX-lea.

În a doua jumătate a acestui veac, Koch (1880) și Premics (1880) cu ocazia unei excursii colectează și studiază din punct de vedere petrografic, roci eruptive din munții Bîrgăului. Koch descrie „riolite” și „trachite” în zona Măgura Ilvei, „granit-porfir normale”, varietăți riolitice și andezite cu amfiboli, iar Premics separă andezite biotitice, cuartifere, riolite, cuart-porfir, andezite amfibolice și andezite amfibolice, piroxenice și arată că munții Heniu și Miroslava sunt formați din andezite amfibolice, iar vîrful Miroslava din microdiorite.

Propriu-zis munții Călimani încep să fie cercetați de Athanasiu (1898) care descrie „tufuri trachitice” pe pîrul Drăgoiesii și dealul Glodului. Butureanu (1903) se ocupă cu petrografia și chimismul unor roci din partea de E a acestora caracterizînd andezitele și dacitele din această parte.

Kratener (1930) studiază rocile eruptive andezitice și dacitice din munții Bîrgău, Savul și Mastacan (1939) au făcut o descriere de detaliu a eruptivului din partea de NE a munților Călimani (zona Drăgoiasa-Buciniș) distingînd andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și piroxen și andezite piroxenice, precum și două nivale de piroclastite.

Macovei (1931) a considerat eruptionsile din regiunea munților Călimani de vîrstă post-miocenă. Nichita (1935) prezintă un amplu studiu petrografic și chimic al regiunii valea Neagra-Haita.

Athanasiu (1954) ocupîndu-se cu studiul formațiunilor sedimentare consideră că cea mai mare parte a acestora sunt de vîrstă aquitanian-oligocenă.

Nichita (1935) arată că fundamentul regiunii îl constituie rocile sedimentare aparținînd Oligocenului iar în cadrul rocilor vulcanice descrie andezite cu piroxeni și hornblendă, andezite cu hornblendă și diorit-porfirite.



Treibler (1956) consideră că în partea centrală a munților Călimani se dezvoltă o formațiune subvulcanică. De asemenea (1952) arată că în regiunea vîrful Strunior-vîrful Bistrițor, rocile de bază sunt diorite și microdiorite, iar mai tîrziu (1954) în zona Colibița descrie formațiuni sedimentare și cîteva dyke-uri și conuri vulcanice.

Török (1915—1956) distinge două formațiuni de bază: una subvulcanică (faciesul masiv și faciesul dyke-oid) formată din gabbouri, diorite, cuarț-diorite, dacite, andezite și bazalte și una efuzivă alcătuită din dacite, andezite cu hornblendă și piroxeni, bazalte cu augit și olivină, andezite cu biotit, amfiboli și piroxeni și andezite cu piroxeni.

Atanasiu, Dimitrescu, Semakava (1952) studiază profundat formațiunile sedimentare paleogene și rocile eruptive pe care le consideră de vîrstă neogenă.

Cosma, Gheruci (1958)³ cercetind zona Dornișoara-Colibița se ocupă cu studiul petrografic al formațiunilor sedimentare și eruptive indicind vîrstă oligocenă a celor dintii, iar în cadrul rocilor eruptive semnalează prezența doleritelor și a unor roci cu caracter de „subvulcani”.

Cosma, Teodoru, Teodoru (1964) cercetează zona Negoiul Românesc-Colibița, deschizînd seria unor lucrări de explorare pentru fier și sulf, care continuă și astăzi. Aceiași autori în anul 1961, fac noi documentații privind lucrări de explorare în zona Negoiul Românesc (foraje).

Cosma, Teodoru, Brestoiu, Berbeleac, Barbău, Costache (1959)⁴ prezintă geologia munților Călimani de N și a munților Bîrgău de S, arătînd că fundamentul regiunii este format din șisturi cristaline în partea de NW (Coverca) și depozite paleogene în restul regiunii. De asemenea descriu mai multe tipuri de andezite și trei nivele de pirolastite precum și roci intrusive cu caractere de subvulcani (diorite, microdiorite, gabbouri etc.).

Rădulescu (1962) ocupîndu-se de evoluția vulcanismului neogen din lanțul muntos Călimani-Gurghiu-Harghita consideră că andezitele piroxenice bazaltoide reprezintă probabil trecerea de la magmatismul subsecvent la cel final.

³ St. Cosma, O. Gheruci. Raport geologic asupra prospectiunilor pentru minereuri neferoase în regiunea Dornișoara-Fîntînele (Munții Călimani de Nord). 1958. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁴ St. Cosma, I. Teodoru, Camelia Brestoiu, I. Berbeleac, Felicia Barbău, P. Costache. Raport geologic asupra prospectiunilor pentru minereuri polimetalice, fier și sulf în Munții Bîrgăului de Sud și Munții Călimani de Nord (Colibița-Prundu-Bîrgăului-Negoiul Românesc). 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Amintim că Ianovici în colaborare cu Nichita și Cosma în anul 1960 au întocmit un proiect de explorare cu foraje în regiunea Colibița (pârâul Aurari).

De asemenea menționăm că sub aceeași îndrumare s-a colaborat (Ianovici, Nichita, Cosma, Teodoru, 1960)⁵ pentru întocmirea unor documentații cu privire la proiectul de săpare a unui tunel pe sub masivul Pietrosu-Călimani străbătând culmea Pietrosu și punind astfel în legătură directă Vatra Dornei cu Toplița. Traseele alese (mai multe variante) au totodată și scop de cercetare a unor eventuale mineralizații.

III. Geologia regiunii

Din punct de vedere geologic regiunea munților Călimani ridică numeroase probleme. Astfel formațiunile sedimentare paleogene care constituie în cea mai mare parte, fundamentul regiunii nu arată încă perspective pentru hidrocarburi fie din cauză că grosimea lor este relativ mică și posibilitatea conservării unor astfel de zăcăminte nu este asigurată, fie că activitatea vulcanică intensă în această parte a țării a degradat structuri care în alte condiții puteau fi productive, fie că aceste regiuni cu mari suprafețe acoperite cu lave și produse piroclastice încă nu sunt cercetate într-o măsură corespunzătoare. Pe de altă parte, deși sunt indicații privitoare la existența de mineralizații de sulfuri polimetale în zona pârâului Tihu (afluent drept al pârâului Strunior) și în zona Colibița (pârâul Aurarilor confluență cu pârâul Imbre) zone care au fost cercetate cu lucrări miniere și foraje nu au fost conturate rezerve cu caracter industrial, singura zonă de interes economic cert în munții Călimani rămânind deocamdată cea cu mineralizații de sulf de la Negoiul Românesc.

În sfîrșit, o altă problemă ce-și aşteaptă rezolvarea este aceea a vîrstei erupțiilor din munții Călimani.

Menționăm că indicațiile cu privire la existența unor formațiuni sedimentare miocene în bazinul superior al văii Dornei ne fac să ne gîndim la o nouă schemă privind succesiunea formațiunilor.

În cele ce urmează vom încerca să abordăm aceste probleme folosind datele de care dispunem și ne vom referi atât la rezultatele obținute în anul 1965 cît și la rezultatele obținute anterior (vezi harta geologică 1:75.000 publicată în anul 1964).

⁵ V. Ianovici, O. Nichita, St. Cosma, I. Teodoru. Proiect privind săparea tunelului de legătură între Moldova și Transilvania pe traseul V. Dumitrelului — V. Bradului (Munții Călimani). 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

La alcătuirea structurii geologice a sectorului prospectat participă formațiuni sedimentare paleogene, care constituie fundația regiunii, roci intrusive (diorite, gabrouri, dolerite) roci eruptive (andezite și andezite bazaltice) și roci piroclastice probabil neogene și depozite cuaternare.

A) *Formațiuni sedimentare paleogene.* Fundamentul regiunii este reprezentat prin depozite paleogene. Aceste depozite au o foarte largă dezvoltare în munții Bîrgăului de S și Călimani de N.

În regiunea cercetată, depozitele oligocene apar ca mici iviri de sub stivă de roci eruptive. Aceste roci ocupă o suprafață mai mare în partea de N, în vecinătatea localității Dornișoara, unde predomină marne și argile. Spre S, depozitele oligocene ocupă suprafete mai mici în lungul văii Dorna, în cursul inferior al afluenților din versantul vestic, și mai rar pe culmi, acolo unde produsele efuzive lipsesc, cum este cazul culmii Terha.

În general, aceste depozite sunt constituite din alteranțe de șisturi marnoase și șisturi argiloase cu gresii, în bancuri de pînă la 1 m grosime.

1. *Șisturile argiloase* prezintă stratificație fină, planele acestora fiind concordante sau discordante față de planele de șistozație. Rocile au culoare cenușie deschisă, structură aleuro-pelitică, textură șistoasă iar la constituția mineralologică iau parte cuarț, feldspat, mice, minerale argiloase, substanțe cărbunoase și pirită. În afară de aceste minerale tipic detritogene se observă minerale diagenetice care urmăresc șistozația (rezultată prin presiunea litostatică), deosebind calcit și clorit, mai rar cuarț.

2. *Șisturile marnoase* au culoare cenușie deschisă, cenușie sau neagră, atunci cînd cantitativ crește materia cărbunoasă în constituția rocii. Roca prezintă o structură aleuro-pelitică și textură șistoasă. Din punct de vedere mineralologic, sunt alcătuite din cuarț, feldspat și pirită, prinse într-un ciment carbonatic.

3. *Gresiile* au culoare cenușie deschisă, structură aleuro-psamitică și textură masivă, mai rar șistoasă.

Din punct de vedere mineralologic, rocile sunt alcătuite din feldspat (42%) cuarț (38%) mice, calcit, substanță organică, hidroxizi de fier și pirită. Cimentul este argilo-calcaros. De semnalat este faptul că hidroxizii de fier din rocă atunci cînd aceasta este la contactul cu rocile eruptive, datorită temperaturii ridicate, degelifică, trec în hidrotroilit care cristalizează formeză pirlita.



Vîrstă oligocenă a rocilor sedimentare descrise este atestată de analiza micropaleontologică a unor probe, colectate din cea mai mare parte a nordului munților Călimani și Bîrgău⁶.

B) *Roci eruptive din faza 1 magmatică.* Descrierea rocilor efuzive și intrusive se va face ținând seama de raporturile dintre ele, încercindu-se astfel o prezentare cronologică a punerii în loc a acestora.

Fazei I de erupție îi aparțin piroclastite andezitice cu amfiboli și piroxeni, andezite amfibolice cu piroxeni și diorite.

1. *Piroclastitele andezitelor cu amfiboli și piroxeni* sunt primele produse ale eruptivului neogen din regiunea Dornișoara, apar în versantul stîng al văii Dornei și sunt dispuse întotdeauna peste depozite paleogene.

Piroclastitele andezitelor cu amfiboli și piroxeni sunt reprezentate în principal prin aglomerate care sunt constituite din bombe, lapili, precum și din fragmente angulare de andezite cu amfiboli și piroxeni, prinse într-un ciment cineritic care asigură roci un grad înalt de coeziune.

Mentionăm că piroclastitele andezitelor amfibolice cu piroxeni sunt individualizate într-un singur orizont bazal (caracteristică stratifică deosebită) cu o grosime de 100–300 m.

2. *Andezite cu amfiboli și piroxeni.* Dacă în munții Bîrgăului andezitele cu amfiboli și piroxeni apar ca filoane, corpuri subvulcanice și curgeri de lave, în schimb în munții Călimani propriu-zisi (zona Pietrosu-Dornișoara), aceste roci se dezvoltă predominant sub formă de curgeri de lave și mai rar, sub formă de dyke-uri.

Andezitele cu amfiboli și piroxeni se dispun peste piroclastitele mai sus descrise și mai rar direct peste depozitele paleogene, fiind scoase la zi în zonele de eroziune mai intensă (versantul stîng al văii Dorna și cursul inferior al afluenților ce-i primește această vale pe partea stîngă), adică din versantul vestic de sub stivele de produse pirolastice și efuziuni andezitice cu piroxeni ce le acoperă.

Din punct de vedere mineralologic roca este caracterizată prin participarea următoarelor componente :

	%	\emptyset
Feldspat	24,41	1,5/0,80–0,14/0,08
Hornblendă	1,2	0,84/0,60

⁶ S. T. Cosma, O. Gheruci. Raport asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Dornișoara-Fintinele (munții Călimani de N.). 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

	%	\odot
Augit și hipersten	10,69	0,60/0,04 – 0,14/0,08
Cuarț	1,80	0,01/0,001
Pastă	51	—
	99,90	

Feldspatul se prezintă în cristale prismatice maclate polisintetic și Karlsbad. Concreșterile zonale apar frecvent uneori observându-se acest proces și la indivizii maclați polisintetic. Feldspatul este parțial sericitizat și caolinizat, în special în zonele centrale și pe plane de maclă. În cuprinsul cristalelor se observă frecvente incluziuni de minerale opace.

Hornblenda prezintă fenomene de resorbție și opacitizare din care cauză cristalele nu se mai recunosc decât în secțiunile bazale.

Hiperstenul se prezintă în cristale prismatice, este proaspăt și cuprinde incluziuni de pirită.

Augitul se recunoaște după maclele sale caracteristice având culori de birefringență vii, clivaj bun și unghiul de extincție de 42° . Augitul cuprinde de asemenea incluziuni opace (pirită și magnetit).

Pasta este constituită din microlite de feldspat, piroxeni și sticlă.

Interesant de arătat este faptul că andezitele cu amfiboli și piroxeni cuprind, relativ rar enclave de microdiorite, ceea ce demonstrează că în ascensiunea ei magma andezitică a înglobat roci deja consolidate subcrustal.

3. Diorite I. Către sfîrșitul eruptiei andezitelor cu amfiboli și piroxeni are loc intruziunea dioritelor de faza I.

Am reușit să separăm în cadrul rocilor dioritice două tipuri de diorite, după caractere mineralogice și petrografice specifice și după relațiile acestora cu rocile înconjurătoare.

Astfel dioritele în faza I cuprind în masa lor cristale de hornblendă și prin punerea lor în loc, afectează rocile sedimentare paleogene, piroclasitele și andezitele cu amfiboli și piroxeni; nu străbat prin produsele eruptive piroxenice mai noi; în general apar pe văi, iar dioritele din faza a II-a străbat aproape întreaga structură geologică, fiind găsite atât pe văi cât și pe culmi.

Dioritele din faza I magmatică, din punct de vedere mineralologic, sunt caracterizate prin prezența feldspatului plagioclaz (30-40% An), piroxeni (hipersten + augit), hornblendă (5-10%) și cu totul subordonat biotit și cuarț.

Au structura holocrystalină și textură masivă, constituind adevărate intruziuni cu dimensiuni de ordinul a 1,5-0,8 km în valea Struniorului

și de 1,2/1,6 km în valea Aurarilor, având dimensiuni de cîteva sute de metri pe valea Dornei (versant stîng) și în alte puncte.

C) *Formațiuni sedimentare miocene.* Deși, aşa după cum am arătat la începutul lucrării de față, nu dispunem de argumente ferme din punct de vedere paleontologic, cercetarea atentă pe teren și laborator cît și mai ales rezultatul analizelor micropaleontologice executate în laboratorul Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare (Mihail Gheorghian) ne-a condus la desprinderea cîtorva elemente cu privire la vîrstă rocilor sedimentare care din cauza relațiilor directe pe care le au cu unele roci eruptive capătă o importanță deosebită.

În partea mijlocie a cursului văii Dornei, pe valea Sgîrciu și pîriul Strunior (afluenti ai văii Dorna pe partea stîngă), apar depozite grosiere (grezoase), marnoase cu aglomerate tufitice în bază și intercalații de tufite.

Compoziția mineralogică petrografică a acestor depozite este caracterizată prin prezența amfibolului, piroxenului, feldspatului, cuarțului și a unor fragmente chiar de andezite alături de material detritogen propriu-zis.

Prezența speciilor *Ammobaculites* sp., *Haplophragmoides identatus*, *H. laminatus* și *Robulus clericii* (Fornas.) și a genului *Globigerina concinna* Reuss în aceste depozite, deocamdată ajută la împărțirea în timp a activității magmatice din regiunea munților Călimani în două mari faze: una miocenă și alta pliocenă care se continuă probabil pînă în Cuaternar⁷. Lipsind formațiunile sedimentare mai noi, nu putem vorbi de o limită superioară de vîrstă a activității magmatice din munții Călimani.

D) *Roci eruptive din faza a doua magmatică.* Activitatea magmatică din faza a două începe cu pirolastrite și andezite piroxenice de ciclul I, se continuă cu pirolastrite și andezite piroxenice de ciclul II și se încheie cu pirolastrite de ciclul III, andezite bazaltice, bazalte, dolorite, andezite cu biotit și tot acum sănătate puse în loc noi intruziuni de diorite, microdiorite, gabbouri și microgabbouri.

1. Pirolastritele de ciclul I sănătate bine reprezentate în regiunea cercetată și sănătate dispuse de regulă peste andezitele cu amfiboli și piroxeni și mai rar direct peste fundamentul sedimentar (fie peste depozite oligocene, fie peste depozite miocene) aşa cum se poate vedea pe valea Dornei, amonte de confluența cu pîriul Strunior. Sunt formate din blocuri

⁷ St. Cosma. Raport geologic asupra prospecțiunilor din regiunea Valea Dornei, vîrful Strunior (munții Călimani de N). 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

de andezite piroxenice de dimensiuni de ordinul a 2 cm-2 dm și mai mari, cimentate cu cenușă vulcanică.

În cadrul acestui nivel de aglomerate am remarcat prezența unor nivele foarte subțiri de lavă.

2. Andezitele piroxenice inferioare (I) formează curgeri de lave care stau de regulă peste pirolastitele ciclului I mai rar depășind cadrul suprafetei pe care s-au depus acestea, în acest fel ajungind în relații directe cu roci mai vechi decât pirolastitele.

Aceste roci au o largă răspândire în partea de N a perimetrului (zona Dornișoara) și treptat mai reduse spre S unde sunt acoperite de produse vulcanice mai noi.

La compoziția mineralogică participă fenocristale de feldspați (40–50% An), hipersten și augit, prinse într-o masă de bază alcătuită din microlite de feldspați și piroxeni care determină o structură porfirică. Hiperstenul predomină cantitativ asupra augitului. Masa de bază prezintă structură microcristalină și numai rar aceasta este hialopilitică.

3. Pirolastitele de ciclul II stau peste andezite piroxenice inferioare, iar în aglomeratele acestora sunt prezente fragmente de andezite piroxenice și de andezite cu amfiboli și piroxeni.

Acest nivel de pirolastite în alte părți ale munților Călimani (Negoiul Românesc), cuprinde limonitzări și depuneri de sulf nativ. În zona Dornișoara-Strunior au fost întâlnite indicații privind existența unor acumulări de asemenea substanțe utile.

Pirolastitele au dezvoltare mare la S de zona vîrful Buba, ocupînd în genere suprafete atît pe culmi cît și pe văi.

4. Andezitele piroxenice superioare (II) au cea mai mare răspândire în regiune și cu dezvoltare maximă în zona Sgîrciu-Strunior-Tihu. Andezitele piroxenice superioare au structură porfirică dată de fenocristalele de feldspat plagioclaz (30%), augit și hipersten (14%) și foarte rar hornblendă (1–2%) prinse într-o masă de bază (57–61%) formată din sticlă vulcanică și microlite de feldspat și piroxen. Feldspatul plagioclaz este o varietate cu 30–38% An.

5. Pirolastitele ciclului III se găsesc în zonele mai înalte ale regiunii (vîrful Bistrițor-vîrful Strunior), în partea sa sudică. Aceste pirolastite sunt caracterizate prin dimensiunile mici ale fragmentelor ce le alcătuiesc (0,5–3–5 cm) prinse în cenușă vulcanică. Sunt în general slab cimentate. Natura petrografică a elementelor din componența pirolastitelor ciclului III este dată de prezența fragmentelor de andezite



piroxenice, andezite amfibolice cu piroxeni și mai rar de diorite și microdiorite.

6. Dioritele și microdioritele din faza a II-a magmatică, după cum am arătat, afectează (străpung) toată stiva de roci efuzive, la suprafață apărind sub forma unor corpuri de dimensiuni relativ mici. Pot fi deosebite cu ușurință prin structura lor holocrystalină grăunțoasă și respectiv microgrăunțoasă.

Sub microscop se observă feldspat, augit, hipersten, hornblendă, biotit și cuarț.

Feldspații se prezintă în cristale larg dezvoltate sau ca baghete (cazul microdioritelor) și se prezintă în stare proaspătă. Au 45 % An.

Hornblenda se identifică cu dificultate atunci cînd este cloritizată. Augitul și piroxenul apar sub formă de cristale prismatice de dimensiuni mici în cazul microdioritelor.

Gabbrourile au dezvoltare redusă în regiune și prezintă treceri către bazalte fiind în relații spațiale cu acestea.

Gabbrourile sunt alcătuite din feldspat (55%) cu un conținut de 59 % An, olivină (22%), augit și hipersten (21%), precum și minerale opace (2%).

7. Doleritele apar în versantul drept al văii Struniorului sub formă de dyke-uri și filoane cu structură microgranulară-ofitică și textură masivă. Culoarea rocii este neagră. Cristalele de plagioclaz se dispun sub formă de stinghi fiind aproximativ de aceleași dimensiuni (cca 1 mm) și înconjoară cristalele mai mari de feldspat și piroxeni. Cristalele de olivină se recunosc ușor.

Pasta este holocrystalină, alcătuită din feldspați și piroxeni și nu reprezintă decît maxim 8-10 % din masa rocii.

Mineralele din pasta ating ca dimensiuni 0,1 mm. Feldspatul se prezintă ca fenocristale sub formă de prisme (1%) bine dezvoltate (1,5 mm) maclat Karlsbad sau polisintetic și are o compoziție de 55-57 % An.

Piroxenul apare ca prisme scurte, prezintă culori vii de birefringență fiind un augit.

Sub microscop s-au observat cristale incolore ce amintesc de prezența pigeonitului.

Uneori feldspatul este calcitizat iar augitul cloritizat.

În rocă se constată o cantitate ridicată de magnetit (20%).

Feldspatul cristalizează după piroxeni putîndu-se observa cum acesta este străbătut de ace de feldspat, iar alteori feldspatul prezintă incluziuni de piroxeni.



Trăsătura caracteristică a doleritelor este prezența olivinei sub formă de cristale bine dezvoltate dar cu o frecvență mică.

După descriere aceste roci pot fi încadrate la grupa doleritelor cu augit și olivină.

8. CORNEENE. Cuprindem sub această denumire rocile rezultate la contactul dioritelor cu marnele oligocene. Caracteristica acestor roci este recristalizarea carbonatului din marne în frecvențe cristale bine dezvoltate de calcit. Marnele cresc foarte mult în duritate prin consolidare termică și hidrotermală masa marnelor la contact fiind adesea foarte intens silicifiată.

9. ANDEZITELE BAZALTICE, aproape întotdeauna, ocupă numai zonele de culmi (culmea Bistrițorului-Terha). Au culoare cenușiu-negricioasă, structură ușor porfirică și textură masivă. Fenocristalele (dimensiuni mici) de feldspat plagioclaz (An 45-56%) augit și olivină sunt prinse într-o masă formată din baghete de feldspat și mici cristale de piroxen.

Feldspații apar sub formă de cristale prismatice cu dimensiuni de 1,5/0,5 mm sau ca baghete de 0,8/0,1 mm și se prezintă în stare proaspătă. Piroxenii de asemenea sunt proaspeți.

Hiperstenul prezintă uneori inele kelifitice.

10. BAZALTELE constituie mici pete ce de curgeri subțiri de lavă, iar în zona vîrfului Viișoara alcătuiesc un dyke. Conținutul în olivină este de peste 25%.

Sunt roci de culoare neagră având structură porfirică și textură fluidală dată de orientarea baghetelor de feldspat plagioclaz. Cind apare în filoane sau dyke-uri structura este ușor intersertală.

Roca este formată aproape exclusiv din cristale de plagioclaz cu dimensiuni de 0,5/0,1 mm. Fenocristalele de feldspat ating 1,5/0,5 mm și au un conținut în An de 50-55% care corespunde unui labrador.

Mineralele melanocrate apar în rocă extrem de rar, întâlnindu-se sporadic cu cristale de augit și olivină.

În masa de bază printre baghetele de feldspat se disting cu dificultate microcristale de augit și un mineral opac ce pare a fi magnetit.

11. ANDEZITUL CU BIOTIT și QUARTZ reprezintă termenul cel mai nou din grupa rocilor efuzive a fazei a II-a magmatische și apar într-o singură zonă sub culmea Terha, la N de izvoarele pîrîului Sgîrciu. Este format dintr-o masă de culoare cenușie în care se observă cristale de biotit, feldspat și hornblendă.

Microscopic prezintă următoarea compoziție mineralologică :

	%
Feldspați	16
Biotit	14
Hornblendă	10
Pastă	60
Total	<hr/> 100

Feldspați au un habitus prismatic larg dezvoltat, sănt maclați polisintetic și Karlsbad și prezintă uneori concreșteri zonale. Conținutul în An variază între 30-40% ceea ce corespunde unui andezin.

Biotitul este opacitizat, mai rar proaspăt.

Hornblendă este opacitizată și resorbită, totuși se recunoaște cu ușurință.

Pasta este criptocristalină, în ea observîndu-se microcristale de feldspat, hornblendă, augit, hipersten precum și sticlă vulcanică.

E) *Depozite cuaternare.* Regiunea este săracă în acumulări de depozite aluvionare din cauză că relieful este tînăr.

Depozitele aluvionare sănt reprezentate prin aluvii, deluvii și proluvii, primele avînd dezvoltare mai importantă în lungul văii Dornei și a unor afluenți cum sănt pîrîul Strunior în cursul său inferior și mai puțin pe valea Sgîrciului.

La alcătuirea petrografică a acestor roci neconsolidate participă fragmente de diferite dimensiuni ce provin din toate tipurile de roci preexistente și prin sortare au rezultat zone cu bolovănișuri, pietrișuri, prundișuri și nisipuri, foarte rar observîndu-se zone cu argile ceea ce demonstrează caracterul foarte activ al apelor care transportă ușor materialul mai fin, depunerea acestuia neputîndu-se face decît aval de Dornișoara, unde relieful devine mai puțin impunător iar panta de curgere a apelor mai domoală.

Evoluția geologică și tectonica regiunii

După cum rezultă din cele de mai sus, fundamentul regiunii este reprezentat prin depozite oligocene. Fără să fim în posesia celor mai concludente date (ne bazăm pe cîteva analize micropaleontologice) asupra regiunii, am observat că în partea de SE, apar formațiuni diferite ca facies (mai grosiere, mai friabile cu intercalării de tufite psamitice și pelitice) a căror vîrstă este miocenă.



Formațiunile oligocene au direcția NW-SE și înclină către SW în partea de N (zona Dornișoara). În partea de S (zona valea Sgîrciu) au căderi către NE. Așadar se conturează o structură sinclinală în care apar aceste depozite.

Depozitele miocene au în general aceeași orientare, (n-am surprins relații directe între acestea și depozitele sigur oligocene) și probabil sătul rezultate în continuarea procesului de sedimentare în același bazin.

Este semnificativ faptul că, aceste formațiuni apar în cursul superior al văii Dorna, cele oligocene ocupând suprafețe însemnante în zona cursului mediu și inferior al acestei văi. Aceasta este încă o indicație a relațiilor de superpoziție a acestor depozite și a relațiilor de vîrstă.

Cu aceste elemente sigure ca poziție geometrică, mai puțin sigure ca vîrstă, am încercat o nouă schemă a evoluției magmatische a regiunii. Anume, considerăm că edificiul structural magmatic (intrusiv și efuziv) a rezultat în timpul a două faze importante (faza I și faza a II-a).

Fazei I îi aparțin pirolastite, andezite cu amfiboli și piroxeni și diorite (cu faciesuri marginale microdioritice). Dioritele care afectează depozitele oligocene, pirolastitele și andezitele cu amfiboli și piroxeni, dar nu afectează alte produse vulcanice și intrusive pe care le considerăm mai noi și de care se deosebesc net din punct de vedere petrografic și chimic le grupăm în faza a II-a.

De la început afirmăm că specific pentru faza I este un singur moment exploziv în care sunt puse în loc pirolastitele andezitelor cu amfiboli și piroxeni; la această fază încadrăm andezite cu amfiboli și piroxeni și diorite.

Faza a II-a este caracterizată prin mai multe momente explozive ce au alternat cu momente mai calme, repetând alternanțe de pirolastite și lave, iar configurația actuală este în cele mai frecvente cazuri de adâvărăți „strato-vulcani”.

În faza a II-a au fost puse în loc pirolastite de ciclul I, andezite piroxenice inferioare, pirolastite de ciclul II, andezite piroxenice superioare, apoi pirolastite de ciclul III, punindu-se în loc totodată microdiorite și chiar diorite, după care se produce o schimbare netă a chimismului magmei. Urmează erupția andezitelor bazaltice, a bazaltelor și a andezitelor cu biotit, sincron fiind puse în loc gabbouri, microgabbouri și dolerite.

Rocile gabroice și doleritice sunt legate spațial, chimic și mineralologic de bazalte și andezite bazaltice iar ca vîrstă le considerăm sincrone, întrucât aceste roci intrusive străpung orice formațiune din regiune cu excepția bazaltelor.



Încă un fapt care pledează pentru această idee este trecerea uneori gradată în adâncime de la bazalte (cind acestea constituie înrădăcinări) la microgabbrouri și gabbrouri așa cum sunt reprezentate pe harta 1 :50.000. Din punct de vedere tectonic am constatat existența unei falii în lungul văii Dorna după care are loc scufundarea compartimentului estic, doavă că formațiunile din această parte sunt mai bine conservate (nu sunt erodate în aceeași măsură cu cele din compartimentul vestic).

O altă linie de fractură se dezvoltă NE-SW în versantul drept al văii Sgîrciu care față de prima linie de falie (longitudinală) aceasta este o falie de sprijin.

Important de menționat este că de-a lungul acestor falii, în general, se dezvoltă roci intrusive. Aceasta ne sugerează ideea că în alte zone cu roci intrusive din regiune s-ar putea trasa linii majore de fractură după aliniamentele pe care apar astfel de roci.

Considerații economice

Scopul lucrărilor noastre a fost să pună în evidență noi zone cu posibilități de acumulare a unor minereuri de fier și sulf de tip Gura Haitii-Negoiul Românesc, eventuale iviri de sulfuri de tip Colibița și de asemenea să se facă noi încercări pentru deschiderea perspectivei pentru minereuri de sulfuri polimetallice și mineralizații auro-argentifere pentru această întinsă regiune străbătută sau acoperită de roci eruptive neozoice.

Mineralizații de fier. De la început arătăm că nu am întâlnit zone cu piroclastite sau andezite care să cuprindă mineralizații de hidroxizi de fier așa cum cunoaștem la Negoiul Românesc.

Putem aminti doar oxizii de fier și titan (magnetit și titanit) ce apar în masa bazaltelor și doleritelor din zona Terha-Buba care uneori reprezintă 10-20 % din rocă. Magnetitul se prezintă în cristale bine conturate sau ca fine diseminări.

De asemenea amintim că andezitele bazaltice (dyke-uri) cuprind în mod frecvent diseminări de magnetit care însă nu depășesc 5-7 %.

Cind se va considera oportun (și aceasta depinde de metoda adecvată de preparare a fierului din astfel de roci) unele iviri de roci bazice ar putea căpăta o importanță corespunzătoare.

Mineralizații de sulfuri polimetallice. Cele două zone deja cunoscute pentru indicațiile ce se păreau că sunt favorabile pentru deschiderea unor zăcăminte în valea Aurarilor (Colibița) și valea Tihu (Dornișoara) ridică



încă probleme care pot face obiectul în continuare al cercetărilor cu diferite metode de investigare. Lucrările executate în zona Colibița (pîriul Aurari-pîriul Imbre) au condus la indicații cu privire la posibilitatea de a exista o mineralizație de acest tip în masivul Călimani și munții Bîrgăului. Astfel în această zonă apar fracturi mineralizate cu pirită (auriferă), blendă, galenă, calcopirită (a căror umplutură nu are grosimi mai mari de 0,80-1 m) iar lungimea (galeria Nichita Oreste) nu depășește 150 m.

Pe valea Tihu în zona confluenței cu pîriul Strunior apar diorite care sănă străbătute de fracturi E-W cu umpluturi filoniene ce nu depășesc 0,70 m formate din material caolinos cu cuiburi de galenă, blendă și pirită a căror apariție este sporadică, iar conținutul în plumb și zinc este cu totul redus. Analizele efectuate pentru cupru și aur indică absența acestor elemente.

Mineralizația este formată din blendă, galenă și pirită iar ca minerale de gangă, cuarț, caolin și calcit.

După felul cum apare galena ca și micile filonașe cu pirită ce traversează și corodează blenda, deducem că ordinea de depunere este blenda, galenă, pirită.

Procesele de hidrotermalizare care cuprind în bună parte masa rocii dioritice în legătură cu care apare această mineralizație sănă: propilitizarea, silicifierea, caolinizarea, piritizarea și carbonatarea.

Propilitizarea este caracterizată prin aceea că duce la transformarea mineralelor melanocrate, parțial și mai rar total în clorit și opacit.

Silicifierea afectează atât de intens dioritul în unele zone încât este foarte greu să se mai recunoască mineralele care compun roca.

Probele colectate din această zonă și analizele chimice indică rezultate negative pentru cupru și aur, iar pentru plumb și zinc sănă cu totul neglijabile.

Pe pîriul Strunior în cursul său mijlociu către cel superior au fost identificate două zone cu piritizări (diseminări) și plaje foarte subțiri pe fisuri, în masa dioritelor ce aflorează de sub andezitele amfibolice cu piroxeni.

Aceste zone au fost probate sistematic iar analiza chimică indică rezultate negative pentru cupru și aur.

Indicațiile de mineralizație atât pe valea Tihu, cât și cele de pe valea Struniorului sănă considerate de noi ca fiind zona cea mai superficială a unor filoane efilate la partea superioară, dar care s-ar putea să aibă dezvoltare în adâncime și de aceea credem că cercetarea lor cu foraje nu este lipsită de interes.



Indicații cu privire la mineralizația de sulf. Mineralizațiile de fier și sulf din Negoiul Românesc-Pietricelul au făcut obiectul unor ample cercetări cu lucrări miniere și de foraj. Au fost conturați pe această cale parametrii industriali ai unor importante concentrații utile. Având satisfacția dată de aceste rezultate am extins cercetările la S și la W de culmea Pietrosu.

În zona galeriilor de pe valea Tihu, în materialul de haldă, au fost găsite blocuri cu pelicule slabe de sulf, ceea ce ne conduce, pe de o parte, la ideea că la nivelul galeriilor săpate perspectiva pentru sulfuri polimetallice este redusă (dar în adîncime se pune această problemă) iar pe de altă parte, că aceste pelicule de sulf constituie un bun argument pentru cercetarea cu foraje a zonei aşa cum s-a arătat de noi la capitolul „propunerii” al raportului geologic întocmit în anul 1965-1966⁸.

Pentru a se putea stabili importanța economică a marii structuri vulcanice Tihu-Aurari, susținem și în continuare executarea programului de explorare propus de noi în perioada 1958-1960, anume traversarea acesteia cu galerii, în acest fel putîndu-se face investigații pînă la o adîncime de peste 700 m.

Întrucît apar mineralizații de sulfuri polimetallice, hidroxizi de fier și indicații de sulf și în alte zone ale munților Călimani cercetate de noi în perioada 1959-1965, credem că este necesară o cercetare progresivă a sectoarelor Sgîrciu, izvorul Dornei, Tihu, Strunior, Negoiul, izvorul Unguresc, Măgurița și Miroslava.

Din cele arătate rezultă aşadar că în nordul munților Călimani există șansa de a descoperi noi concentrații de substanțe minerale utile metalice și metaloide.

Mineralizațiile de sulfuri metalifere le considerăm genetic legate de andezitele și dioritele cu amfiboli (mai vechi). Concentrațiile de fier și sulf apar în legătură genetică cu andezitele piroxenice și poate și cu andezitele cu biotit și cuarț (mai noi).

Din datele geologice referitoare la teritoriul țării noastre se constată că în toate structurile cu activitate minieră din Munții Apuseni și munții Oaș-Gutii cele mai mari cantități de minereuri apar în legătură cu andezitele cu amfiboli, cuarț și biotit.

În munții Călimani în mare parte astfel de formațiuni sunt acoperite de stive foarte groase de lave și piroclastite ale erupțiilor piroxenice.

⁸ Op. cit. pct. 7.

Din această cauză, ca metodologie de cercetare sînt indicate lucrări miniere și foraje cu caracter de referință. Cu astfel de lucrări s-ar putea identifica aparate vulcanice și structuri mineralizate conservate. După ce s-ar obține informații cu caracter conducător s-ar putea trece la cercetări de detaliu cu lucrări miniere.

BIBLIOGRAFIE

- A t a n a s i u L. (1954) Geologia regiunii Fîntînele-Mureșenii Bîrgăului. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Dimitrescu R., Semakava A.I. (1952) Studiu petrografic al eruptivului din munții Bîrgăului. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- A t h a n a s i u S. (1898) Studii geologice în districtul Suceava II. 1) Călimanii și Bazinul Negrii; 2) Tufurile trachitice de pe pîrul Drăgoesei și dealul Glodului. *Bul. Soc. Științ. An. VII*, 1898, București.
- B u t ă r e a n u I. (1903) Études pétrographiques chimiques sur le massif eruptif Călimani-Pietrele Roșii-Lucaci. *An. Univ. Iași*.
- C o s m a S.t., T e o d o r u I., T e o d o r u C a m e l i a (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei munților Călimani de Nord și Bîrgău de S. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- K o c h A. (1880) Radna videke trachitsaladhoz tartozó kozeteinek ujabb petrografiai vizsgalto. *Földt. Közl.* Budapest.
- K r ä u t n e r Th. (1930) Cîteva date asupra geologiei munților Rodnei și Bîrgăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XII, București.
- M a c o v e i G. (1931) L'évolution géologique de la Roumanie, en Crétacé. *An. Inst. Geol. Roum.* 16, Bucarest.
- N i c h i t a O. (1935) Studiu petrografic și chimic al regiunii Valea Neagra-Haita. *An. șt. Iași*.
- B o t e z C o r n e l i a (1959) Sur la géologie et la mineralogie de la mineralisation de Izvoarele Colbului. *Bull. Inst. Pol. Jassy*, V, 1–2, Jassy.
- P e l t z S. (1969) Studiu petrografic al părții de SE a munților Călimani. *Com. Stat. Geol. St. Tehn. Econ.* I/4, București.
- P r i m i c s S. (1880) Petrographische Untersuchung der eruptiv Gesteine des nordlichen Harzgitazuges, insbesondere des Bistrița u. Tihatales, des Heniul und der Strîmba. *Földt. Közl.* 9 Jahrb. Budapest.
- R ă d u l e s c u D. (1962) Probleme ale vulcanismului terțiar în lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Hărghita. *Stud. cerc. geol.* VII, 2 București,
- S a v u l M., M a s t a c a n G. (1939) Les Dacites et la succession des éruptions volcaniques dans la région des M. Călimani. III, 2/1939, Iași.
- T e o d o r u I., T e o d o r u C a m e l i a (1965) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera munților Călimani. *D. S. Com. Geol.* LII, I, 1966, București.
- T ö r ö k Z. (1956) Probleme teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. cerc. geol. geogr.* An. IV/1–4, Cluj.
- T r e i b e r I. (1956) Cercetări în munții Călimani și Hărghita. *D. S. Com. Geol.* XL, București



INVESTIGATIONS PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION STRUNIOR-PIETROSU (PARTIE SEPTENTRIONALE DES MONTS CĂLIMANI)

(Résumé)

La région étudiée est située le long de la vallée Dorna, entre les localités Dornișoara au S, la crête Pietrosu-Călimani au N, la vallée Aurari-sommet Buba-sommet Dorna à l'E.

Le soubassement de la région est constitué de formations paléogènes (grès en bancs de 0,20 à 1 m, marnes et argiles schisteuses oligocènes), au-dessus desquelles, dans la zone des sources de la vallée Dorna, se disposent des grès tuffitiques et des marnes miocènes. Les formations miocènes séparent deux phases magmatiques par les relations qu'elles ont avec les roches éruptives. Pendant la première phase on met en place des pyroclastites et des coulées d'andésites à amphiboles et pyroxènes et diorites I. Dans la seconde phase, caractérisée par plus de moments explosifs, sont mises en lieu des andésites pyroxéniques du cycle I et II, des diorites, microdiorites, gabbros, dolérites, andésites basaltiques, basaltes et andésites à amphiboles, biotite \pm quartz.

Tant les diorites de la première phase que celles de la seconde phase (magmatique), à leur contact avec les formations sédimentaires déterminent la transformation en cornéennes de celles-ci.

La tectonique majeure de la région est caractérisée par des lignes de fractures NW-SE. Au-dessus de celle-ci se rangent les appareils volcaniques et les sous-volcans (diorites).

La minéralisation de soufre est en rapport avec les andésites pyroxéniques et les andésites à biotite ; la minéralisation de sulfures polymétalliques, filonienne, est en rapport avec les processus hydrothermaux, déterminés par la mise en place des andésites et des diorites à amphiboles.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région Dornișoara-Strunior, Monts Călimani (partie septentrique)

Quaternaire : 1, dépôts alluviaux biotite ± quartz; Pliocène (phase II magmatique) : 2, andésites à hornblende; 3, andésites basaltiques, basaltes; 4, pyroclastites du III-ème cycle; 5, dolérites; 6, gabbros; 7, diorites, microdiorites porphyriques II; 8, andésites pyroxéniques supérieures; 9, pyroclastites du II-ème cycle; 10, andésites pyroxéniques inférieures; 11, pyroclastites du I-er cycle; Miocène (I-ère phase magmatique) : 12, grès et marnes miocènes; 13, diorites I; 14, andésites amphiboliques à pyroxènes; 15, pyroclastites; Oligocène : 16, grès et marnes.

Autres signes : 17, cirques; 18, strato-volcan; 19, cheminée volcanique; 20, position de couche; 21, ligne de profil; 22, ligne de faille; 23, galerie.; 24, filon.



S. COSMA
HARTA GEOLOGICĂ A REG. DORNIȘOARA-STRUNIORUL

M-tii CĂLIMANI DE NORD

0 1 2 km.

LEGENDA

CUATERNAR Depozite aluviale, biotit + quart.

2 Andezite cu hornblendă

3 αβ Andezite bazalnice β Bazalte

4 Piroclastite de ciclul III

5 D Dolerite

6 Gabrouri

7 Diorite z microdiorite porfirice II

8 αβγ py I Andezite piroxenice superioare

9 Piroclastite de ciclul II

10 αpy I Andezite piroxenice inferioare

11 Piroclastite de ciclul I

12 Gresii și marni miocene

13 Diorite I

14 αβγ py I Andezite amfibolice cu piroxeni

15 Piroclastite

Faza II magmatice

Faza I magmatice

PLIOCEN

MIOCEN

OLIGOCEN

Circuri

Stratovulcan

Doș vulcanic

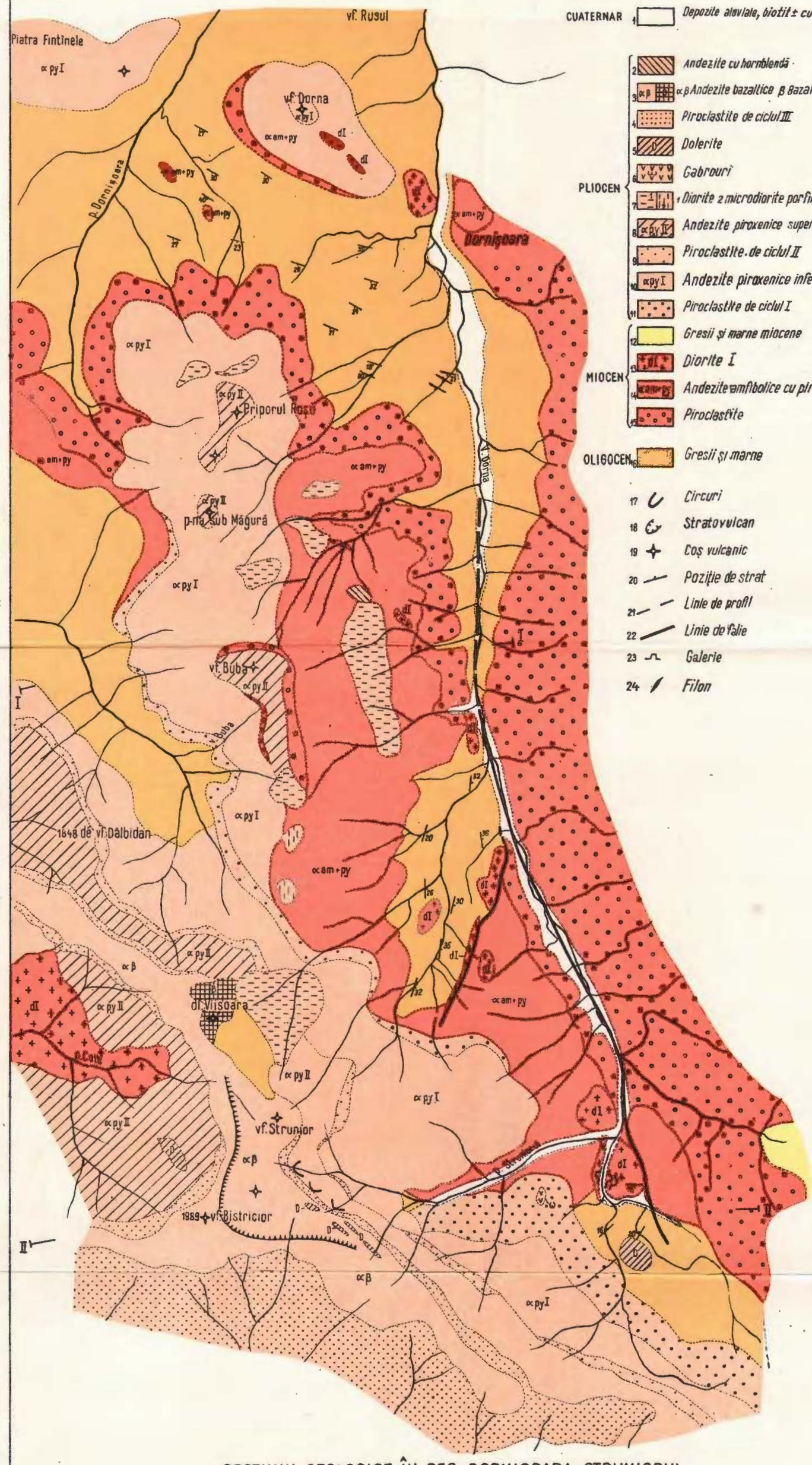
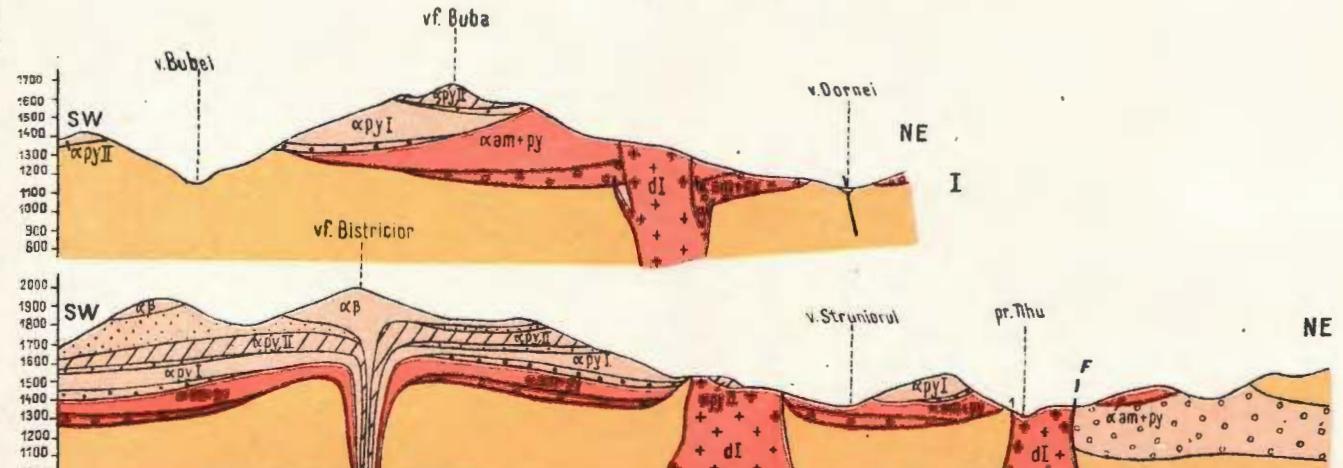
Pozitie de strat

Linie de profil

Linie de valie

Galerie

Filon

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REG. DORNIȘOARA-STRUNIORUL
M-TII CĂLIMANI DE NORD

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

OBSERVAȚII ASUPRA VULCANITELOR ȘI DEPOZITELOR SARMATIENE STRĂBĂTUTE DE FORAJUL 303—VALEA COLBULUI-BĂIȚA (BAIA-MARE)¹

DE

OSCAR EDELSTEIN, VALENTINA DRAGU, MIOARA CHIORPEC²

Abstract

On Volcanites and Sarmatian Deposits Crossed by Drilling 303, Valea Colbului—Băița Area (Baia-Mare). In this paper Buglossian deposits characterized by *Syndesmya reflexa* and *Ervilia trigonula*, Volhynian deposits comprising *Cardium gleichenbergense*, *C. pium pium*, *C. pium pestis*, *C. lithopodolicum sarmaticum*, *Ervilia dissita dissita*, as well as deposits containing Replidacne and belonging to the Lower, Bassarabian, are described. On the basis of petrographical characteristics it is specified that the rock previously described in this area by some researchers as a dacite Sarmatian in age represents, as a matter of fact, a quartziferous andesite resembling, to a great extent, the Pisiciatu andesite, and like the latter Pannonian in age. The contemporaneity in Volhynian of some tuffs with quartz and some tuffs without quartz does rise the problem of their origin as proceeding from magmatic basins showing a different evolution.

Forajul 303, cu carotaj continuu, a fost amplasat pe valea Colbului, la aproximativ 2 200 m amont de confluența cu valea Băița și la cca 2 800 m sud de vîrful Pietroasa, la cota 540 m. Interceptarea unei variate succesiuni de vulcanite neogene între care se intercalează depozite sedimentare — unele fosilifere — ne-a determinat să ne ocupăm mai îndeaproape de acest foraj.

Descrierea formațiunilor străbătute

A n d e z i t u l c u a r ț i f e r (fig. 1). Pe primii 152 m, forajul a străbătut prin andezit cuarțifer. La 100 m, roca este mai proaspătă, are

¹ Comunicare în ședință din 12 aprilie 1968.

² Întreprinderea de prospecții și laboratoare — Ministerul Minelor. B-dul. N. Titulescu nr. 85-87, București.



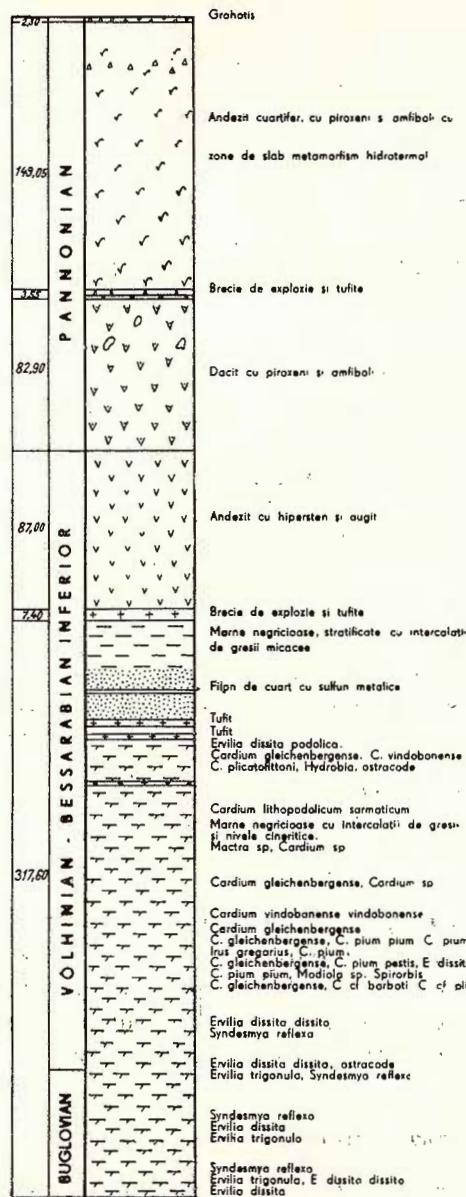


Fig. 1.— Succesiunea vulcanitelor și a depozitelor sarmatiene în forajul 303, valea Colbului — Băița.
Succession des volcanites et des dépôts sarmatiens dans le forage 303, vallée Colbului — Băița.

o culoare cenușiu-negricioasă, textură masivă și structură porfirică mascată de transluciditatea cristalelor de feldspat. La microscop, feldspatul plagioclaz apare ca fenocristale larg dezvoltate, frecvent maclate după legea albit; structurile zonare se întâlnesc mai rar. Conținutul în anortit al majorității cristalelor este cuprins între 45–49%, corespunzător unui andezin. De cele mai multe ori, cuarțul primar este ușor fragmentat și puternic corodat de pastă. Mineralele femice se recunosc după conture, fiind transformate în produși secundari. Hornblenda este complet resorbbită, invadată sau bordată de pulberi de minerale opace. Piroxenii sunt înlocuiți prin clorit, uneori asociat cu carbonatul.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente:

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Cuarț primar	3	0,25–1,50
Feldspat plagioclaz	18	0,20–2,80
Hornblenda	5	0,15–2,20
Piroxeni	4	0,10–2,00
Minerale secundare	11	
Pasta	59	

Pasta este constituită din microlite de feldspat maclate polisintetic.

Procesele de metamorfism hidrotermal au determinat transformări variante: feldspații sunt albitezăți, sericitizați sau argilizați iar structura pastei se șterge.

Piroclastitele andezituluici cuarțifer (pl. II, fig. 1) reprezentate printr-un tuf albicios cu cristale de cuarț primar, peste care stă o brecie de explozie constituită din fragmente de andezit cuarțifer și de marne negre cu oglinzi de fricțiune, sfărâmicioase, nu depășesc 4 m grosime.

Dacitul de U1moasa (pl. II, fig. 2) a fost interceptat în intervalul 155,10–238,00 m. Rocă cu evident caracter porfiric, dat de larga dezvoltare a fenocristalelor de feldspat și cuarț primar, dacitul prezintă transformări hidrotermale, traduse prin cloritzări și argilizări.

Cristalele de cuarț primar, care depășesc unori 3,5 mm lungime, au conture rotunjite și sunt corodate de pastă și cataclazate. Pe fisuri invadăază carbonatul. Feldspatul apare în cristale cu contur prismatic substituit prin carbonat, sericit și minerale argiloase. Mineralele melanocrate sunt greu de observat. Se recunosc vag conture de piroxeni, opacitizate și carbonatare.



Frecvența și dimensiunile elementelor componente :

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Cuarț primar	5	1,50–3,50
Sericit	18	
Carbonat	19	
Minerale argiloase	8	
Cuarț secundar	3	
Minerale opace	1	
Pastă	46	

Structura inițială a pastei, care se poate observa doar în porțiuni restrinse, neafectate de metamorfismul hidrotermal este microcristalină.

A n d e z i t u l p i r o x e n i c (pl. II, fig. 3) are în sondă cca 90 m grosime. Deși în intervalul 272,75–325,00 m roca pare mai proaspătă și are o culoare cenușiu-negricioasă, textură masivă și structură porfirică puțin evidentă, nici una din probele analizate nu a fost suficient de proaspătă pentru a permite determinarea caracterelor microscopice ale elementelor componente. Feldspații plagioclazi apar în macle polisintetice. Conținutul în anortit este cuprins între 56–60 %, corespunzător unui labrador. Piroxenii se recunoște numai după conturele bazale, octogonale, fiind transformați în întregime în agregate granulare de carbonat și clorit. Adesea includ cristale prismatice de apatit.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente :

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	22	0,15–2,40
Sericit	4	
Carbonat	16	
Minerale argiloase	2	
Clorit	5	
Limonit	4	
Cuarț secundar	2	
Apatit	sporadic	
Pastă	45	

Pasta rocii are o structură microgrăunțoasă.

P i r o c l a s t i t u l a n d e z i t u l u i p i r o x e n i c (pl. II, fig. 4) apare în baza acestuia, între 325,00–332,40 m. Este reprezentat printr-o microbreccie de culoare roșiatic-vineție, cu pete verzui, constituită din elemente de andezit albicios și mici fragmente de marne prinse într-un liant andezitic.



La partea inferioară se găsesc 3 m de tufite.

C o m p l e x u l m a r n o - g r e z o s s a r m a t i a n este cunoscut în foraj pe o grosime de peste 300 m, de la 332,40 m, pînă în talpa sondei (650 m). Marnele au o culoare negricioasă, stratificație evidentă și se desfac în plăci; uneori sunt piritizate. Prezintă intercalații de gresii fine, albicioase, muscovitice. În intervalul 509-650 m, marnele au nivele milimetrice de material cineritic, albicios.

În intervalul 370,75-372,85 m sonda traversează o zonă filoniană, în care mineralizația este reprezentată prin fine impregnații de pirită, blendă și galenă. Mineralizația este diseminată într-o gangă puternic silicifiată.

T u f u r i l e ș i t u f i t e l e apar ca intercalații în complexul marno-grezos, cu grosimi ce variază de la cîțiva milimetri pînă la 5,75 m reprezentind mai puțin decît 5% din volumul complexului sedimentar.

Executat în vederea cercetării unor mineralizații a căror existență a fost presupusă în această zonă, forajul oferă totodată elemente pentru rezolvarea unora din problemele a căror soluționare n-a fost concludentă prin cartarea de suprafață a regiunii Băița-Nord.

Pozitia „dacitului de Limpedea“ în suita de roci acide

Relațiile pozitionale ale vulcanitelor, aşa cum apar ele în forajul 303 – valea Colbului și o serie de observații efectuate recent în zona Băița-Nord ridică problema poziției în timp și a raporturilor spațiale ale dacitului de Limpedea în cadrul suitei de roci acide.

Rocile efuzive acide ocupă suprafețe mari în perimetrul Băița-Nord. **C i o f l i c a**, care în 1956 a prezentat o hartă 1:20 000 a acestei regiuni, a deosebit în suita de roci acide în ordinea punerii în loc : dacite de Limpedea, dacite de Colbu, dacite de Ulmoasa și dacite de Piscuiatu, pe care, încadrindu-le în faza a două de erupție, le consideră ca fiind de vîrstă sarmatiană. Din punct de vedere stratigrafic, dacitul de Limpedea s-ar afla cuprins între riolite de vîrstă sarmatian-inferioară și dacitele de Ulmoasa. Acestei păreri i s-a raliat N a i d i n (1961)³.

Deși amplasat într-o zonă în care pe harta menționată (C i o f l i c a, 1956) apare un domeniu de largă dezvoltare a „dacitului de Limpedea”, forajul 303 nu a interceptat o rocă avînd caracteristicile sub care a fost descrisă această rocă.

³ A. N a i d i n. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni-explorări geologice executate în perimetrul Băița-Nord-Baia Mare, reg. Maramureș, în anul 1960–1961. Arhiva I. P. L. București.



Din punct de vedere mineralogic, pe lîngă unele deosebiri, între andezitul cuarțifer interceptat în sondă și andezitul de Piscuiatu există importante asemănări. Ele rezultă atât din participarea procentuală a mineralelor principale la alcătuirea rocii cît și din mărimea cristalelor, așa cum rezultă din tabelul de mai jos :

	Cuarț		Feldspat		Piroxeni		Amfiboli		Mine- rale secun- dare	Pasta
	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	%
Andezit cuarțifer Sonda 303	3 1,50	0,30 – 2,80	18 2,00	0,20 – 2,00	4 3	0,10 – 0,10	5 4	0,15 – 0,10	11 8	59 66
Andezit cuarțifer Vîrful Piscuiatu	3 0,50	0,25 – 2,10	16 18	0,10 – 0,20	3 5	0,10 – 0,15	4 5	2,20 0,20 – 1,50	2,00 3,30	
Andezit cuarțifer (media a 10 probe)	2 2,00	0,20 – 3,00	18 3,00	0,20 – 1,60	5 1,60	0,15 – 1,60	5 3,30	0,20 – 3,30	16	54

În forajul 303—valea Colbului, andezitul cuarțifer („dacit de Limpedea” pe harta menționată) repauzează peste dacitul de Ulmoasa. Aceleași relații au fost observate în forajele executate pe valea Tyuzoșa și în vîrful Adam.

Dacă forajul nu ne oferă și relații între sedimentar și andezitul cuarțifer, aceste raporturi s-au observat clar în cîteva aflorimente. Determinarea faunei identificate în aceste aflorimente, în depozitele sedimentare care se intercalează în aglomeratele de la partea superioară a „dacitului de Limpedea” confirmă punctul de vedere conform căruia în această zonă „dacitul de Limpedea” are aceeași poziție stratigrafică, ca și andezitul de Piscuiatu :

În punctul „Öcsi”⁴, pe un mic affluent drept al văii Băița, amont de valea Bagnăului, din gresii grosiere calcaroase, de culoare gălbuiie s-au determinat :

Psilunio (*Psilunio*) cf. *atarus* (P a r t s c h , M . H o e r n e s)
Brötia (*Tinnyea*) *escheri* *escheri* (B r o g n i a r t)
Theodoxus (*Theodoxus*) sp. ;

În marnele cenușiu-negricioase, foarte fine din cursul inferior al văii Bagnăului, affluent stîng al văii Băița, atribuite pe considerente litologice,

⁴ Acest punct ne-a fost semnalat de către L u d o v i c V a s z i t á de la Intreprinderea de explorări miniere „Maramureș”.



de către cercetătorii anteriori Sarmățianului, s-au observat frecvent mulaje de *Broția (Tinnyea) escheri escheri* (Brogniart) (pl. I, fig. 14).

Amintim că în bazinul Oașului, SagatoVICI (1964) semnalază că în orizontul cu *Congeria zsigmondyi* Halav. sunt intercalate nivale de apă dulce, cu melanopside, neritine, unionide.

În bazinul Beiușului PAUCĂ (1935) menționează specia *Unio atavus* într-o asociatie de limnocardiide și congerii, aparținând Pannonianului superior s. str.

O faună de facies limnic este citată și de PAPP (1952) în bazinul Vienei în zonele D, E. În concluzie, fauna determinată precizează vîrstă pannoniană s. str. a acestor depozite și implicit a momentului punerii în loc a ultimelor veniri ale andezitului cuarțifer.

Prezența Buglovianului, Volhinianului și Bessarabianului inferior

Forajul 303 — valea Colbului, oferă cel mai complet profil pentru Sarmățianul din cuprinsul zonei eruptive Baia-Mare.

În această regiune, din cercetările lui PAUCĂ (1955); TUDOR, MOISESCU (1957); GHEORGHIAN, Gheorghian (1964); MARIINESCU (1964); CHITIMUŞ et al. (1967) sunt bine cunoscute depozitele Volhinian-Bessarabianului inferior.

Buglovian. Deși o parte din acești autori au remarcat probabilitatea continuitate de sedimentare de la Tortonian la Sarmățian, n-au putut să afirme pe baza faunei prezența Buglovianului. Acesta apare în forajul 303 în intervalul 580-645 m, fiind reprezentat prin marne negricioase din care s-au determinat (pl. I, fig. 1-5):

Syndesmya reflexa Eichwald

Ervilia trigonula Sokol.

Ervilia dissita dissita (Eichw.)

Loripes sp.

Buccinum sp.

Ostracode.

Asociația faunistică are afinități cu fauna stratelor cu *Ervilia* și *Syndesmya* de vîrstă bugloviană din bazinul Transilvaniei (RĂILEANU, 1955) și cu cele din platforma moldovenească (IONESCU, 1963; MACAROVICI, 1964); ea poate fi comparată cu fauna depozitelor bugloviene din bazinul Oașului (SAGATOVICI, 1964) și din alte regiuni.



V o l h i n i a n . În continuitate de sedimentare urmează un pachet de depozite a căror asemănare litofacială cu cele atribuite Buglovianului ajunge pînă la identitate, astfel că trecerea de la un subetaj la altul se face pe nesimtite, iar limita Buglovian-Volhinian se poate trasa numai pe criteriul faunistic.

În intervalul cuprins între 400-580 m s-au întîlnit marne grezoase, negocioase, slab micacee, ușor stratificate, sporadic cu faună piritizată. Din acest complex sedimentar, s-au determinat următoarele specii (pl. I, fig. 6-13);

- Cardium gleichenbergense* Papp
- C. pium pium* Zhizd.
- C. pium pestis* Zhizh.
- C. cf. barboti* R. Hoernes
- C. vindobonense vindobonense* (Partsch) Lask.
- C. lithopodolicum sarmaticum* Koles.
- C. plicatofittoni* Sinz.
- Syndesmya reflexa* Eichwald
- Ervilia dissita dissita* Eichwald
- Ervilia dissita podolica* Eichwald
- Irus (Paphirus) gregarius* Partsch
- Mactra* sp.
- Hydrobia* sp.
- Spirorbis* sp.
- Ostracode

Parte din speciile determinate sunt menționate în „stratele cu ervili” din bazinul Vienei (Papp, 1952); sunt cuprinse în lista de faună sarmatiană de la Buituri (Moiseescu, 1955); sunt semnalate în bazinul Sălaj (Nicolici, 1967; Chivu et al., 1966), în sfîrșit, asociația de faună, poate fi paralelizată cu depozitele sarmatiene din bazinul Oașului (Sagatoevici, 1964).

Menționăm că în cuprinsul acestui interval s-a putut observa o oarecare distribuție faunistică pe verticală (vezi coloana stratigrafică). Astfel, în jumătatea inferioară a intervalului abundă erviliile în asociație cu *Syndesmya*, iar în jumătatea superioară domină cardiaceele. Ținind cont de această succesiune biofacială, se poate preciza că cele două orientări corespund Volhinianului inferior (asociația cu *Ervilia*) și respectiv Volhinianului superior—asociația cu cardiacee.

Prezența speciilor *C. barboti* Hoern. și *C. plicatofittoni* Sinz., caracteristice stratelor cu *Cryptomactra* ca și a formei *Spirorbis* sp., men-



ționată de unii cercetători în Sarmațianul mediu, ne permite a emite ideea existenței în același complex, a orizontului de trecere de la Volhinian la Bessarabian.

În continuitate de sedimentare, în intervalul cuprins între 332-400 m, forajul a mai interceptat un pachet de marne grezoase, din care s-au recoltat (la m 342-346) cîteva mulaje externe, bine conservate ale unor cardiacee de talie foarte mică; prin forma, conturul valvelor și ornamentație se apropie de tipul formelor de „*Replidacna*” — determinate de E. J e k - l i u s la Soceni și semnalate de A. P a p p în bazinul Vienei în aşa numita „Verarmungszone” (zona sărăcită). Pe aceste considerente am găsit de cuvință să le alăturăm suitei depozitelor sarmațiene descrise mai sus, fiind probabil echivalente cu partea bazală a Bessarabianului.

Vîrsta andezitului piroxenic

Deși andezitul piroxenic are o largă dezvoltare în zona vestică a regiunii Baia-Mare, vîrsta sa nu a putut fi încă stabilită decît în raport cu vulcanitele cu care apare în relație. El este mai nou decît pirolastitele riodacitice tortoniene, peste care repauzează și mai vechi decît dacitul de Ulmoasa care îl străbate. Forajul 303 — valea Colbului ne permite să stabilim mai precis vîrsta sa. Întrucît pirolastitele din baza andezitului piroxenic par a se intercala în depozitele Bessarabianului inferior, se poate considera că episodul de intens paroxism eruptiv în urma căruia a fost pus în loc andezitul piroxenic și pirolastitele sale, a avut loc în Bessarabianul inferior.

Problema contemporaneității în Sarmațian a două vulcanisme : acid și bazic

În cuprinsul complexului marno-grezos, care reprezintă Buglovian-Bessarabianul inferior au fost interceptate mai multe nivale de tufuri. Grosimile lor variază de la cîțiva milimetri la aproape 6 m, iar frecvența lor este invers proporțională cu grosimea.

Analiza atentă a permis să se stabilească existența unor tufuri cu cuarț și a unor tufuri fără cuarț primar.

Tufurile litocristaloactice cu cuarț primar sunt constituite din fragmente de roci sedimentare și metamorfice puternic transformate, cu un diametru sub 2 mm, prinse într-un liant carbonatat. În liant sunt de asemenea înglobate cristale și fragmente de cristale de cuarț, corodat de pastă. Acestea prezintă uneori o coroană de reacție (pl. I, fig. 15). Roca prezintă mari asemănări cu pirolastitele riodacitice tortoniene, larg răspândite în zona Ilba-Baița.



Tufurile litoclastice fără cuart primar sunt constituite din fragmente ce aparțin unui andezit piroxenic.

Deși tufurile cu cuart sunt mai frecvente în intervalele 385-422,60 m și 545-550 m, se pare că ele alternează cu tufurile fără cuart.

Interpretăm această situație ca un indiciu privind continuarea și în Sarmațianul inferior — dar cu o intensitate mult mai redusă — a exploziilor prin care în timpul Tortonianului au fost puse în loc vulcanitele acide descrise ca piroclastite riocacitice.

Tufurile litoclastice ar putea reprezenta produse ale exploziilor care în timpul Buglovianului au generat în bazinul Oașului curgeri de andezite cu hipérsten (Sagatoevici, 1964).

Gradul avansat de alterare a rocii nu permite efectuarea determinării feldspațiilor și piroxenilor pentru comparații cu roca descrisă în bazinul Oașului.

Contemporaneitatea în regiuni destul de apropiate a unor erupții din care au rezultat pe de o parte produse acide, iar pe de alta roci cu caracter mai bazic, sugerează ideea că alimentarea centrelor de erupție, s-a făcut din bazine magmatice care au avut o evoluție deosebită. Este o observație suplimentară care se alătură celor semnalate încă în 1958 de către D. Rădulescu care menționează pentru prima dată în această zonă posibilitatea existenței mai multor cupoare magmatice.

Concluzii

În lucrare se descriu, pentru prima dată în regiune, depozite bugloviene a căror vîrstă este stabilită pe baza unei asociații faunistice.

S-au putut individualiza: un Volhinian inferior caracterizat prin abundența erviliilor în asociație cu *Syndesmya*, un Volhinian superior caracterizat printr-o asociație în care domină cardiacele și un Bessarabian inferior cu replidacne.

Existența unei alternanțe de tufuri cu cuart și tufuri fără cuart ridică problema posibilității existenței unor bazine magmatice cu evoluție diferită.

Andezitul piroxenic de Seini a fost pus în loc în Bessarabianul inferior.

Andezitul cuartifer care ocupă suprafețe mari în regiunea Bâița-Nord, prezintă caractere petrografice care-l apropie mult de andezitul cuartifer de Piscuiatu cu care poate fi paraleлизat și prin poziția sa stratigrafică.



BIBLIOGRAFIE

- Bod a J. (1959) Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna. *Jb. d. Ung. Geol.* A. XLVII, 3, Budapest.
- Chițim uș V., Chivu Maria, Dragu Valentina, Edelstein O., Kalmári I., Mărgărit Eugenia (1967) Asupra vîrstei unor erupțiuni din bazinul minier Baia-Mare. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Eugenia (1966) Contribuții la stratigrafia Neogenului din Bazinul Silvaniei. *D. S. Com. Stat. Geol.* LII/1, București.
- Cioflića G. r. (1956) Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia-Mare). *An. Univ. București*, 11, 1956, București.
- Gheorghian M., Gheorghian Mihaela (1964) Asupra unor marne cu Spirialis în bazinul Lăpușului. *D.S. Com. Geol.* XLIX, București.
- Griškevici G. (1956) Sarmatskie otlojenia Zakarpatskoi oblasti SSSR. *Geol. sb. Lvovskogo geol.* Obsc. 2–3, Lvov.
- Ionesi Bica (1963) Contribuții la studiul Buglovianului din partea de nord a Platformei Moldovenești (reg. Vicșani-orașul Siret-Grămești). *An. șt. Univ. Al. I. Cuza*, secția a II-a, IX, Iași.
- Macarovic i N. (1964) Contributions à la connaissance du Sarmatien entre la vallée du Siret et les Subcarpates. *An. șt. Univ. Al. I. Cuza*, secția a II-a, II, 1, Iași.
- Ionesi Bica, Paghida-Tvelea Nat. (1967) Asupra poziției stratigraphice à Buglovianului în Miocenul din România. *Congr. VIII Carp.-Balc.* 1967. Belgrad.
- Mari nescu F. l. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul din regiunea Baia-Mare. *D. S. Inst. Geol. Rom.* L/2, București.
- Moise scu G. (1955) Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Nicorici E. (1967) La question du Sarmatien moyen dans les golfes néogènes occidentaux des Monts Apuseni. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai-Séries Geologia-Geographia.* Fasciculus 2, Cluj.
- Papp A. (1952) Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitt. d. geol. Gesellsch.* 45, Wien.
- Paucă M. (1935) Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia-Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistră (Baia-Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- Răileanu G. r. (1955) Cercetări geologice în regiunea Cluj-Apahida. *D.S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Sagatovici Alexandra (1967) Asupra Sarmațianului inferior de la Moldova Nouă. *D. S. Inst. Geol. Rom.* LIII/2, București.
- Sagatovici Alexandra (1964) Studiul geologic al părții de vest și centrale a Bazinului Oaș. (Autoreferat). București.
- Saulea Emilia (1956) Contribuții la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei. *An. Com. Geol.* XXIX, București.
- Stan N., Birlea V. (1964) Asupra caracterului piroxenic al andezitelor sarmațiene din regiunea Racșa-Seini (Baia-Mare). *D. S. Com. Geol.* L, București.



- Tudor M., Moisescu G. (1957) Contribuții la cunoașterea faunei miocene din Maramureș. *Lucr. Inst. Petrol și Gaze*, II, București.
- Vialov O. S., Gluško V. V., Griškevici G. N., Petrashevici M., Pišvanov L. S. (1962) Stratigrafia Neogenului din depresiunile Preccarpatică și Transcarpatică. *Congr. V. Asoc. Geol. Carp.-Balc.* Ed. Acad. Șt. R.S.S.U. Kiew (traducere).

OBSERVATIONS SUR LES VOLCANITES ET LES DÉPÔTS
SARMATIENS TRAVERSÉS PAR LE FORAGE 303—VALEA
COLBULUI-BĂIȚA (BAIA-MARE)

(Résumé)

Dans cet article, après la description succincte des formations géologiques traversées par le forage, les auteurs analysent les principaux aspects, résultats des caractères pétrographiques et de leur position spatiale.

Le Buglowien est représenté par des marnes noires à *Syndesmya reflexa* et *Ervilia trigonula*. Le Volhinien suit en continuité de sédimentation, ayant les mêmes caractères lithologiques ; il est caractérisé par une faune à *Cardium gleichenbergense*, *C. pium*, *C. pium pestis*, *C. lithopodolicum sarmaticum*, *Ervilia dissita dissita*. Il suit le Bessarabien inférieur à *Replidacna*. On précise l'âge bessarabien-inférieur de l'andésite à pyroxènes de Seini en tenant compte que celui-ci se trouve en relation directe avec les dépôts du Bessarabien inférieur.

Les caractères pétrographiques et les relations avec le sédimentaire pannonien mènent à la conclusion que, du moins partiellement, ce qui a été décrit comme dacite de Limpedea est un faciès de l'andésite quartzifère de Piscuiatu.

La mise en évidence de certaines alternances de tufs à quartz et sans quartz dans le Volhinien, soulève la question de l'existence de deux bassins magmatiques à évolution différente.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Bloc-diagramme de la zone vallée Limpedea-vallée Colbului (Băița).

1, Pannonien : andésite à pyroxènes et amphiboles de Jereapăni, andésite quartzifère : a, laves ; b, agglomérats ; c, dacite d'Ulmoasa ; d, marnes, grès, tufs ; 2, Sarmatien : andésite pyroxénique de Seini : a, laves ; b, pyroclastites ; c, marnes noires, grès ; d, tufs à quartz ; e, tufs sans quartz ; 3, Tortoniens : a, marnes ; b, pyroclastites rhyodacitiques. 4, zones d'enracinement andésitique ; 5, fractures ; 6, filon ; 7, forage ; 8, point fossilifère ; 9, axes et l'échelle de la projection cavalière.

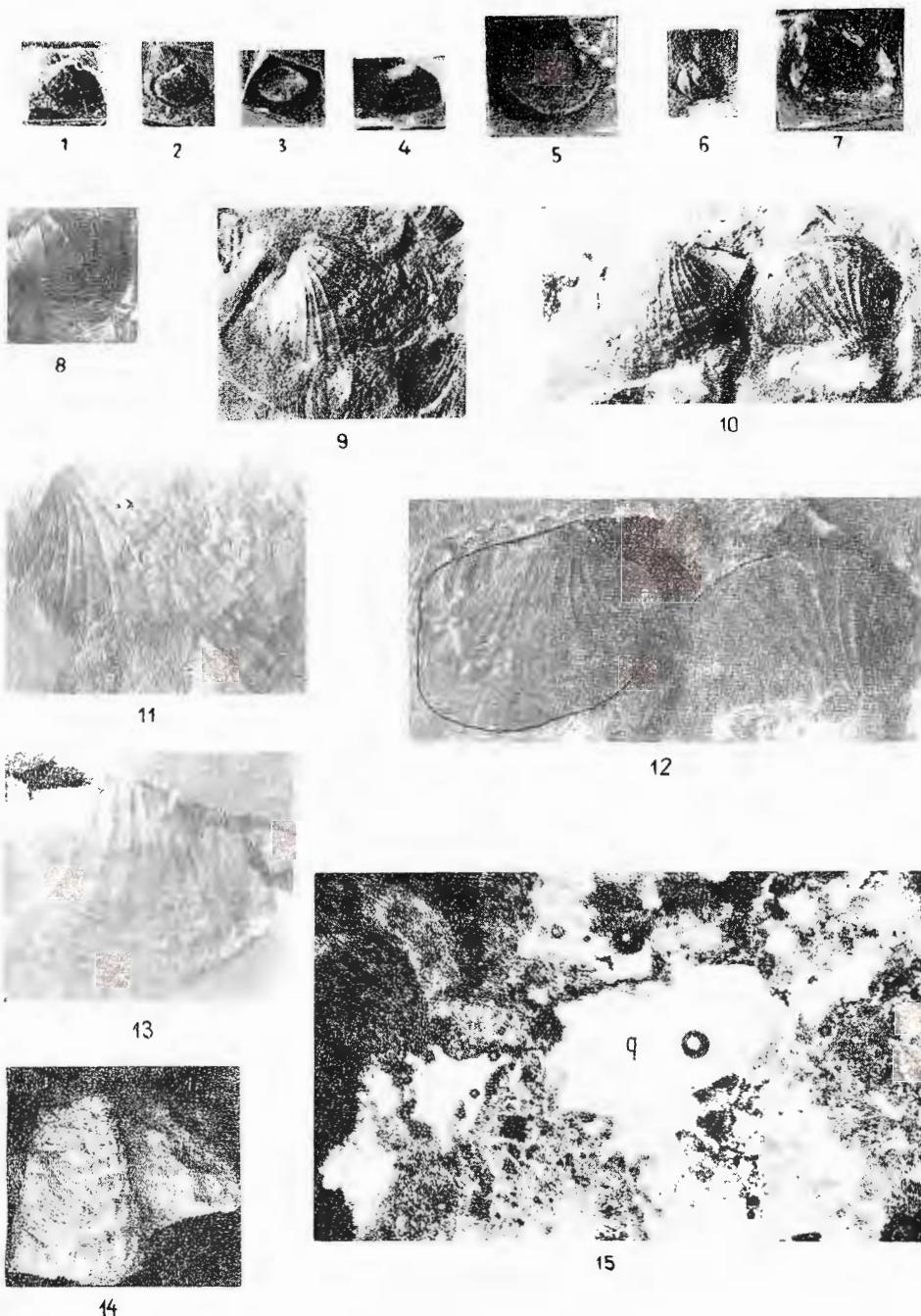


PLANŞA I

- Fig. 1, 2, 3. — *Ervilia trigonula* S o k o l. Buglovian (1 :1).
Ervilia trigonula S o k o l. Buglowien (1 :1).
- Fig. 4. — *Ervilia dissita dissita* (E i c h w.) Buglovian, Volhinian (1 :1).
Ervilia dissita dissita (E i c h w.) Buglowien, Volhinien (1 :1).
- Fig. 5. — *Syndesmya reflexa* E i c h w. Buglovian, Volhinian (1 :1).
Syndesmya reflexa E i c h w. Buglowien, Volhinien (1 :1).
- Fig. 6, 7, 8. — *Cardium pium pestis* Z h i z h. Volhinian superior (1,5 :1).
Cardium pium pestis Z h i z h. Volhinien supérieur (1,5 :1).
- Fig. 9, 10. — *Cardium gleichenbergense* P a p p. Volhinian superior (1 :1).
Cardium gleichenbergense P a p p. Volhinien supérieur (1 :1).
- Fig. 11, 12. — *Cardium gleichenbergense* P a p p. și *Spirorbis* sp. Volhinian superior (1,5 :1).
Cardium gleichenbergense P a p p. et *Spirorbis* sp. Volhinien supérieur (1,5 :1).
- Fig. 13. — *Cardium cf. barboti* H o e r n e s. Nivelul cu *C. gleichenbergense* P a p p. (1,5 :1).
Cardium cf. barboti H o e r n e s. Niveau à *C. gleichenbergense* P a p p. (1,5 :1).
- Fig. 14. — *Brotia (Tinnyea) escheri escheri* (B r o g n i a r t) Pannonian s. str. (1 :1).
Brotia (Tinnyea) escheri escheri (B r o g n i a r t) Pannonien s. str. (1 :1).
- Fig. 15. — Piroclastit riодacitic; q = cuarț corodat de pastă, cu o coroană de reacție. N + ; × 60, Sonda 303, ml 388.
Pyroclastite rhyodacitique; q = quartz corrodé par la pâte à une couronne de réaction. N + ; × 60, Sonde 303, ml 388.



O. EDELSTEIN ET AL. Vulcanitele și depozitele sarmatiene-valea Colbului
Pl. I



Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1.— Andezit cuarțifer de Piscuiatu; q = cuarț; a = amfibol; f = feldspat plagioclaz. N + ; $\times 40$, Sonda 303, ml 133.

Andésite quartzeuse de Piscuiatu; q = quartz; a = amphibole; f = feldspath plagioclase. N + ; $\times 40$, Sonde 303, ml 133.

Fig. 2.— Dacit de Ulmoasa; q = cuarț corodat de pastă. N + ; $\times 40$, Sonda 303, ml 186.

Dacite d'Ulmoasa; q = quartz corrodé par la pâte. N + ; $\times 40$, Sonde 303, ml 186.

Fig. 3.— Andezit piroxenic de Seini; f = feldspat plagioclaz; p = piroxeni alterați. N +, Sonda 303, ml 287.

Andésite pyroxénique de Seini; f = feldspath plagioclase; p = pyroxènes altérés. N +, Sonde 303, ml 287.

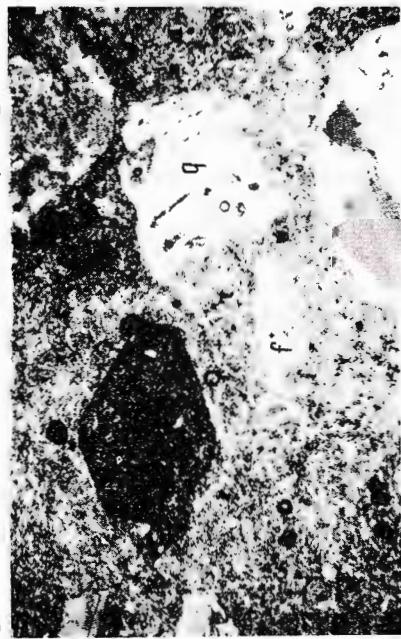
Fig. 4.— Piroclastit al andezitului piroxenic. N + ; $\times 40$, Sonda 303, ml 510.

Pyroclastite de l'andésite pyroxénique. N + ; $\times 40$, Sonde 303, ml 510.



O. EDELSTEIN ET AL. Vulcanite și depozitele sarmatiene—valea Colibului.

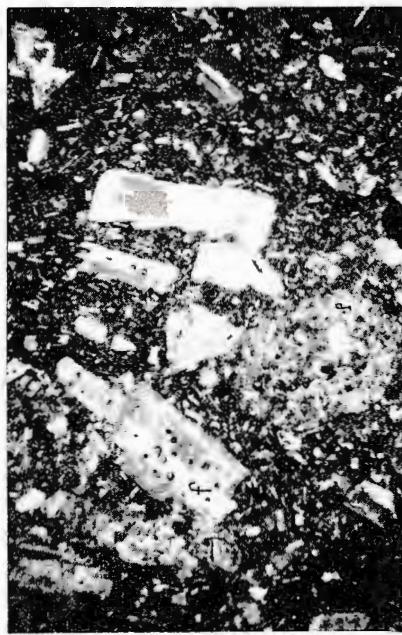
Pl. II



1

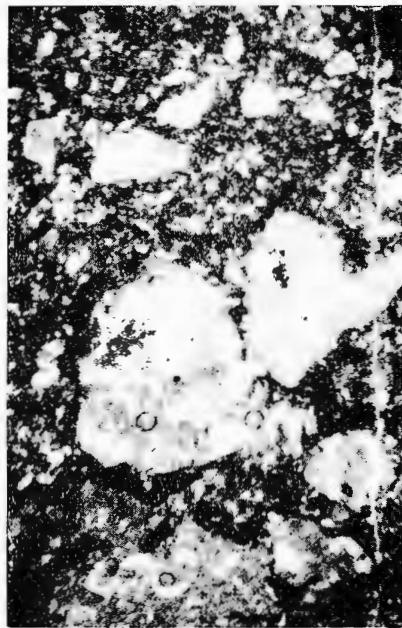


2



3

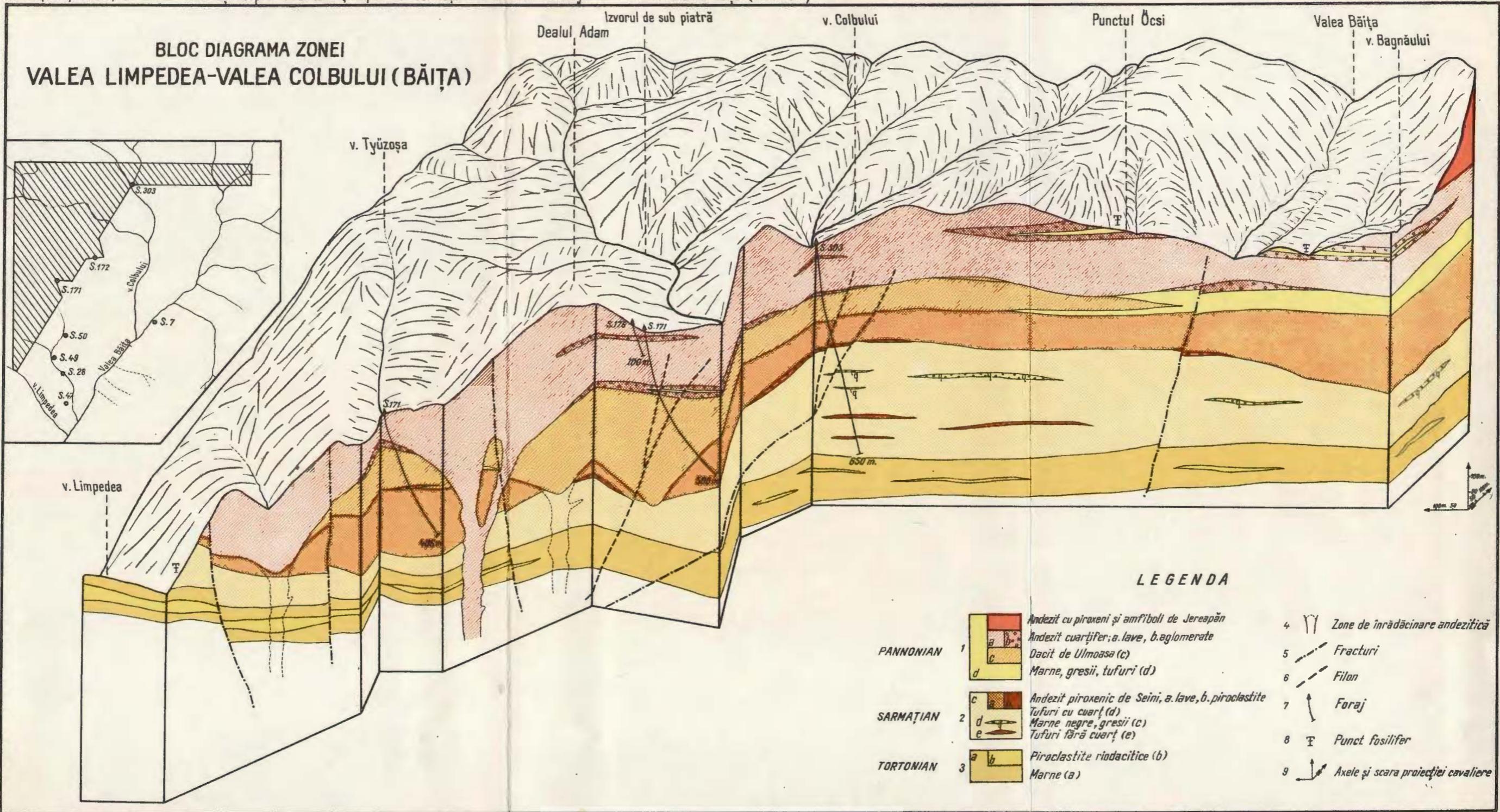
Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



4



Institutul Geologic al României



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE—PETROLOGIE—GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

OBSERVAȚII PRIVIND VULCANITELE NEOGENE STRĂBĂTUTE DE FORAJUL DIN VALEA BORCUTULUI (BAIA-MARE)¹

DE

NICOLAE GHERASI², CONSTANTINA STANCIU³

Abstract

Neogene Volcanic Rocks from the Borcut Valley Well (Baia-Mare). A well drilled close to the margin of the volcanic belt near Baia-Mare has met a sequence of lava flow and pyroclastic products interbedded with thin sedimentary layers. Evidence of Lower Sarmatian-Buglovian age is given by microfossils occurring in the Lower Dacitic agglomerates and tuffite belonging to the basal part of the section. Surface data permit to assume as well Upper Tortonian as Lower Pannonian eruptions. The resulting well section allows to check the development established by previous geological surveys. The thick volcanic cover which exceeds 860 m is due to a various volcanic activity, as explosive phases have alternated with lava flow phases and were succeeded by a quiescence period which permits the deposition of some sedimentary beds. The recorded sequence indicates stratovolcanic structures. The volcanic formation lies unconformably over Paleogene sediments belonging to the Transcarpathian flysch; Eocene beds with Senonian wedges are thrust over Oligocene black shales. These are overlying crystalline schists.

La marginea sudică a masivului vulcanic neogen de la Baia-Mare, la confluența văii Toncii cu valea Borcutului, a fost săpată o sondă executată de I. S. E. M. în anii 1960-1962. Locația acestei sonde a fost fixată între importanța mineralizație auriferă de la Săsar (filoanele Sofia) și aceea de la valea Toncii (mina Micșa).

Acest foraj este primul care a străbătut pe o adâncime de aproape 2 000 m atât formațiuni vulcanice neogene, cît și depozite sedimentare

¹ Comunicare în ședința din 26 aprilie 1968.

² Intreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64, București.

³ Institutul geologic. Sos. Kiseleff nr. 55, București.



senoniene și paleogene, după care a intrat în cristalin; materialul carotat este deosebit de variat și a ridicat unele probleme în ceea ce privește determinarea tipurilor petrografice ale vulcanitelor, cu precizarea succesiunii lor, permitînd astfel verificarea celor stabilite anterior de Giușcă (1958) referitor la modul în care s-a desfășurat activitatea vulcanică. Pe de altă parte, stabilirea vîrstei depozitelor sedimentare preefuzive era o problemă deschisă.

În perioada de săpare a sondelor, Gherasi a avut prilejul să examineze în special, materialul carotat din partea inferioară a complexului eruptiv și partea superioară a depozitelor eocene. În anul 1962 Stanciu⁴ a cercetat în mod sistematic, la fața locului, întreaga succesiune de vulcanite neogene, colectînd 130 probe care au fost analizate microscopic, și a întocmit o coloană stratigrafică bazată pe descrierea megascopică și pe studiul secțiunilor subțiri. Menționăm că datele geologice privind sonda de referință au fost întocmite la I.S.E.M. de către R. Nicolla și Elena Ionescu, iar descrierile microscopică au fost efectuate de Olimpia Vasilescu de la laboratorul Întreprinderii geologice de prospecțiuni.

În partea cea mai inferioară a forajului au fost întlnite șisturi cristaline mezometamorfice pe o grosime de 85 m. Peste soclul cristalin urmează depozite paleogene care însumează o grosime importantă de 1043 m. Deasupra acestor depozite se găsesc primele produse vulcanice neogene, reprezentate prin pirolastite dacitice, tortoniene și bugloviene, a căror grosime este de 163 m. Forajul a străbătut apoi, pe un interval de 513 m un complex variat de roci vulcanice și sedimentare sarmașiene; succesiunea începe cu lave în care sunt cuprinse rare intercalații de pirolastite aparținînd andezitului piroxenic de Seini, peste care se aşază un complex vulcanogen-sedimentar cu pirolastite și lave dacitice cu biotit și hornblendă, intercalate în sedimente pelitice; la partea superioară se găsesc lave și pirolastitele dacitului de Ulmoasa, cu piroxeni și hornblendă, iar partea terminală consistă din pirolastite andezitice. Vulcanitele pannoniene sunt reprezentate prin lave și pirolastite ale andezitului cuarțifer de Murgău cu hornblendele opacitizate și andezit cuarțifer de Berăria.

⁴ Constantina Stanciu. Studiul petrografic al rocilor vulcanice din forajul Săsar — I.S.E.M. nr. 4757 din reg. Baia-Mare. 1962. Arh. C.S.G. București.

A) Formațiuni preefuzive

I. Șisturi cristaline

Șisturile cristaline prezintă asemănări cu seria mezometamorfică de Gilău. Ele vădesc că au fost modificate printr-un metamorfism regresiv. Acest proces a determinat într-un micașist cu pinit, cloritizarea completă a biotitului și transformarea cordieritului într-un agregat fin de sericit și clorit (pinit). Cîteva cristale de turmalină indică o influență pneumatolitică.

II. Depozite senoniene și paleogene

Formațiunile străbătute de sonda Săsar aparțin flișului transcarpatic. Ele nu se găsesc într-o succesiune stratigrafică normală, deoarece depozite eocene și senoniene de tip Puhov încalcă sedimente oligocene situate dedesubt. Acestea din urmă ocupă o poziție autohtonă deoarece se rezemă pe soclul cristalin, pe care îl considerăm înrădăcinat. O altă interpretare ar postula că șisturile cristaline fac parte dintr-o digitație inferioară, ceea ce este puțin probabil, mai ales că spre E, în pînzele din Botiza și Măgura puse în evidență de Dumitrescu (1957) cristalinul nu a fost antrenat în acest șariaj.

Paleogenul autohton depus pe fundumentul cristalin atins la 1899 m este reprezentat prin argilite în alternață cu gresii negricioase, diaclazate și puternic afectate tectonic. Această succesiune de strate este asemănătoare din punct de vedere litologic cu depozitele oligocene de fliș din depresiunea maramureșeană (stratele de Valea Carelor, după D. Patrulius și G. Bombiță)⁵.

În documentarea geologică a I. S. E. M.-ului această formațiune a fost atribuită Cretacicului superior, ceea ce a fost admis și de Gherasim (1964).

Peste Oligocen se găsesc depozite eocene cu o grosime de 250 m de asemenea în facies de fliș (gresii și marno-argile verzi). Ele fac parte probabil din pînza Botizei și conțin pe un interval de 50 m blocuri de calcare tithonice de tip pienin cu *Calpionella alpina* (Gherasim, 1964), marnocalcare nodulară și pene de argilite oligocene, iar deasupra marne roșii senoniene.

⁵ Comunicare verbală.



B) Vulcanite neogene

I. Eruptii tortonian-superior-bugloviene

Cea mai veche formațiune vulcanică din coloana stratigrafică este reprezentată prin aglomerate și tufite dacitice, rezultate din activitatea explozivă, a căror descriere a fost făcută de Gherasi într-o lucrare recentă (1963).

Aglomerate și tufite dacitice. Pe un interval de 163 m se dezvoltă pirolastitele dacitice, care în partea superioară conțin cîteva intercalării subțiri de marne negre (0,10-2 m). Aspectul megascopic al rocilor este dat de culorile albe, cenușiu deschis, de stratificația imperfectă, dar uneori foarte evidentă, de caracterul brecios, sau grezos în unele cazuri, și în special de participarea fragmentelor piroclastice de cuart și a celor sedimentare (argile verzui-cenușii). Numai în partea inferioară tufitele sunt verzi și compacțe.

Participarea materialului vulcanogen este deosebit de importantă; fragmentele de cristale care sunt elementele constitutive esențiale, sunt reprezentate prin albit, oligoclaz, rare cristale de plagioclaz adularizat și sericitizat, biotit transformat în muscovit și oxizi de fier (baueritzare), piroxen și hornblende cloritizate și numeroase fragmente de cuarțuri aşchi-oase, sau cristale întregi corodate. Elementele litice consistă din fragmente de roci vulcanice, dacite și felsite care participă într-o proporție redusă. Rocile sedimentare sunt reprezentate prin șisturi argiloase cenușii și gresii.

Cimentul tufitelor și aglomeratelor este intens transformat, argilizat, sericitizat și caolinizat.

Prospecțimea cristalelor de plagioclaz și participarea materialului detritic indică depunerea rapidă a materialului într-un mediu acvatic.

Pirolastitele dacitice tortoniene de la confluența văii Nistrului cu valea Boncătii prezintă asemănări litologice cu cele străbătute de foraj.

Tufitele dacitice, conțin o microfaună ce cuprinde numeroase exemplare de *Cibicides lobatulus* Walker și *Rotalia beccarii* Linné, *Quiequeloculina seminulum* Linné și *Cytheridea curvata* Bosquet determinate de Laboratorul de micropaleontologie al C. S. G. După Maria Tocorjeșcu aceste asociații indică, prezența Buglovian-Sarmațianului inferior. Deoarece nivelul din care a fost determinată microfauna se găsește la adâncimea de 801 m, considerăm că partea situată sub acest nivel are o vîrstă tortonian-superioară. Această deducție este de altfel sprijinită și de faptul că primele erupții la Baia-Mare, cu un



caracter acid, aparțin Tortonianului superior, după Iorgulescu (1951).

Piroclastitele conțin în partea superioară numai două intercalații de marne negre. Întreaga stivă piroclastică, însumează o grosime de 163 m.

II. Eruptii sarmatiene

1. *Andezite piroxenice de tip Seini.* Primele roci efuzive intercepțate de sondă consistă dintr-o succesiune de lave andezitice cu piroxeni, în care sunt intercalate cîteva nivele subțiri de piroclastite.

a) Lave andezitice. Ele prezintă o gamă variată de aspecte datorită culorilor și structurilor deosebite; de la culoarea verde închis se trece treptat la tonurile verzui pînă la albă uniformă: structura porfirică este uneori evidentă megascopic, dar cel mai frecvent aspect este de pseudobrecie, sau de rocă omogenă albă. Aspectele variate ale acestor andezite se datorează unor intense transformări hidrotermale.

Primul stadiu de transformare este reprezentat prin andezite propilitizate, în care piroxenii sunt bastitizați și cloritizați pe cînd plagioclazii rămîn proaspeți. Acest facies propilitic nu s-a păstrat în stiva groasă de andezite, decît pe alocuri, în cîteva nivele cu grosimi metrice, datorită transformărilor hidrotermale ulterioare asupra cărora ne vom referi mai jos.

În andezitele piroxenice propilitizate, elementele melanocrate sunt reprezentate prin piroxeni substituți cu bastit, clorit și puțin calcit (vezi pl., fig. 1); participarea hornblendei cloritizate și sericitizate este sporadică.

Cristalele de piroxeni, după habitus, dimensiuni și după modul în care au fost substituite, pot fi grupate la două specii: 1, prisme alungite cu dimensiuni mari de hipersten, substituite cu bastit, ulterior cu calcit cărora le sunt caracteristice aspectele celulare, în care granule mari de calcit sunt delimitate de rețele regulate de antigorit (vezi pl., fig. 2) și 2, cristale idiomorfice de dimensiuni reduse înlocuite cu clorit sau cu un agregat granular de leucoxen și minerale opace care sugerează prezența inițială a unor augite titanifere. S-au întîlnit rar cristale mici de hornblendă resorbîtă cu marginile opacitizate transformate în clorit.

Plagioclazul în general proaspăt, cu un conținut de An_{45-48} , este dezvoltat în fenocristale cu habitus prismatic, idiomorfice, inechidimensionale; cele mai obișnuite macle sunt polisintetice, după legea albit, cele Karlsbad fiind rare; parțial apare substituit cu adular, sericit și calcit.



Pasta rocii ușor cloritizată și calcitizată este constituită din microlite de plagioclaz, care prezintă o dispoziție divergentă, uneori puțin fluidală.

La suprafață, andezitul de Seini, prezintă regional acest facies propilitic (Rădulescu, 1958).

Transformările hidrotermale ulterioare, s-au desfășurat pe acest fond de rocă propilitizată, modificând la început, numai parțial, rocile care își mențin în continuare culoarea verde, dar în tonuri mai deschise; rezultatul primelor modificări hidrotermale conferă andezitelor un aspect de pseudobrecie, ca efect al modului deosebit în care se desfășoară reacțiile metasomaticice pe anumite porțiuni din rocă. Acest mod deosebit de alterare a determinat transformarea treptată a rocii de la aspectul masiv, la cel de brecie, transformare care este reflectată megascopic în culorile și structurile deosebite. Pe de o parte sericitizarea și calcitizarea unor porțiuni din rocă (cu dimensiuni centimetrice pînă la 10 cm) modifică structura, care capătă un caracter porfiric și mai accentuat, datorită unei decolorări treptate. Astfel de fragmente grăunțoase și albite, contrasteză cu cîmpuri închise, verzi, compacte, care au fost intens cloritizate; în aceste porțiuni cloritul substituie aproape în întregime toate elementele rocii.

Deși aspectul textural al andezitului pseudobrecios se diferențiază de andezitele masive, propilitizate, totuși, modificările petrografice nu depășesc cu mult schimbările caracteristice acestui facies. Din punct de vedere mineralologic, singura deosebire constă în transformarea integrală a andezinului în sericit, calcit și uneori adular, precum și în participarea mai abundentă a cloritelor care împreună cu leucoxenul rămîn în continuare mineralele stabile. Acest aspect de pseudobrecie andezitică propilitizată are o largă extindere în lavele andezitice.

Modificările hidrotermale avansate sterg caracterul de pseudobrecie al andezitului.

Stadii ulterioare de transformare hidrotermală, desfășurate succesiv, s-au manifestat prin procese de sericitizare, ulterior de carbonatare. În aspectele de sericitizare, sub aport de soluții potasice, fenocristalele sunt substituite cu sericit \pm cuarț, iar pasta este impregnată cu paiete fine de sericit; unele cristale de piroxeni sunt înlocuite de aggregate granulare de cuarț (vezi pl., fig. 3). Din faciesul propilitic au rămas ca relicte adular și leucoxen. Zonele de carbonatare care sunt cele mai frecvente, se dezvoltă îndeosebi în partea inferioară a succesiunii de lave; rocile prezintă, substituția fenocristalelor prin aggregate granulare de calcit asociate uneori cu nuclei sericitizate (vezi pl., fig. 4). Prezența carbonatului, format din



soluție suprasaturată în CO_2 , la nivele inferioare este similară zonelor bogate în carbonați care se dezvoltă mai în adâncime, în corpul eruptiv de la Baia Sprie (Stančiu et al., 1967).

În partea superioară a stivei de andezite de Seini, au fost întâlnite roci cu caracter filonian în care fenocristalele depășesc 60 % din rocă, iar plagioclazii sănt foarte proaspeti.

În nivelele intens alterate este frecventă prezența zonelor tectonizate, în care se observă oglinzi de fricțiune, în jurul căror andezit este argilizat. Aceste zone de zdrobire sănt străbătute de numeroase diaclaze umplute cu calcit și cuarț însotite uneori de pirită care apare și sub formă de impregnații fine în andezit.

b) Piroclastite andezitice. Aceste roci formează cîteva intercalații rare în lavele andezitice. Cel mai important nivel are o grosime de 36 m (între m 634-670), celelalte prezintînd grosimi reduse (1-7 m).

În cel mai important nivel piroclastic cu caracter evident oligomict, s-a stabilit următoarea succesiune :

Aglomeratele, care sănt cantonate în partea bazală a nivelului piroclastic, sănt constituite din fragmente rotunjite de andezite albe, caolini-zate, cu dimensiuni de la cîțiva milimetri la 20-30 cm, prinse într-un material cineritic foarte fin, de culoare neagră, impregnat cu oxizi. Unele aglomerate sănt alcătuite din fragmente albe cu marginile galbene limonitizate, care contrastează cu fondul închis cineritic ;

Tufurile urmează în succesiune aglomeratelor, pe o grosime de 22 metri, cu două intercalații de cîțiva decimetri de marne grezoase și argile tufitice. Culoarea este verde, iar structura cristalolitoclastică ;

Microbreciile se găsesc în partea superioară a nivelului piroclastic pe un interval de 10 m, constituite din fragmente pirolastice de natură andezitică, prinse într-un liant silicificat sau limonitizat.

Caracterele mineralogice ale andezitului piroxenic propilitizat străbătut de foraj, care însumează 371 m, îl apropie de andezitele piroxenice care apar între Racșa și Seini, intercalate în depozite sarmațiene. Geologii Stan și Birlea (1961-1966) au găsit în aceste andezite propilitizate, separații sferoidale de andezit negru, Nealterat, cu hipersten și augit.

În bazinul Oaș, vîrsta volhinian-inferioară a andezitului de Seini a fost precizată recent de SagatoVICI (1964) care a găsit lave și aglomerate, intercalate în marne și argile. Acestea conțin *Ervilia dissita* și asociații de miliolide volhiniene.



2. Complexul vulcanogen-sedimentar. Peste lavele andezitice de Seini, urmează un complex vulcanogen-sedimentar (grosime 140 m), în care rocile vulcanice sunt reprezentate prin dacite cu biotit și hornblendă. Acest complex are la bază un pachet alcătuit din argile cenușii și marne negre compacte peste care se dispun pirolastrite care alternează cu marne, rar gresii, și lave cantonate numai în partea lor superioară.

Caracterul vulcanogen al acestui complex este dominat de prezența intercalațiilor de pirolastrite, care reflectă intensa activitate explozivă intermitentă, iar cel sedimentar este determinat de prezența marnelor și argilelor, depuse în momentele de acalmie.

a) L a v e. Aspectul megascopic al lavelor dacitice, dezvoltate în intervale cu grosimi de 1-7 m, este dat de culorile deschise și de structura porfirică evidentă, rezultate ale transformărilor hidrotermale care au afectat intens roca. Culorile sunt cenușiu deschis, verzui-cenușiu sau albe. Caracterul porfiric este evidențiat de numeroase cristale de cuarț (1-2 mm), de cristale mici de hornblendă, cît și de biotit dezvoltate în foișe hexagonale de culoarea bronzului.

În secțiuni subțiri se observă variate transformări ale mineralelor melanocrate cît și ale plagioclazilor. Cristalele de hornblendă se prezintă fie opacitizate, dar mai frecvent, substituite de clorit, muscovit, alteori sericit, calcit și în unele cazuri adular. Biotitul în lamele idiomorfe este uneori resorbit, marginile cristalelor sunt opacitizate însă de regulă este muscovitizat (baueritzare) prin pierderea fierului. O altă transformare o constituie cloritzarea și sericitizarea. Înlocuirea biotitului prin adular, presupune în primul rînd o dizolvare a unor cristale, urmată de depunere adularului monoclinic în golarile rămase din levigare. Plagioclazul se păstrează rar proaspăt, și în aceste cazuri este un oligoclaz, An_{22} . De regulă este înlocuit cu adular triclinic care ulterior și acesta este substituit cu sericit sau calcit.

Pasta prezintă structuri diferite; astfel se pot distinge dacite cu pasta vitrofircă, hialopilitică și microgranulară. Transformările hidrotermale au modificat pasta intens prin procese de cloritzare și argilizare; ulterior s-au format prin dizolvare cavități cu contururi sinuoase (Stanca, 1961) în care s-au depus clorite.

Caracterele fiziografice și mineralogice ale acestor dacite nu permit o paralelizare cu nici un tip de dacite sarmașiene de la suprafață.

b) P i r o c l a s t i t e l e care sunt preponderente, consistă din aglomerate și tufuri. Din punct de vedere litologic se constată o variație a acestora pe verticală. Aglomeratele apar în partea inferioară și superioară iar tufurile în partea mediană. Componentele principale ale aglomeratelor

sînt fragmentate de dacit cu biotit și hornblendă; fragmentele de marne sînt rare, în schimb cuarțurile și foișele de biotit abundă în liantul cineritic argilos bogat în granule de cuarț detritic. Tufurile au aceeași compoziție ca aglomeratele de care se deosebesc numai prin dimensiunea fragmentelor.

c) Depozitele sedimentare din acest complex constituie intercalătia cea mai groasă din întreaga succesiune a vulcanitelor neogene străbătute de sondă, însumînd o grosime de 37,50 m. Depozitele au în general un caracter pelitic fiind reprezentate prin marne negre compacte, marne grezoase și argile în care se găsesc rare intercalătii de gresii. Mineralele constitutive ale acestor gresii sînt autigene, fiind reprezentate prin granați angulari, turmalină, muscovit, biotit, plagioclazi și cuarț cu un ciment de supracreștere. Contra arășteptărilor, nu au fost identificate minerale de origine vulcanică. Șisturile cristaline care au furnizat mineralele menționate sînt de tipul celor din masivul Preluca. Deoarece fundalul cristalin în zona străbătută de foraj era îngropat sub o manta foarte groasă de depozite sedimentare și produse vulcanice, aceste minerale nu puteau proveni din erodarea unei cordiliere cristaline adiacente; ci au fost transportate dinspre sud, unde masivul Preluca cu insulele cristaline învecinate erau exondate în timpul Sarmațianului.

În vederea stabilirii vîrstei complexului vulcanogen-sedimentar, s-au prelucrat probe de geologii I.S.E.M.-ului, care au fost analizate de Laboratorul de micropaleontologie al I.G.P. al C.S.G.; nu s-au găsit microfossile ci numai concrețiuni de marcasită și pirită. Se poate trage concluzia că mediul în care s-au format marnele și argilele era anaerob de tip euxinic.

Toată această alternanță de roci sedimentare, pirolastrite și lave, totalizează o grosime de 140 m, ceea ce ne-a permis să încadrăm la complexul vulcanogen-sedimentar. Asemenea complexe au o largă răspîndire în lanțul vulcanic din Carpații Orientali, unde au fost pentru prima dată descrise de Rădulescu et al. (1964) în munții Gurghiu, unde sînt de vîrstă pannoniană. În Munții Metaliferi, de asemenea, a fost stabilită prezența unui complex vulcanogen-sedimentar de vîrstă tortoniană în regiunea Hărțăgani de către Ciocifica et al. (1966).

3. *Dacitul de Ulmoasa.* Acest dacit este reprezentat atât prin produse efuzive cât și explozive, ultimele alcătuind în lave 2 nivele subțiri de cîte un metru. În partea inferioară a curgerilor se găsesc două intercalătii de marne și gresii. Toată această formățiune este dezvoltată pe o adîncime de 38 m.



Deși dacitul pare filonian, ceea ce rezultă din abundența fenocristalelor mari, prezența însă a nivelelor de roci piroclastice și sedimentare, ne obligă să-l considerăm lavă. Menționăm că în complexul vulcanogen-sedimentar, dacitul apare sub forma unui dyke cu o grosime aparentă de 2 m.

a) La ve. Încadrarea rocilor la dacitul de Ulmoasa este determinată de larga participare a fenocristalelor de cuart.

Mineralele femice, deși transformate hidrotermal se pot identifica destul de ușor; astfel hiperstenul prezintă contururi net angulare în prisme alungite, înlocuite cu antigorit care formează metasomatic, lamele unitare. Hornblenda a cărei prezență este indicată de secțiunile bazale hexagonale, este opacitizată, cu partea centrală uneori sericitizată sau total muscovitizată.

Fenocristalele din plagioclaz sunt în mare parte substituite cu adular triclinic; cele netransformate indică prezența unui oligoclaz cu An_{28} .

Cuartul larg dezvoltat prezintă fenocristale mari, corodate, adesea afectate de protoclaz.

Pasta se prezintă în două aspecte: microgranulară cât și microlitică ușor fluidală, invadată de clorit și minerale argiloase.

Dacitul de Ulmoasa este afectat de o intensă fisurare pe aproape tot intervalul, fiind solicitat tectonic.

b) Piroclastite dacitice. Sunt reprezentate prin aglomerate constituite, din fragmente de dacite cu dimensiuni sub 5 cm, de culoare deschisă, verzuie sau alburie, cuarturi angulare, cristale de plagioclaz adularizat și sericitizat, de piroxeni silicifiati și hornblende opacitizate. Liantul cineritic este substituit cu calcit, adular, cuart și pirită.

4. *Piroclastite andezitice.* Ultimele produse vulcanice sarmatiene sunt reprezentate prin aglomerate andezitice, care acoperă rocile dacitice de Ulmoasa.

Ele sunt constituite dintr-o alternanță de tufuri și aglomerate, primele având ponderea cea mai mare. În partea bazală și superioară se găsesc marne negre cu grosimi cuprinse între 2-7 m, care conțin intercalații subțiri de aglomerate și tufuri.

Culoarea piroclastitelor este cenușie dar mai ales verde, detașându-se net prin aspectele macroscopice de elementul eruptiv pe care se astern și cel pe care-l suportă. Microaglomeratele sunt constituite din fragmente cenușii sau verzuie, de andezite propilitizate. Tufurile cu structură lito-cristaloclastică sunt alcătuite din fragmente de andezite, sticlă și marne roșii eocene, la care se adaugă numeroase fragmente de cristale reprezentate prin plagioclaz adularizat, elemente femice cloritizate și calcitizate

și cuarț, prinse într-un liant cineritic uneori opacitizat, în care mineralele micacee abundă.

ACESTE piroclastite nu își găsesc un echivalent de suprafață, fie că sunt acoperite, fie că apar în foraj, într-o poziție tectonică reprezentând un termen mai vechi.

III. Erupții pannoniene

1. *Andezitul cuarțifer de Murgău.* Locația forajului de Săsar a fost amplasată în aria ocupată de andezitul cuarțifer de Murgău pe care l-a străbătut pînă la adîncimea de 193 m.

Acest andezit reprezintă partea inferioară din ceea ce este cunoscut în bibliografia geologică, sub numele de andezit cuarțifer de Piscuiatu; și pe hărțile la 1:100.000 și 1:200.000 (redactate de Institutul geologic, București, 1964, 1967; D. Giușcă, N. Gherasi, D. P. Rădulescu) în regiunea în care este situat forajul, apare andezitul cuarțifer de Piscuiatu. Am încadrat acest andezit la tipul Murgău, deoarece dimensiunile fenocristalelor sunt reduse, hornblenda este opacitizată și prezintă intense transformări hidrotermale, ceea ce îi conferă caracterele andezitului cuarțifer de Murgău (Gherasim, 1964).

Succesiunea rocilor andezitice de Murgău reprezintă o alternanță de lave și piroclastite cu predominarea celor din urmă; prima intercalărie de lavă are un caracter mai acid, avînd fenocristalele de cuarț mai mari și mai frecvente.

a) Lave. Aspectul primar al rocilor a fost intens modificat din cauza transformărilor hidrotermale profunde. Cu foarte rare excepții rocile prezintă culori verzui deschise sau cenușii; aspectul general îl dău rocile albite cu pete gălbui-brune (aggregate de sideroză) în care se disting ușor cuarțuri mici.

În aceste lave, fenocristalele de piroxeni, se recunosc cu greutate, deoarece sunt înlocuite frecvent cu aggregate de sideroză și calcit, care depășesc contururile inițiale ale cristalelor. Destul de rar, sunt conservate cristale idiomorfe și în acest caz sunt substituite cu lamele unitare de antigorit (bastitizare) sau de pennin. Hornblenda este de regulă opacitizată, ceea ce conferă rocii un caracter distinct. Adesea ochiurile unor rețele simetrice de opacit dezvoltate în interiorul unor cristale de hornblendă (secțiuni bazale) sunt umplute cu sideroză și calcit. Într-un stadiu de transformare ulterior, s-au format mineralele argiloase pe seama cloritelor dezvoltate în mineralele femice. Plagioclazii transformați în general prezintă aceleași



stadii de transformare ca și lavele andezitului de Seini. În primul rînd, sînt înlocuiți cu cristale unitare de adular triclinic limpezi, străbătute ulterior de fisuri umplute cu sericit sau cu calcit. Pasta este complet transformată și din această cauză caracterul microlitic al structurii inițiale se recunoaște cu greutate. Într-un prim stadiu de transformare, s-au format plaje de antigorit, iar ulterior agregate de calcedonie, cu structură radiară sau microgranulară, sideroză și minerale argiloase.

Carbonatarea formată într-un ultim stadiu de transformare hidrotermală reprezintă procesul cu cea mai mare dezvoltare; în acest aspect toate componentele andezitului, fenocristale și pasta, au fost înlocuite, cu sideroză și calcit; acest proces are aceeași amplitudine ca și în andezitul de Seini.

b) Piroclastite andezitice. Acestea sunt reprezentate prin aglomerate, microaglomerate și tufuri. Dimensiunile fragmentelor sunt reduse (<2-3 cm). În cadrul piroclastitelor s-a observat o sortare pe verticală, partea superioară fiind constituită din cenușă și cristale mici. Elementele constituente sunt reprezentate prin andezitele cuarțifere, dacite, plagioclazi adularizați sau calcitați, hornblendă și piroxeni cloritați, toate prinse într-un liant cineritic.

Din punct de vedere al transformărilor hidrotermale se remarcă aceeași carbonatare foarte intensă observată în lave. Adularizarea și cloritizarea, procese anterioare carbonatării sunt mai puțin răspîndite.

Andezitul cuarțifer de tip Piscuiatu a fost atribuit Pannonianului de Gherasi⁶ (1961), pe baza faunei determinate de J. Mezösi (1948) din dealul Tigher.

În privința vîrstei andezitului cuarțifer de Murgău Mare nescu (1964) a găsit tot în dealul Tigher în gresiile tufacee situate peste aglomeratele andezitului de Murgău o associație mai bogată de moluște dintre care *Melanopsis bonci* Ferussac și *M. bonelii* Manzoni, care atestă de asemenea prezența Pannonianului și anume zonele B și C (după Paşa, 1953). Aceste relații permit să se precizeze că primele efuziuni ale andezitelor de tip Piscuiatu reprezentate prin andezitul cuarțifer de Murgău încep în Chersonian. La simpozionul de la Baia-Mare din anul 1962, P. Vilceanu și colaboratorii de la T.P.D.M.N. au susținut această vîrstă a andezitului de Piscuiatu.

2. *Andezitul cuarțifer de Berăria*. Un dyke de andezit cuarțifer de Berăria se găsește între complexul vulcanogen-sedimentar și dacitul de Ulmoasa, pe un interval de 37 m.

⁶ N. Gherasi. Raport asupra stabilirii fazelor de erupționi în munții Gutii. 1961. Arh. Com. Stat. Geol. București.

În partea superioară a dyke-ului, andezitul este propilitizat. De la acest nivel se trece la aspecte cu alterare hidrotermală avansată, care se menține pînă în partea inferioară. Alterarea rocii este legată de o zonă care a fost solicitată tectonic cu numeroase oglinzi de fricțiune și diaclaze umplute cu cuarț și pirită.

În aspectul de andezit propilitizat, culoarea este cenușiu-verzuie, iar structura porfirică evidențiată de fenocristalele de cuarț (dimensiuni milimetrice) și de plagioclaz translucide sau albe datorită calcitizării; aceste caractere îl apropiu de andezitul cuarțifer din micile cariere de pe valea Berăriei.

Parageneza mineralologică a andezitului cuarțifer este dată de : fenocristalele de andezit cu An_{48} , hornblendă opacitizată și piroxeni (în cantitate mai redusă) cloritizați.

Pasta microgranulară este parțial carbonată.

În rocile cu o alterare hidrotermală avansată, prin înlocuirea integrală a cristalelor de plagioclaz cu adular, sericit și calcit, iar a elementelor melanocrate cu clorit și calcit, andezitul se decolorează, căpătind culori cenușiu-alburii.

IV. Concluzii

Cercetările efectuate asupra materialului carotat de sonda Săsar au permis să se facă o serie de considerații, în legătură cu erupțiile neogene din partea sudică a masivului eruptiv.

În cadrul rocilor vulcanice reprezentate prin produse efuzive și explozive s-au separat cîteva tipuri de roci, care totalizează peste 850 m grosime. Acestea sint : pirolastite dacitice (tortonian-bugloviene) andezite piroxenice, dacite cu biotit și dacite de Ulmoasa (sarmațiene), andezite cuarțifere de Murgău și Berăria (pannoniene).

Activitatea vulcanică din Tortonian și Buglovian a avut un caracter exploziv, care s-a manifestat prin depunerea de pirolastite dacitice, cu intercalări foarte subțiri de sedimente ; spre deosebire de acestea, la suprafață, în partea de vest a regiunii vulcanice, pirolastitele acide alternează cu depozite sedimentare tortoniene mai groase. Manifestările vulcanice din Sarmațian au produs un volum mare de lave și pirolastite ale andezitului de Seini care prezintă o grosime de 370 m. Absența depozitelor sedimentare indică o activitate vulcanică continuă, iar predominarea lavelor arată că manifestările efuzive s-au desfășurat pe o durată mai lungă decît cele explozive care au fost rare și scurte.



Erupțiile următoare au avut un caracter intermitent, care au alternat cu depuneri de sedimente, ceea ce a determinat formarea unui complex vulcanogen-sedimentar. Vulcanismul este concretizat prin roci acide — dacite cu biotit și hornblendă — care a implicat o activitate explozivă mai intensă, decât cea efuzivă.

Peste complexul vulcanogen-sedimentar, se găsește o stivă de lave cu intercalații reduse de piroclastite ale dacitului de Ulmoasa.

Ultimele produse vulcanice sarmașiene sunt reprezentate printr-un nivel de piroclastite andezitice.

Activitatea vulcanică din Pannonian la început, a fost mixtă, fiind marcată printr-o alternanță de lave și piroclastite ale andezitului cuarțifer de Murgău. Cea mai nouă erupție, interceptată de sondă, este reprezentată prin andezitul cuarțifer de Berăria, care străbate complexul vulcanogen-sedimentar și dacitul de Ulmoasa. Imaginea de ansamblu care rezultă din alternanțele repetitive de lave, piroclastite și nivale de sedimente indică structuri de strato-vulcani.

În ceea ce privește activitatea post-vulcanică, menționăm că procesele de transformare hidrotermală afectează în întregime vulcanitele străbătute de foraj. Luând în considerație distribuția pe verticală a produselor hidrotermale se observă o zonalitate, care însă nu este pregnantă. Acest fapt este determinat de caracterul heterogen al succesiunii de produse vulcanice — lave, aglomerate, tufuri — ca și de prezența pelitelor. Piroclastitele, cu un coeficient de porozitate mult mai ridicat decât al lavelor, au favorizat o circulație intensă a soluțiilor ascendente, iar pelitele au ecranat fluxul hidrotermelor, ceea ce a determinat ca în aceste roci, procesele hidrotermale să nu se desfășoare progresiv ca în lave. Pe lingă cele expuse, mai intervin și deosebirile petrografice ale vulcanitelor, mai acide sau mai bazice; în contrast cu această situație, în corpul andezitic de la Baia Sprie, pe o adâncime de 800 m, s-a identificat o zonalitate clară în funcție de adâncimea și de filoanele mineralizate (Stančiu et al., 1967).

În stiva de lave străbătute de sonda de la Săsar se constată că în andezitul de Seini din zonele cele mai profunde sunt prezente clorite asociate cu carbonați pînă la adâncimea de 638 m, iar deasupra începe să se dezvolte adulularul, urmat de formarea sericitului, carbonaților și cuarțului; în această parageneză participă și leucoxenul ca mineral hidrotermal relict. Pînă la dacitul de Ulmoasa, mineralele hidrotermale se dezvoltă în proporție egală și nici unul nu are o dezvoltare preponderentă, în așa fel încît să denumim tipurile de alterare prințul sau două minerale hidrotermale. În dacitul de Ulmoasa adulularul este prezent mai mult decât în

alte vulcanite și lui i se asociază clorit, calcit, sericit. Adularizarea mai pronunțată poate fi legată și de caracterul acid al rocii. Mai aproape de suprafață, în andezitul cuarțifer de Murgău se dezvoltă în mod deosebit carbonatarea, sideroza fiind un produs de substituție cu largă dezvoltare în masa rocii. În general formarea adularului și siderozei este legată de zone cu mineralizație redusă (impregnații slabe și filonașe foarte subțiri). Nicăieri nu s-au pus în evidență adulatizările însotite de silicificări intense, specifice zonelor filoniene metalifere din vecinătate (minele Săsar și Borzaș).

Într-un profil dintre valea Borzaș și dealul Trăpăcel, se poate constata că fundamentalul pre-tortonian este compartimentat de falii longitudinale, deosebindu-se în zona străbătută de foraj, blocuri coperite, care sunt situate chiar la marginea zonei muntoase. În blocul adiacent, situat mai la nord, care este mult mai ridicat, Eocenul apare la zi în valea Ulmoasei, pe cînd în foraj, a fost atins la o adâncime de 869 m, iar andezitul de Seini apare în galeria Trei Stejari (din mina Săsar) pe cînd în foraj, la adâncimea de 437 m.

Nivelele erupțiilor sarmatiene și pannoniene se îndințează cu sediamente, la marginea zonei vulcanice.

BIBLIOGRAFIE

- Cioflica Gr., Istrate G., Popescu G., Udrăbașa G. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din reg. Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11,1, București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în Bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze.* III, București.
- Gherasi N. (1964) Contribuții la cunoașterea unor erupțiuni neogene de la Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* L, București. -
— (1968) Observații asupra mineralizațiilor de la Baia Mare în legătură cu tectogezena neogenă. *D. S. Inst. geol.* LV/2, București.
- Giușcă D. (1968) Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. *Congr. Carp.-Balc.* Kiew.
- Ianovici V., Giușcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghita I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul Baia Mare. *Congr. geol. Carp.-Balc.* VI G, București.
- Iorgulescu Th. (1959) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a reg. Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Mărinescu Fl. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul din reg. Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* L, București.

- Rădulescu D. P. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Șeini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Sagatovici Alexandra (1964) Considerații asupra cîtorva tipuri de roci eruptive din Țara Oașului. *An. Univ. București. Seria Șt. Nat. Anul XIII*, 2, București.
- (1968) Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș. *St. tehn. econ. Inst. Geol. seria J.* 5, București.
- Stan N., Birlea V. (1967) Puncte de vedere asupra vulcanismului neogen de la Racșa-Vama-Certeze. *D. S. Com. Geol.* LIII/1, București.
- Stanciu Constantina (1961) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice. *Acad. R. S. România. Stud. cerc. geol.* 4, VI, București.
- Medeșan Alexandra, Udrescu Constanța (1967) Die Geochemie der Hydrothermalen Umwandlung im Neogenen Andesitkoepfer von Baia Sprie (Gutii Gebirge). *Carp.-Balk. Geol. Congr.* VIII, 1967, Belgrad.

OBSERVATIONS SUR LES ROCHES VOLCANIQUES NÉOGÈNES TRAVERSÉES PAR LE FORAGE DE BORCUT (BAIA-MARE)

(Résumé)

Près de la bordure méridionale de la région volcanique de Baia-Mare, un sondage a été executé dans le voisinage du gîte aurifère de Săsar. Le forage a traversé des formations volcaniques néogènes dont la puissance dépasse 800 m d'épaisseur, puis des couches sénoniennes et paléogènes. Le socle cristallophyllien a été atteint à une profondeur de 1912 m.

Schistes cristallins

Ils présentent les mêmes caractères que ceux de la série de Gilău, de la mésozone. Ils accusent un rétrométamorphisme ; ainsi on peut observer dans un micaschiste que la biotite est totalement chloritisée et la cordiérite est transformée en pinité.

Sénonien et Paléogène

Ces dépôts appartiennent au flysch transcarpatique. Le Paléogène qui repose sur le socle cristallophyllien occupe apparemment une position autochtone. Il est représenté par une alternance d'argilites et de grès noirâtres à veinules de calcite. Le lithofaciès de ces roches rappelle celui



du flysch oligocène de Maramureș (couches de Valea Carelor). L'Oligocène est chevauché par des grès et marno-argiles gris-verdâtre éocènes et des marnes rouges sénoniennes.

Des blocs de calcaires tithoniques à *Calpionella alpina* de type pieniny sont emballés ; il s'agirait de la nappe de Botiza.

Roches volcaniques néogènes

Elles sont représentées par des coulées de lave, des produits volcano-détritiques avec des niveaux d'argiles, de siltstones et de rares grès.

I. Eruptions tortoniennes supérieures-bugloviennes. Le terme le plus ancien de la coupe offerte par le forage ne renferme que des tuffites dacitiques.

Tuffites dacitiques. Ces premiers produits volcano-détritiques sont peu différenciés, étant formés de roches blanchâtres (peu litées) à stratification imparfaite. Au microscope, on observe de nombreux débris de quartz angulaire, albite, oligoclase, biotite bauéritisée, pyroxènes, hornblende chloritisée et de rares plagioclases adularisés. Les éléments lithiques sont peu nombreux et consiste en : dacites, felsites, schistes argileux et grès. La sédimentation du matériel constitutif a été rapide, ce qui résulte du fait que les cristaux de plagioclases sont frais et que le matériel détritique n'est pas arrondi. Un niveau de tuffites dacitiques contient une microfaune à *Cibicides lobatulus* Walker, *Rotalia beccari* Linne, *Quiequeloculina seminulum* et *Cytheridea curvata* Bosquet (voir la colonne).

II. Eruptions sarmatiennes. Le forage a traversé des andésites pyroxéniques, des formations volcano-détritiques à dacites et des aggrégats andésitiques.

1. Andésites pyroxéniques de type Seini. Elles constituent une succession épaisse de laves contenant quelques minces niveaux de pyroclastites. Les laves andésitiques présentent une gamme variée d'aspects due à la coloration et aux différentes structures qui résultent des processus de transformations autométamorphiques et hydrothermales qui ont affecté ces roches. Le premier stade de transformation est marqué par la présence sporadique d'andésites vertes propilitisées. Ces roches à plagioclases toujours frais contiennent des ferromagnésiens totalement transformés : hyperstène transformé en bastite (pl., fig. 1), chlorite et calcite, tandis que l'augite est opacitisée et contient du leucoxène. Des transformations hydrothermales successives se sont greffées et ont mo-



difié d'une manière inégale ces andésites homogènes ; l'aspect devient hétérogène, pseudobréchique avec des parties décolorées, les pyroxènes étant séricités et carbonatés et des parties vertes où les chlorites persistent.

Pyroclastites andésitiques. Ce complexe est formé par des agglomérats, des tufs et des microbrèches. Le caractère oligomicté des agglomérats est évident. Les andésites à pyroxènes ont été attribuées au Volhinien inférieur par Sagatovici (1964). Les marnes et les argiles à intercalations d'agglomérats andésitiques contiennent *Ervilia dissita* et des miliolides volhyniennes. L'activité volcanique durant le Sarmatien inférieur a été ininterrompue et les épanchements de lave ont été prépondérants par rapport aux paroxismes explosifs.

2. Complex volcanique sédimentaire. Il recouvre les andésites pyroxéniques de Seini. L'activité explosive intermittente est en alternance avec une sédimentation rapide. Des laves dacitiques à biotite et à hornblende sont accompagnées de pyroclastites qui prédominent et de sédiments argilo-siltiques à rares grès. La présence des grenats, de la tourmaline, des plagioclases et de la biotite dans les grès indique un apport du sud (massif cristallophyllien de Preluca) par des courants de turbidité.

3. Dacite d'Ulmoasa. Elle est représentée par des laves et des pyroclastites. Ces roches très riches en phénocristaux de quartz contiennent de l'hypersthène, de la hornblende et de l'oligoclase.

4. Pyroclastites andésitiques. Une alternance de tufs et d'agglomérats succède aux dacites. À leur base et à leur toit elles admettent des marnes noirâtres.

III. Eruptions pannoniennes. L'activité volcanique du Pannonien a été tout d'abord mixte, étant marquée par une alternance de laves et de pyroclastites appartenant à l'andésite quartzifère de Murgău.

1. Andésite quartzifère de Murgău. De profondes transformations hydrothermales ont modifiés ces roches : pyroxène substitué par de l'antigorite et de la chlorite, puis par des carbonates (sidérose et calcite). Les pyroclastites (agglomérats, micro-agglomérats et tufs) sont tout autant transformées que les laves. Les grès tuffacés de Tigher qui succèdent aux agglomérats à andésite de Murgău ont livrés *Melanopsis bouei* et *M. bonelii* (Marinescu, 1964) qui atteste les zones B et C du Pannonien.

2. Andésite quartzifère de Berăria. Son apparition sous forme de dyke situé entre le complexe volcanique sédimentaire et la dacite d'Ulmoasa est singulière.



Conclusions

L'alternance répétée de lave, de tuf, d'agglomérats ainsi que de niveaux de sédiments indique la présence des stratovolcans.

Des transformations hydrothermales profondes ont affecté toutes les roches volcaniques.

Si l'on considère la variation de ces transformations par rapport à la profondeur, on constate une certaine zonalité mais qui n'est pas très nette. Ce fait est déterminé par le caractère hétérogène de la succession des produits volcaniques (laves, agglomérats, tufs) ainsi que par la présence des pélites. Les coefficients de porosité ont contrôlé la circulation des solutions hydrothermales, qui est plus intense dans les agglomérats, tandis que les pélites ont écrané le flux juvenil, ce qui n'a pas permis un développement progressif des transformations comme à Baia Sprie, où une zonalité apparaît en rapport avec la profondeur et les filons minéralisés. Parmi les coulées de lave interceptées par la sonde de Săsar on constate que celles de l'andésite pyroxénique de Seini offre une certaine zonalité. Ainsi on peut distinguer dans les couches inférieures, la présence des chlorites associées aux carbonates jusqu'à 638 m. Plus haut l'adulaire est présent et il précède la séricite, les carbonates et le quartz qui remplace même les pyroxènes.

L'adulaire prédomine dans les dacites de type Ulmoasa et auquel s'associent chlorite, calcite et séricite. L'adularisation plus accentuée de ces roches semble provenir vraisemblablement aussi à cause de leur caractère acide. Plus près de la surface, dans l'andésite quartzifère de Murgău, se produit une carbonatation prononcée ; la sidérose est un minéral de substitution très fréquent. En général, la formation de l'adulaire et de la sidérose est en relation avec de faibles minéralisations. Nulle part on ne peut déceler des silicifications intenses accompagnées d'adulaires spécifiques aux épontes des filons aurifères (mines de Săsar et Borzaș).

De la coupe située entre la vallée Borcut et Trăpăcel, il ressort que les formations pré-tortonniennes sont compartimentées par des failles longitudinales. On distingue dans la zone traversée par le forage, des blocs abaissés, situés à l'extrémité de la zone montagneuse. Dans le bloc adjacent, situé plus au nord, l'Eocène affleure dans la vallée d'Ulmoasa tandis que dans le forage il a été rencontré à une profondeur de 869 m. L'andésite de Seini apparaît dans la galerie Trei Stejari (mine Săsar) tandis que dans le forage il est rencontré à une profondeur de 437 m.

Les niveaux des éruptions sarmatiennes et pannoniennes s'endantent avec des sédiments, à l'extrémité de la zone volcanique.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Profil géologique entre vallée Borzaș et Trăpăcel.

Pannonien : 1, andésite basaltoïde ; 2, andésite quartzifère de Berăria ; 3, andésite quartzifère de Murgău : a, pyroclastites, b, laves. Sarmatiens : 4, pyroclastites andésitiques ; 5, dacite d'Ulmoasa ; 6, complexe volcanogène sédimentaire ; 7, andésites de Seini : a, pyroclastites, b, laves. Tortonien : 8, pyroclastites dacitiques ; 9, pyroclastites andésitiques ; 10, andésites à hornblende et à augite ; 11, microdiorites ; 12, Pannonien ; 13, Sarmatiens ; 14, Tortonien ; 15, Oligocène ; 16, Sénonien, Eocène (nappe Botizei) ; 17, schistes cristallins mésométamorphiques ; 18, GTS. Niveau de la galerie Trei Stejari (mine Săsar) ; 19, limite de transgression ; 20, contact anormal (nappe Botizei) ; 21, faille.

Planche III

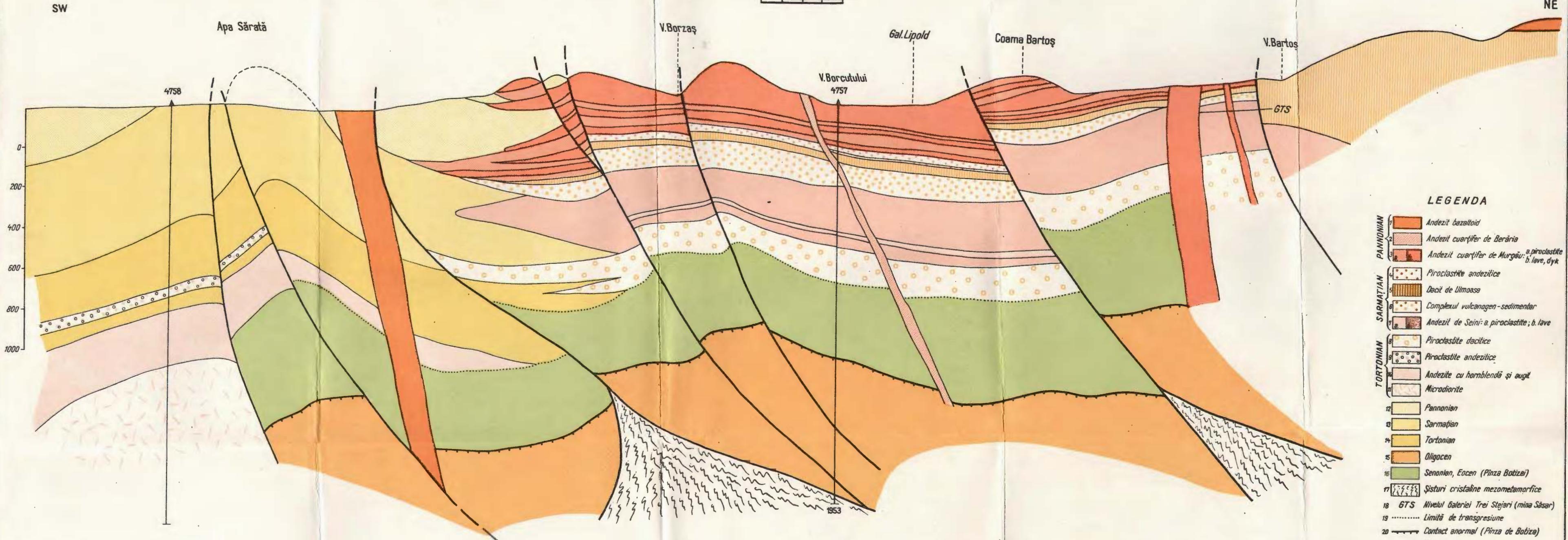
Colonne lithologique du forage Săsar.

1, andésite quartzifère de Berăria-dyke ; 2, andésite quartzifère de Murgău : a, laves ; b, agglomérats ; c, tufts ; 3, pyroclastites andésitiques : a, agglomérats ; b, tufts ; 4, dacite d'Ulmoasa : a, dyke ; b, laves ; c, agglomérats ; 5, dacite à biotite : a, laves ; b, agglomérats ; c, tufts ; 6, andésite de Seini : a, laves ; b, agglomérats ; c, tufts ; 7, pyroclastites dacitiques : a, agglomérats ; b, tuffites ; 8 a, Sarmatiens ; b, Buglowien ; 9, Paléogène et Sénonien ; 10, schistes cristallins ; 11, foraminifères.

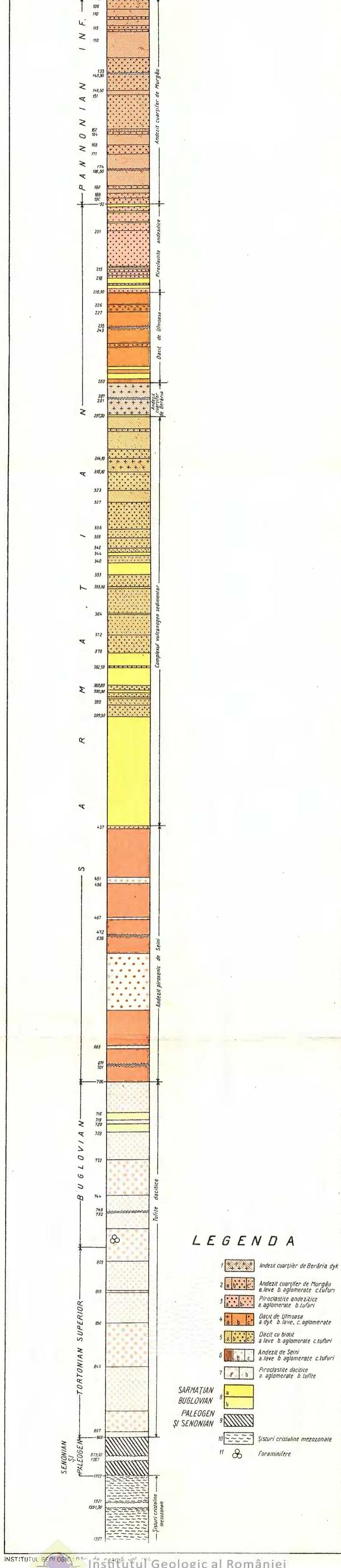


N.GHERASI
PROFIL GEOLOGIC ÎNTRE VALEA BORZAS ȘI TRĂPĂCEL

0 100 200 300 400 m.



PROFILUL FORAJULUI SASAR ISETI. NF 475
REGIUNEA BAIA MARE



PLANŞA I

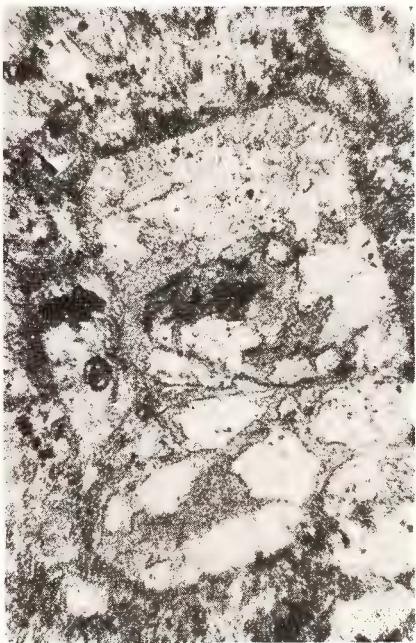


Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1.— Andezit piroxenic de Seini propilitizat m 569, N + ; $\times 23$. Fenocristal de piroxen rombic înlocuit de bastit (alb) și calcit (cenușiu), leucoxen (negru) la marginea piroxenului plagioclaz sericitizat și carbonatat.
Andésite pyroxénique de Seini propilitisée m 569, N + ; $\times 23$. Phénocristal de pyroxène rhombique transformé en bastite (blanche) et calcite (grise), leucoxène (noir) bordant le pyroxène plagioclase séricitisé et carbonnaturé.
- Fig. 2.— Fenocristal de piroxen în andezit de Seini, N + ; $\times 60$. Piroxen substitut de calcit prezintă o structură celulară relictă provenind din bastitizare.
Phénocristal de pyroxène dans une andésite de Seini, N + ; $\times 60$. Pyroxène substitué par de la calcite présentant une structure cellulaire relicte provenant de la bastite (serpentinisation).
- Fig. 3.— Piroxen în andezit de Seini m 543, N + ; $\times 12$. Secțiune bazală de piroxen înlocuită printr-un agregat granular de cuarț în care persistă clorit.
Pyroxène dans une andésite de Seini m 543, N + ; $\times 12$. Section basale de pyroxène remplacé par un agrégat granulaire de quartz dans lequel persiste la chlorite.
- Fig. 4.— Fenocristal de plagioclaz în andezit de Seini m 569, N + ; $\times 60$. Nucleu sericitizat inconjurat de o zonă carbonatată (cenușiu).
Phénocristal de plagioclase dans une andésite de Seini m 569, N + ; $\times 60$. Noyau séricitisé entouré par une zone carbonnaturée.





Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PREZENȚA UNOR ROCI EFUZIVE DE VÎRSTĂ VRACONIAN-CENOMANIANĂ ÎN PARTEA DE EST A MASIVULUI TRASCĂU¹

DE

MARCEL LUPU²

Abstract

On the Presence of some Vraconian-Cenomanian Effusive Rocks within the Eastern Part of the Trascău Massif. In the micropaleontologically dated Vraconian-Cenomanian deposits from the eastern part of the Trascău Massif, the presence of some reworked pyroclastite levels and andesitic rocks is also pointed to in the conglomerates of the series. From previous data it might seem that the above rocks belong to the ophiolitic magmatic cycle.

Rólul important pe care activitatea magmatică l-a avut, atât prin volumul produselor sale cît și prin manifestarea sa aproape continuă, în evoluția geologică a Munților Metaliferi, este un fapt bine cunoscut.

În cursul stadiului sincinematic de dezvoltare a acestei unități a existat însă o perioadă de timp, corespunzătoare în linii mari Cretacicului mediu, asupra căreia datele privind eventualitatea prezenței unor manifestări eruptive sunt încă insuficiente pentru a fi considerate drept certe.

Este drept că în ultimii ani a fost presupusă existența unor magmatite ofiolitice în depozitele cenomaniene și chiar turoniene, dar fără a se prezenta argumente clare pentru stabilirea vîrstei.

Dimian și Popa-Dimian (1964) consideră o parte din ofiolitele de la S de valea Ampoiului, de vîrstă turoniană, prin faptul că se dispun la partea inferioară a stratelor de Bozeș. Ulterior (1967) se renunță la această idee admitîndu-se existența unor contacte tectonice între

¹ Comunicare în ședință din 26 aprilie 1968.

² Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



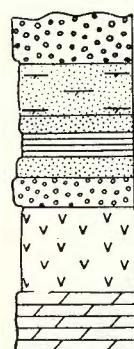
ofiolitele menționate și depozitele turoniene. În același timp vîrsta superioară a manifestărilor ofiolitice este considerată cea apțiană.

Borcoș, Mantea, Gheorghieță (1965) constată prezența în regiunea Zlatna, a unor lave și piroclastite ofiolitice intercalate în depozite atribuite pe baze litologice Cenomanianului.

Scopul notei de față este de a semnala prezența unor roci efuzive în depozitele vraconian-cenomaniene, datează paleontologic, în partea de E a masivului Trascău. În acest sector se dispune transgresiv pe termeni mai vechi un pachet cu o grosime de aproximativ 600 metri, alcătuit, în sectorul nordic, în mod predominant din conglomerate polimictice și subordonat, din nivele de gresii massive, dispuse în lespezi, marne cenușii sau secvențe de tip fliș.

Microfauna acestui pachet denotă, în totalitate, vîrsta albian-superior (vraconian)-cenomaniană.

Pe valea Olteanului, unul din afluenții văii Aiudului se remarcă la marginea de W a comunei Măgina o succesiune de marne cenușii, microconglomerate, gresii cuarțoase și conglomerate (fig. 1) între care se dispune la un moment dat o intercalație de produse piroclastice.



LEGENDA

Fig. 1. — Segment din succesiunea depozitelor vraconian-cenomaniene din Valea Olteanului.

1.	conglomerate cu elemente de pyroclastites;
2.	gresii marnoase cenușii;
3.	argilite negre; 4. gresii cuartzoase;
5.	microconglomerate;
6.	pyroclastites;
7.	marne cenușii cu <i>Rotalipora</i> .

1.	conglomérats à éléments de pyroclastites;
2.	grès marneux grisâtres;
3.	argiles noires;
4.	grès quartzueux;
5.	microconglomérats;
6.	pyroclastites;
7.	marnes grisâtres à <i>Rotalipora</i> .

Microfauna unuia din stratele de marne aflate sub nivelul respectiv este alcătuită din formele *Psammosphaera laevigata* White, *Trochammina abrupta* Geroch³, forme ce denotă Albianul superior, iar în stratul de marne situat imediat sub stratul de piroclastite apar cîteva exemplare de *Rotalipora* sp. forme ce denotă vîrsta cenomaniană.

Interesant este însă faptul că primul nivel de conglomerate ce urmează intercalației de piroclastite remaniază fragmente ale acestora.

³ Analiza micropaleontologică a fost efectuată de Maria Tocorjescu de la Intreprinderea geologică de prospecționi. București.

O situație similară se întâlnește pe aceeași vale către amonte unde (fig. 2) de această dată se interpun două nivele de andezite, remaniate și acestea în conglomeratele care le succed.

Andezitele din aceste puncte sunt bogate în feldspați ortoclazi, uneori cu structură zonară, plagioclazi, piroxeni. Structura este în general ofitică.

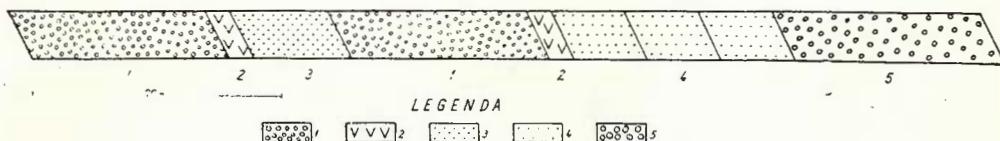


Fig. 2. — Segment din succesiunea depozitelor vraconian-cenomaniene din Valea Olteanului.
1, conglomerate; 2, andezite cu piroxeni; 3, microconglomerate; 4, gresii cuartooase; 5, conglomerate cu elemente de andezite cu piroxeni.

Segment de la succession des dépôts vraconiens-cénomaniens de la Vallée Olteanului.
1, conglomérats; 2, andésites à pyroxènes; 3, microconglomérats; 4, grès quartzzeux; 5, conglomérats à éléments d'andésite à pyroxènes.

Nivelele de marne din acest sector au furnizat, de asemenea, exemplare de *Trochammina* sp. și *Rotalipora*.

În afara punctelor menționate mai există cîteva iviri mai puțin clare, de roci andezitice și, ceea ce este important, numeroase elemente de andezite remaniate în conglomeratele seriei.

Prima întrebare care se pune în legătură cu prezența rocilor efuzive în cuprinsul acestei serii este aceea a ciclului magmatic de care aparțin. M. B o r c o s, care a avut amabilitatea să parcurgă cîteva din secțiunile de andezite, consideră că rocile respective se încadrează în complexul ofiolitic. Desigur că pentru definirea cu precizie a caracterului acestui vulcanism este necesară efectuarea unor studii petrochimice de detaliu.

În orice caz prezența unor roci eruptive în depozite aparținând cu certitudine Vraconian-Cenomanianului constituie un argument clar în favoarea continuării activității magmatice și după faza austrică, considerată pînă în prezent a marca sfîrșitul unei etape de evoluție magmatică.

BIBLIOGRAFIE

B l e a h u M., D i m i a n M. (1967) Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Feneș-Ighiel-Intregalde (Munții Metaliferi). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1, București.

Borcoș M., Mantea Gh., Gheorghie I. (1965) Relații stratigrafice și tectonice între formațiunile sedimentare mezozoice și complexul rocilor eruptive bazice mezozoice, cu privire specială asupra Munților Metaliferi. *S.S.N.G. Comunicări de geologie III*, București.

Dimian M., Dimian-Popa Elena (1964) Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre valea Mureșului și valea Ampoiului. *D. S. Com. Geol. L/1*, București.

LA PRÉSENCE DES ROCHES EFFUSIVES D'ÂGE VRACONIEN-CÉNOMANIEN DANS LA PARTIE E DU MASSIF TRASCĂU

(Résumé)

Jusqu'à l'heure actuelle, bien que mentionnée dans des dépôts cénonmaniens ainsi que turoniens, la présence de certaines magmatites ophiolitiques n'a pu être précisée par des données paléontologiques. Dans cet article, l'auteur fait remarquer l'existence de certaines intercalations de pyroclastites et de roches andésitiques à pyroxènes (remaniées à la fois aux conglomérats de la série) dans la série de l'E du massif Trascău, datées conformément à la microfaune vraconienne-cénomanienne (*Psammosphaera laevigata*, *Trochammina abrupta*, *Rotalipora*). Selon les premières données ces roches appartiennent encore au magmatisme ophiolitique.



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA VULCANISMULUI NEOGEN DIN REGIUNEA GROȘI-BULZA-FINTOAG (EXTREMITATEA SUD-VESTICĂ A MUNTILOR METALIFERI)¹

DE

SERGIU PELTZ², MARGARETA PELTZ², TIBERIU URCAN³

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Neogene Volcanism of the Groși-Bulza-Fintoag Region (Southwestern Outermost Part of the Metalliferous Mountains). This paper presents new data on the display of the Tertiary volcanism over the formerly investigated territory in the southwestern outermost part of the Metalliferous Mountains. The eruptive activity has occurred during two stages on a basement built up of crystalline schists, ophiolites, Cretaceous and Tortonian sedimentary deposits. In the course of the first stage, which has taken place in the Lower Tortonian, also probably in the Middle Tortonian, the volcanism showed a predominantly effusive character, as biotite-and perlite-bearing andesites have been released. In the second eruptive stage, which has especially developed in the Sarmatian, the mixed activity was of a prevailingly explosive character, intrusions of laccolith type, dome, columns and dykes being associated to the former. The sequence of eruptions has ranged from hornblende- and biotite-bearing andesites to basaltoid pyroxenic andesites. During this stage the chief metallogenetic activity has also manifested itself. The volcanism developed under the control of the zone with a minimum resistivity, Tisa-Groși trending ENE-WSW nearly parallel to the axial trending of the Metalliferous Mountains trough.

1. Introducere

În ultimii ani s-au intensificat eforturile întreprinse pentru cunoașterea vulcanismului tînăr din regiunile mai puțin cercetate în trecut pe

¹ Comunicare în ședința din 1 martie 1968.

² Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ Întreprinderea geologică de prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



teritoriul Munților Apuseni. Printre acestea se află și partea sud-vestică a masei eruptive Sîrbi-Lăpugiu-Groși. Cu prilejul cercetărilor pe care le-am efectuat în această regiune în perioada 1963-1966 au fost obținute date noi privind în special manifestările și produsele vulcanismului neogen și metalogeneza asociată, structura masivului eruptiv și istoria desfășurării vulcanismului, precum și asupra structurii geologice a fundamentului pre-tertiar. Sub acest aspect, este în intenția autorilor de a prezenta unele contribuții la cunoașterea vulcanitelor din regiunea Groși-Bulza-Fintoag.

Rocile eruptive din regiune sunt menționate în literatura geologică încă din a doua jumătate a secolului trecut (Stur, 1861; Hauer, Stache, 1863), iar la începutul secolului nostru au fost cercetate mai în detaliu de Kadie (1904, 1906) și Pinkert (1907). O altă etapă în cunoașterea vulcanismului din regiune este marcată prin cercetările efectuate de Iacob⁴ (1944) și Pațiu⁵ (1954), care separă în împrejurimile Bulzei diferite tipuri de roci andezitice, acordind atenție și mineralizației asociate. În ultimii ani Dușa⁶ (1965, 1966) a efectuat cercetări pe întreg teritoriul regiunii Valea Mare-Coșteiul de Sus-Fintoag, aducînd contribuții importante la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii formațiunilor sedimentare.

Relieful regiunii este în general bine diferențiat, morfologia reflecând cu fidelitate structura geologică. Vulcanitele masive constituie forme mai pronunțate (dealul Calea Albă 425 m, dealul Cornu 460 m, dealul Fragale 477 m), în timp ce pirolastitele și în special depozitele sedimentare prezintă un relief domol. Pe teritoriul regiunii cercetate se cuprinde cea mai mare parte din culmea Dealul Mare-Calea Albă care constituie axul orografic al întregii regiuni Tisa-Bulza-Groși, precum și cumpăna de ape între bazinul Mureșului la nord și bazinul Begheiului la sud. Principalele componente hidrografice sunt văile Ioneasca, Bulza și Groși, tributare Mureșului și valea Icuilui, affluent drept al Begheiului.

2. Fundamentul pre-tertiar

2.1. Cristalinul. Numeroasele iviri puse în evidență în diferite puncte cu prilejul cercetărilor efectuate, marchează un fapt nou în cunoaș-

⁴ D. Iacob. Cercetări geologice în regiunea Bulza-Coșteiul de Sus-Fintoag. 1947. Manuscris. Arh. Univ. Babeș-Bolyai. Cluj.

⁵ C. V. Pațiu. Raport geologic minier asupra regiunii Valea Mare-Căprioara-Bulza-Pojoga. 1949. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁶ A. Dușa. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Lăpugiu de Sus-Coșteiul de Sus. 1945. Arh. Com. Stat Geol. București.



terea geologiei regiunii și anume, participarea importantă a șisturilor cristaline la alcătuirea fundamentului.

Principalele zone de apariție se situează la est de Groși în bazinul văii cu același nume, unde sunt bine deschise de pîraiele: Sovoroane, Ilișie, Rîpă, Frâsileasa, Ciuta, Țigănesc și la nord de Coștei în cursul inferior al văii Caselor și al Pîrîului Popii. Acestor zone mai extinse li se adaugă ivirile de la izvoarele pîrîului Huțuleasa și de pe brațul stîng al văii Ioneasca.

Completind considerațiile făcute anterior de unii dintre noi (Peltz, Peltz, 1965) cu privire la prezența cristalinului în regiunea Tisa-Ioneasca, putem admite extinderea complexului Ioneasca spre sud și vest pînă la Coștei și Groși. Pe teritoriul regiunii Tisa-Bulza-Groși șisturile cristaline constituie un rid orientat NE-SW cu lungimea de cca 16 km și lățimea de cca 3 km. Apariția cristalinului în masa vulcanitelor se datorează mișcărilor neogene de care se leagă amorsarea activității eruptive din regiune.

Ca și în sectorul Tisa, la Groși, Coștei și Ioneasca, șisturile epimetamorfice li se asociază produse ale magmatismului inițial reprezentate prin șisturi verzi tufogene, metabazalte și metadolerite. Acestea atestă existența unui magmatism inițial în timpul ciclului tectono-magmatic baicalian (Giuşcă et al., 1967) și în această porțiune a zonei geosinclinale.

Șisturile cuarțito-sericitoase sunt dezvoltate la nord-est de Groși. În masa lor, șisturile cuarțito-cloritoase împreună cu șisturile cuarțito-carbonatice, formează intercalății decimetrice. La est de Groși sunt bine deschise șisturile tufogene cărora li se asociază mici silluri de metadolerite. La Coștei, în special pe Pîrîul Popii sunt bine reprezentate metabazalte și metadolerite care străbat șisturi cuarțitice uneori cu porfiroblaste de albă, șisturi cuarțito-carbonatice, șisturi tufogene. Cristalinul din zona de izvoare a pîrîului Huțuleasa este reprezentat prin șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțito-cloritoase și roci cuarțito-carbonatice. Aceleași roci, cărora li se adaugă șisturi tufogene și metadolerite, alcătuesc ivirea din valea Ioneasca.

2. 2. Ofiolitele. Prezența ofiolitelor a fost recunoscută pe suprafețe relativ reduse, în cîteva puncte disperse în cuprinsul regiunii, la Bulza, Groși, Coșteiul de Sus, fapt ce indică existența lor în fundamentul vulcanitelor neogene. Contra rărerii lui Dusa (1965) admitem prezența



ofiolitelor exclusiv în zona Bulza-Groși-Coștei, deoarece la Fintoag se dezvoltă numai vulcanite clastice sau masive neogene, de natură andezitică.

Aparițiile de la Coșteiul de Sus completează imaginea asupra ariei de răspândire a magmatismului inițial în șanțul Metaliferilor. Se remarcă faptul că ofiolitele se extind și la sud de ridul cristalin. În regiunea cercetată vulcanitele mezozoice constituie curgeri de bazalte și filoane de anamesite și dolerite. Megascopic, bazaltele se prezintă ca roci masive, compacte de culoare neagră sau verzuie. Sub microscop prezintă structura ofitică și textura masivă.

Plagioclazul (An_{55}) reprezintă 40-54% din compoziția modală și apare frecvent ca fenocristale și microlite (0,88/0,2-0,32/0,22 mm), maclate după legea Karlsbad și subordonat după legea albă.

Augitul (3,22%) în general cloritizat, este mineralul melanocrat predominant care se dezvoltă frecvent ca prisme între cristalele de feldspat. Subordonat se observă olivină parțial transformată. Mineralele opace și secundare sunt reprezentate prin magnetit, pirită, clorit și limonit.

Anamesitele și doleritele apar ca roci dure, masive de culoare cenușiu-verzuie și neagră. Sub microscop prezintă structura ofitică sau subofitică.

Plagioclazul (An_{54-78}) apare în fenocristale și microlite (1,6/0,8-0,8/0,16 mm) și reprezintă 72% din compoziția modală. Este maclat după legile albă și albă-Karlsbad. Frecvențe sunt argilizările și sericitizările, sporadice albitezările.

Piroxenii (15,50% - 1,4/0,16-0,16/0,16 mm) sunt reprezentați prin augit și subordonat prin hipersten. Sporadic apare olivină în cristale mici, serpentinizate. Mineralele secundare (8,8% - penin, leptoclorit, epidot, calcit, silice, limonit) se observă pe fisurile mineralelor și în goulurile din masa rocii. Mineralele opace (3,50%) sunt reprezentate prin granule de magnetit și pirită.

2.3. Cretacicul inferior. În colțul nord-vestic al regiunii depozitele cretacic-inferioare bordează pirolastitele andezitice, fiind bine deschise de valea Bulza și afluenții săi, de pîrul Stîna Moșului și valea Dobrilești. Spre sud, împreună cu ophiolitele, depozitele cretacice constituie funda-mentul vulcanitelor neogene cel puțin pînă la Pîrul Anei. Indicații în acest sens au fost furnizate de forajul I.G.E.X. Pîrul Țigănesc (1964), care, străbătînd vulcanitele neogene a interceptat depozitele cretacice (conglomerate roșii — Barremian?) la adîncimea de 356 m.

Înceă în anul 1963⁷ am atribuit depozitele din acest sector al regiunii Tisa-Bulza, Valanginian-Hauterivianului și Barremianului.

Valanginian-Hauterivianul se dezvoltă în facies de fliș și este reprezentat printr-o alternanță de gresii fine la granulare diaclazate, gresii calcaroase, gresii micacee, marnocalcare, calcare, șisturi marnoase și argiloase cenușii. Barremianul este constituit din gresii și conglomerate roșii, dar mai ales din calcare și gresii cenușii.

Depozitele flișului formează cute strinse la care participă ofiolitele din fundament.

3. Formațiunile sedimentare ale culoarului Nemeșești-Lăpugiu și depozitele cuaternare

Formațiunile sedimentare ale culoarului Nemeșești-Lăpugiu sunt bine reprezentate în raza localităților Nemeșești, Coștei de Sus și Fintoag. Ele aparțin Tortonianului și Pannonianului. Contribuții recente la cunoașterea acestor depozite au fost aduse de D ușa (1965, 1966).

3.1. Tortonian. Depozitele tortoniene ocupă suprafețe importante și sunt bine deschise la Coștei și Fintoag. Se distinge un facies calcaros recifal a cărui extindere este limitată la zonele de bordură ale culoarului și un facies marno-argilos care ocupă părțile interne. La Coștei aceste două faciesuri par să se îndințeze. Din punct de vedere tectonic, depozitele tortoniene pun în evidență dispoziția monoclinală a stratelor, cu căderi de 10°-12° spre sud în apropierea contactului cu eruptivul și mult mai mici, 4°-6°, spre interiorul bazinului.

3.2. Pannonian. Depozitele pannoniene sunt prezente pe toată bordura nordică a culoarului, extinzându-se spre nord-vest în bazinul văii Groși. Prezența pietrișurilor pannoniene — azi ca petece izolate — în punctele cele mai înalte ale reliefului vulcanic, sunt o dovadă a acoperirii masivului eruptiv de către apele lacului pannonic. Depozitele sunt alcătuite din nisipuri fine, gălbui, nisipuri argiloase (Groși-Nemeșești), nisipuri groși și pietrișuri cu elemente rulate de cuarț (Coștei-Bulza-Fintoag). Aceste ultime depozite ar apartine Pannonianului superior (D ușa, 1965).

La Groși (valea Cornii, valea Cocinei, valea Răpilor), nisipurile și nisipurile argiloase conțin intercalații de gresii limonitice compacte și

⁷ S. Peltz, Margareta Peltz. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Zam-Tisa-Bulza. 1963. Arh. Com. Stat. Geol. București.

dure. Grosimea acestora este cuprinsă între 6-12 cm, iar conținutul în fier este de 33,44 %. Prezența acestor iviri în cuprinsul depozitelor pannonicene, atestă posibilitatea acumulării sedimentogene a fierului în condițiile oferite de lacul pannonic și în această porțiune a teritoriului său.

3.3. Cuaternar. Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin aluviovinele văilor Ioneasca, Bulza, Groși, Icui.

4. Formele de manifestare și produsele vulcanismului neogen

În timpul Miocenului și probabil la începutul Pannonianului, regiunea Groși-Bulza-Fintoag a fost sediul unor importante și variate manifestări ale vulcanismului andezitic. Aproape jumătate din masa eruptivă eliberată în cursul acestei activități și care în regiunea Tisa-Bulza-Groși ocupă suprafața de cca 80 km², este cuprinsă în teritoriul care constituie obiectul lucrării.

Datele de care dispunem pînă în prezent conferă activității explozive rolul principal în ansamblul vulcanismului. Fără a exclude posibilitatea ca o parte din material să provină din centre situate în alte puncte, admitem în primul rînd că volumul important de produse vulcanice este rezultatul activității desfășurate în regiunea Groși-Bulza-Fintoag. Materialul a fost eliberat de aparate cu activitate mixtă preponderent explozivă sau efuzivă, a căror anatomie a putut fi reconstituită parțial. Destul de importantă mai ales sub raportul implicațiilor metalogenetice, a fost activitatea intrusivă sincronă celei extrusive.

4. 1. Strato-vulcanul Calea Albă. Produsele acestei structuri ocupă în colțul sud-vestic al regiunii, între Groși și Coșteiul de Sus, suprafața de cca 8 km². Ele sunt reprezentate prin curgeri de andezite cu biotit și cu totul subordonat prin brecii piroclastice cu elemente de compoziție asemănătoare curgerilor. Acestea constituie o intercalăție cu grosimea de 6 m care este vizibilă pe pîrîul Teiușului și în versanții săi.

Nu posedăm date privind caracterul primei erupții. Este cert, că în activitatea acestui aparat de tip central s-au manifestat două momente efuzive de amploare și un moment exploziv de intensitate redusă. Extinderea mai importantă a curgerilor spre Nemeșești și Groși arată că revârsările au manifestat o tendință mai pronunțată pe clinele vestice și nordice ale vulcanului. Aici se observă relații care permit plasarea în timp a activității eruptive.

Atribuirea corectă a vîrstei andezitului cu biotit este deosebit de importantă pentru plasarea în timp a începutului activității vulcanice din



acest sector al regiunii. K a d i c (1905) admite că erupția s-a produs după depunerea calcarelor de Leitha, deoarece pe valea Gemenii andezitul cu biotit ocupă o poziție superioară acestor depozite. Cu prilejul cercetărilor detaliate efectuate în acest sector⁸ a fost observată prezența curgerii de andezit cu biotit, sub calcarele de Leitha. Pornind probabil de la aceleași considerații, D uș a (1963) atribuie acestui andezit o vîrstă helvețian-superioară. Relațiile directe de superpoziție între calcarele de Leitha și andezitul cu biotit observate pe valea Gemenii, valea Păunii, dealul Cărbuneasa precum și considerații de ordin regional privind caracterul și succesiunea erupțiilor miocene pe întreg teritoriul extremității sud-vestice a Munților Metaliferi, sau în alte regiuni ale Munților Metaliferi (C i o f l i c a et al., 1966; R ă d u l e s c u, B o r c o s, 1967), ne permit să considerăm că cel puțin una din cele două erupții de andezite cu biotit s-a produs în Tortonianul inferior.

În deschiderile din bazinul văii Groși, andezitul cu biotit suportă pirolastitele grosiere aparținând vulcanilor din est și depozite pannoniene. Pe bordura estică la vest de valea Caselor, curgerea superioară este afectată de intruziunea lacolitului Bulza — Coștei.

Megascopic se prezintă ca roci compacte, masive, de culoare albă sau roșie. Sub microscop se disting fenocristalele de oligoclaz (16,40 % — 2/0,6-0,4/0,2 mm) și biotit (9 % — 1,2/0,2-0,8/0,2 mm). În cadrul curgerii din bazinul superior al pârâului Ciungi, affluent al văii Groși, a fost pusă în evidență prezența perlitelor⁹ (pl. II, fig. 3). Megascopic se prezintă ca roci sticloase, negre, cu textură fluidală. Masa fundamentală constituie 80 % din rocă și prezintă o microstructură hialină. În ea se disting fenocristale de plagioclaz (15,50 % — 1,6/0,6-0,8/0,4 mm) maclat albă, fenocristale și microlite de biotit (5 % — 2/1,2-0,4/0,2 mm).

4.2. Strato-vulcanii din partea centrală și vestică a regiunii. În restul regiunii studiate, alternanța de pirolastite și lave, indică manifestarea unui vulcanism mixt, preponderent exploziv. Cercetări detaliate ne-au condus la conturarea a numeroase curgeri de andezite răspândite pe întregul teritoriu care constituie intercalații în masa piroclastitelor. Atribuirea acestora centrelor de erupție este dificilă. Pentru majoritatea situațiilor, reconstituirea anatomiciei aparatelor vulcanice și în primul rînd

⁸ T. U r c a n. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase executate în partea de SW a Munților Metaliferi, zona Bulza-Coșteiul de Sus-Lăpușnicu. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁹ Op. cit. pct. 8.



punerea în evidență a canalelor de alimentare, nu a putut fi realizată. Acestea sunt probabil acoperite de produsele ultimelor explozii, fie au fost distruse de ele.

Distribuția curgerilor și relațiile între ele, indicațiile oferite de studiul cantitativ al elementelor constitutive din piroclastite (Peltz, Peltz, 1968), precum și rezultatele prospecțiunilor gravimetrice¹⁰ indică situarea principalei linii eruptive în zona Dealul Mare-dealul Fragale-Calea Albă. Pornind de la aceste considerații conjugate cu cele geomorfologice putem admite că unul din centrele eruptive se situează în dealul Fragale. Aceasta îi atribuim curgerile de andezite cu hornblendă și biotit din zona de izvor a brațului stîng al văii Ioneasca, curgerile de andezit cu hornblendă din : dealul Cornu, brațul stîng al văii Ioneasca, dealul Fragale, precum și cele de andezit cu piroxeni și hornblendă din zona dealul Fragale-Dealul Mare.

Pentru vulcanitele din partea centrală a regiunii (Bulza-Ioneasca) rămîne deschisă problema localizării centrelor de erupție mixtă.

4.2.1 Caracterizarea petrografică a produselor. La alcătuirea lavelor precum și a elementelor constitutive din piroclastite participă andezite cu hornblendă și biotit, andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și piroxeni, andezite cu piroxeni.

A n d e z i t e c u h o r n b l e n d ă v e r d e și b i o t i t . Megascopic se prezintă ca roci masive de culoare cenușie, cenușiu-rozie. Sub microscop, prezintă structura porfirică determinată de fenocristalele de plagioclaz, hornblendă și biotit. Microstructura masei fundamentale este hialopilitică, pilotaxitică sau microlitică (pl. I, fig. 1,4).

Plagioclazul (An_{28-37}) apare ca fenocristale prismatice sau tabulare maclate după legile albit și albit-Karlsbad și zonate (25% – 2,2/1-0,52/0,24 mm).

Hornblenda verde reprezintă între 5,22-0,31 % din compoziția modală și apare de asemenea ca fenocristale, cristale cu dimensiuni intermediare și microlite (2/0,72-1/0,32 mm), predominând secțiunile prismatice.

Biotitul este subordonat cantitativ (5,4-3,86 %) și formează cristale intermediare cu incluziuni de magnetit.

Masa fundamentală este constituită din sticlă, microlite de plagioclaz, biotit, hornblendă, magnetit.

¹⁰ J. Andrei. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu din partea de vest a M. Metaliferi și partea de est a M. Drocea, pentru localizarea intruziunilor gabbroice și banatitice. 1963. Arh. Com. Stat Geol. București.

În cazul alterării rocii, fapt vizibil la ivirile din valea Ioneasca, în masa fundamentală se observă calcit, sericit, și plaje de limonit.

Andezitele cu hornblendă sunt reprezentate prin : andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă brună, proaspătă sau opacitizată (pl. II, fig. 1).

Sunt roci masive sau ușor poroase de culoare cenușie sau cenușiu-roșiatică din cauza alterărilor. Prezintă structura porfirică sau glomeroporfirică determinată de fenocristale de plagioclaz și hornblendă. Structura masei fundamentale este pilotaxitică sau hialopilitică.

Plagioclazul (An_{36}) formează fenocristale sau microlite, în general proaspete (32 % — 3,8/2,8-1/0,6 mm).

Hornblenda (7 % — 1,2/1-0,8/0,6 mm) apare frecvent în fenocristale cu habitus prismatic ; este uneori substituită prin clorit și carbonatii.

La andezitul cu hornblendă verde din bazinul văii Huțuleasa se observă hidrotermalizări incipiente reprezentate prin sericitizări și argilizări vizibile în cadrul mineralelor și al masei fundamentale.

În cazul ivirilor din pîrîul Șurii transformările sunt mai avansate. Circulația soluțiilor hidrotermale a determinat distrugerea structurii, a compactității și coerenței, substituirea melanocratelor prin minerale secundare tipice procesului de propilitizare.

Andezitul cu hornblendă și piroxeni este împreună cu andezitele amfibolice tipul cel mai răspîndit în cadrul regiunii.

Megascopic se prezintă ca o rocă compactă, masivă de culoare cenușie sau cenușiu-verzuie. Sub microscop se observă structura porfirică și microstructura masei fundamentale pilotaxitică, microlitică hialopilitică (pl. II, fig. 2).

Plagioclazul (An_{32-40}) formează fenocristale tabulare sau prismatice, cristale intermediare și microlite prismatice. Prezintă macle după legea albit și zonări (35,42 % — 1,8/0,8-1,2/0,4-0,2/0,08 mm).

Hornblenda reprezintă între 6-11 % din compoziția modală și aparține fie varietății verzi proaspete sau opacitizate marginal, fie varietății brune.

Piroxenii (4,14-10,45 % — 1,2/0,4-0,6/0,4-0,16/0,16 mm) apar ca fenocristale și microlite fiind reprezentate prin augit (uneori maclat polisintetic) și hipersten ; sporadic se observă prezența augitului titanifer și a pigeonitului.

Andezitul cu piroxeni. Fără a delimita cartografic menționăm prezența în cadrul acestui tip a andezitului cu augit și a andezitului cu augit și hipersten.



Aspectele megascopice sunt în general asemănătoare pentru ambele varietăți : roci masive, compacte de culoare cenușiu-negricioasă sau neagră. Sub microscop prezintă structura porfirică sau glomeroporfirică determinată de plagioclazi și piroxeni. Microstructura masei fundamentale este hialopilitică sau pilotaxitică.

Plagioclazul (An_{42-57}) este în general proaspăt și prezintă frecvent macle albit (9,68-31 % — 1,6/0,48-0,4/0,08 mm).

Augitul (5,06-10,04 % — 1,68/0,88-0,16/0,08 mm) este uneori maclat sau cloritizat. Sporadic se observă augitul titanifer sau pigeonitul.

Hiperstenul (2,17-5,42 % — 0,4/0,16-0,24/0,08 mm) este întotdeauna subordonat cantitativ în raport cu augitul. Masa fundamentală este constituită din sticlă, microlite de plagioclaz, piroxeni, olivină, granule și pulbere de magnetit. Uneori se observă alveole umplute cu calcit și clorit, plaje de limonit, fisuri cu carbonați și limonit.

Că urmare a predominării activității explozive în cadrul aparatelor din regiune sau din zonele învecinate, rocilor piroclastice li se raportează că 75% din masa vulcanitelor neogene. În forajul din pîrîul Tigănesc complexul stratovulcanic predominant exploziv a fost străbătut pe 356 m ; în medie putem aprecia grosimea stivei de material exploziv la cca 200 m.

Prelucrarea statistică a datelor cantitative (Peltz, Peltz, 1969) arată că pirolastitele grosiere sunt reprezentate prin : breccii piroclastice cu liant microbreccios și lapillic, aglomerate cu liant microaglomeratic, aglomerate cu liant microaglomeratic și lapillic, aglomerate mixte vizibile la limita cu fundamental. Cea mai mare extindere se observă la aglomeratele cu liant microaglomeratic și lapillic. Din punct de vedere al compoziției elementelor constitutive predominantă andezitele cu hornblendă și piroxeni și andezitele cu piroxeni.

Pirolastitele fine sunt reprezentate prin tufuri lapillice și tufuri litoclastice, litovitroclastice, litovitrocristaloclastice (pl. II, fig. 4). La alcătuirea lor participă litoclaste de andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și piroxeni, andezite cu piroxeni, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, piroxeni, magnetit.

În zonele cu hidrotermalizări din pîrîul Tigănesc, valea Huțuleasa, valea Godineasa, pîrîul Burău, litoclastele sunt argilizate, liantul piroclastitelor grosiere sau fine prezintă argilizări, limonitizări, marcasitizări (Fintoag) și este străbătut de fisuri umplute cu limonit, calcit, opal, marcasită. Tufurile lapillice din pîrîul Tigănesc sunt mineralizate cu stibină.



În bazinul văii Bolînda piroclastitele din cupola lacolitului Bulza-Groși prezintă hidrotermalizări și indicații de mineralizare asemănătoare celor prezente în masa corpului¹¹.

4.3 Activitatea intrusivă. În regiunea cercetată, la Coșteiul de Sus, Bulza și Fintoag se află numeroase intruziuni andezitice variate ca formă de zăcămînt și compoziție mineralogică. Ele caracterizează al treilea aspect al manifestării vulcanismului, desfășurat în timpul activității efuzeive și a celei explosive.

Lacolitul Bulza-Coștei reprezintă cel mai mare corp eruptiv din regiune, în care se localizează mineralizația auro-argentiferă și de sulfuri polimetalice de la Bulza¹². Corpul străbate fundamentul pre-tertiar și depozitele tortoniene, precum și portiunile inferioare ale stivei de piroclastite. La alcătuirea sa participă andezite cu hornblendă verde și biotit ale căror principale caractere mineralogice au fost descrise. În mod deosebit ar fi de menționat larga dezvoltare a fenocristalelor de plagioclaz (2,2/1 mm) și hornblendă (2/0,82 mm), care imprimă un aspect structural cu totul particular — macroporfiric — acestui andezit. În cadrul andezitului cu hornblendă și biotit macroporfiric sunt larg dezvoltate proceșele de propilitizare, sericitizare, carbonatare și argilizare (pl. I, fig. 2). Aparițiile din pîraiele Viezurimii, Bolînda și Huțuleasa, arată extinderea la nord — sub placa pirolastitelor — a corpului unitar de la Coșteiul de Sus; astfel, acesta ar ocupa suprafața de cca 6 km².

Corpul Ionicăsca. În cadrul regiunii este cuprinsă numai partea sudică a unei alte importante structuri subvulcanice, probabil lacolitică. Aceasta este constituită din diorite și microdiorite cu piroxeni și biotit. Are o formă eliptică fiind vizibilă pe direcția axului mare orientat N-S, între valea Ghiniș la nord și pîrîul Putorii la sud (cca 3 km).

Corpul străbate fundamentul ofiolitic și cretacic precum și o parte din complexul stratovulcanic din partea nord-estică a regiunii și este acoperit de curgerea andezitului cu piroxeni.

Dioritele sunt roci compacte de culoare cenușie. Prezintă structura hipidiomorf-granulară și textura masivă.

Plagioclazul (An_{42}) este constituentul mineralologic principal (42,10%). Apare în cristale cu conture idiomorfe maclate după legea albit-Karlsbad (1,4/0,5-0,2/0,08 mm). Importantă este și participarea piroxenilor monoclinici în general proaspeti (20% — 1,2/0,8-0,12/0,08 mm). Interesantă

¹¹ S. Pełtz, T. Urca n. Raport asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe executate în regiunea Zam-Tisa-Bulza. 1964. Arh. Com. Stat Geol. București.

¹² Op. cit. pct. 11.



este frecvența biotitului ($5\% - 0,8/0,4-0,2/0,2$ mm) în asociere cu piroxenii, situație neîntîlnită în cazul produselor extrusive și a cuarțului xenomorf ($2,9\% - 0,4/0,08-0,12/0,08$ mm) care ocupă spațiile libere rămase după cristalizarea celorlalte minerale (pl. I, fig. 3).

Microdioritele prezintă aceleași particularități mineralogice. Ele constituie fie zone restrânse în corpul dioritic, fie porțiuni periferice, apofizale.

TABE
Analiza chimică a rocilor din

Nr. crt.	Roca și locul de proveniență	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	Andezit piroxenic bazaltoid affluent stg. valea Ioneasca	52,60	1,00	16,25	4,60	3,50	0,25
2	Diorit cu piroxeni și biotit valea Ioneasca	53,88	0,82	16,72	5,09	3,58	0,15
3	Andezit cu piroxeni, pîrul Burău	53,90	0,50	16,98	6,33	1,72	0,38
4	Andezit cu hornblendă și biotit, valea Ioneasca — bifurcare	55,20	0,90	16,00	6,40	1,60	0,30
5	Andezit cu hornblendă și biotit macroporfiric valea Bolinda	55,62	0,58	16,22	2,47	3,60	0,15
6	Andezit cu hornblendă, pîrul Șurii	55,67	0,62	15,11	3,28	3,72	0,21
7	Andezit cu hornblendă și piroxeni, Dealul Mare	57,48	0,71	16,24	6,67	0,66	0,72
8	Andezit cu hornblendă și piroxeni, valea Ioneasca	57,85	0,61	16,57	0,02	4,50	0,09
9	Perlit, valea Ciungii	66,40	urme	12,08	1,50	0,74	—
10	Andezit cu biotit, pîrul Teiușului	68,40	urme	9,03	2,39	0,63	—



Un alt corp, dar de dimensiuni mai mici (cca 1,5 m²) este domul Burău-Godineasa situat în extremitatea estică a regiunii. Domul străbate șisturi cristaline, depozite tortoniene și o parte din stiva piroclastitelor andezitice, care cuprinde produse ale erupțiilor de andezite cu hornblendă și piroxeni și de andezite cu piroxeni.

În diferite puncte ale regiunii și la diferite nivele, complexul stratovulcanic este străbătut de intruziuni minore de tipul stilp, dyke, apofiză.

LUL 1

regiunea Groși-Bulza-Fintoag

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O +	H ₂ O -	Total	Analiști
5,50	8,50	2,91	2,82	0,27	1,55	0,26	1,00	0,95	99,53	Gr. Racu
2,50	7,00	3,80	3,01	0,35	0,85	0,13	0,89	0,76	99,53	Suzi Iliescu
4,56	8,70	3,07	2,14	0,19	—	—	1,70	0,23	100,40	Alexandra Dănculescu
3,30	7,00	3,10	4,35	0,30	1,70	0,35	1,16	1,40	101,36	Gr. Racu
3,90	6,73	2,67	1,78	0,15	4,00	urme	1,06	0,95	99,70	A. Kizyk
4,48	6,44	3,35	1,78	0,16	3,97	urme	0,75	0,29	99,72	A. Kizyk
2,45	6,23	2,56	2,55	0,23	0,88	urme	1,33	1,58	100,16	A. Kizyk
3,12	5,60	2,85	1,86	0,21	3,97	0,10	2,07	1,48	100,83	Florica Negrescu
0,40	7,40	2,88	3,50	0,02	2,48	0,06	2,40	0,05	99,91	Cristina Popescu
0,40	8,35	1,94	3,48	0,08	2,71	—	2,90	0,07	100,38	Cristina Popescu



Localizarea și alcătuirea acestor corpuri este următoarea: pîrîul Școlii și valea Ioneasca la ramificație — andezit cu hornblendă și biotit; pîrîul cu Rogoz — andezit cu hornblendă; valea Bulza la Biserică — andezit cu hornblendă și piroxeni; valea Bulza la ramificație — andezit cu piroxeni și pîrîul Vila Rece — andezit piroxenic bazaltoid.

4.4. Chimismul. Considerațiile privind chimismul vulcanitelor din regiune sunt făcute pe baza prelucrării unui număr de 10 analize (tab. 1)

TABE
Valorile

Numărul analizei	Q	L	M	π	γ	α	mg	k	ti	p	si
1	32,2	40,2	27,6	0,34	0,19	0,58	0,55	0,38	2,05	0,31	138,16
2	42,1	41,5	16,4	0,44	0,11	0,26	0,34	0,34	1,78	0,35	160,17
3	35,2	40,8	24,0	0,39	0,20	—	0,51	0,28	0,96	0,16	144,67
4	3,4	43,2	22,2	0,24	0,21	0,77	0,43	0,49	1,94	0,35	162,36
5	41,9	39,5	18,6	0,93	0,09	2,51	0,53	0,30	1,34	0,19	176,7
6	38,9	39,4	21,7	0,37	0,13	1,77	0,53	0,26	1,47	0,18	171,16
7	43,7	40,4	15,9	0,40	0,94	2,53	0,38	0,39	1,83	0,20	194,9
8	47,1	37,9	15,0	0,36	—	4,35	0,53	0,30	16,9	0,21	203,5
9	52,1	36,0	11,9	0,16	0,68	7,08	0,26	0,44	—	0,26	296,51
10	55,5	28,4	16,1	0,12	0,71	6,81	0,20	0,54	—	0,28	322,66

executate pe probe recoltate de noi care aparțin și corespund tuturor tipurilor petrografice separate. Au fost calculați parametrii Niggli (tab. 2) și Zavarîțki (tab. 3), precum și norma C. I. P. W. (tab. 4).

Din examinarea parametrilor Niggli observăm că rocile andezitice din regiunea Groși-Bulza-Fintoag aparțin următoarelor tipuri de magme calcoalcaline: orbitică, normal dioritică, lamprodioritică, tonalitică, peléeitică, peléeitică-melacuară-dioritică, normal granitică-tasnagranitică, tasnagranitică.

Magmele prezintă un pronunțat caracter isofalic cu tendință semi-femică. Andezitul cu biotit și perlitul se proiectează în cîmpul magmelor subfemice (diagrama *al-fm*, fig. 1).



În diagrama de variație a parametrilor Niggli (fig. 2) curbele valorilor *al* și *alk* manifestă o tendință generală de creștere cu aspect normal, exceptie făcând segmentul terminal corespunzător andezitului cu biotit și perlitului. Punctul isofal corespunde valorii *si* = 190. Parametrul *c* prezintă valori mai ridicate decât cele ale parametrului *alk*, acuzând caracterul net calcoalcalin al rocilor în discuție. Valorile parametrului *c* se cuprind în limite strânse (*c* = 20-25), exceptie făcând și de data aceasta andezitul cu biotit și perlitul (tab. 2 și fig. 2). Pentru parametrul *fm* s-a

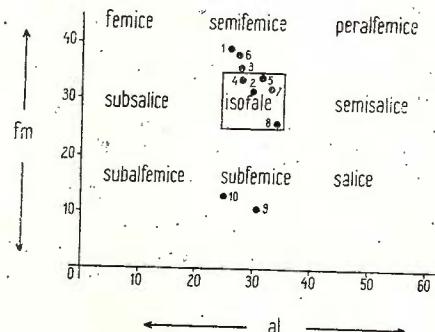
LUL 2

Niggli

<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>c/fm</i>	<i>o</i>	Tipul de magmă
25,1	38,9	23,9	12,1	0,61	0,23	Orbitică
29,3	31,8	22,3	16,6	0,70	0,35	Normal dioritică
26,9	35,6	25,0	12,4	0,70	0,35	Lamprodioritică
27,7	33,2	22,1	17,0	0,69	0,42	Normal dioritică
30,5	34,6	23,0	11,9	0,66	0,17	Tonalitică
27,3	38,1	21,1	13,5	0,56	0,20	Tonalitică
32,4	31,2	22,6	13,8	0,72	0,54	Peléeitică
34,4	30,4	21,2	14,0	0,69	0,13	Peléeitică — Melacuarțdioritică
31,9	10,2	35,4	22,5	3,47	0,22	Normal granitică — Tasnagranitică
24,9	13,6	42,2	19,3	3,10	0,62	Tasnagranitică

Fig. 1. — Diagrama *al-fm*.

Diagramme *al-fm*.



obținut o curbă de variație cu aspectul cel mai neregulat și tendință generală descendenta.

Și diagrama de variație a parametrilor Zavarițki (fig. 3) exprimă gradul avansat de diferențiere a rocilor din regiune. Chimismul diferit

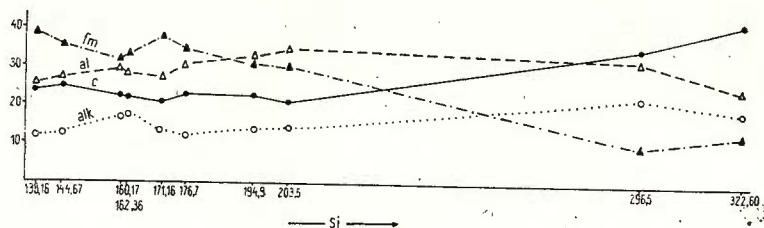


Fig. 2. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.

Diagramme de variation des paramètres Niggli.

al andezitului cu biotit și perlitului pe de o parte și a andezitului piroxenic bazaltoid pe de altă parte se reflectă în proiecția acestora la extretele cîmpului. În zona sa intermedieră se cuprind celelalte roci pentru care poziția și orientarea vectorilor indică participarea diferită a FeO, Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, Na₂O și K₂O la alcătuirea lor chimică.

În ansamblu, diagramele de variație ale valorilor Niggli și Zavarițki indică particularități de diferențiere care confirmă separațiile efectuate pe baza studiului petrografic și justifică gruparea petrogenetică a produselor.

TABELUL 3

Valorile Zavarițki

Nr. analizei chimice	a	b	c	s	f'	m'	n	c'	Ø	t	q	$\frac{a}{c}$
1	10,7	21,7	5,7	61,9	33,9	43,58	63,03	22,43	17,30	2,92	15,7	1,87
2	13,3	16,6	5,1	65,0	50,0	2,67	65,59	23,27	27,58	2,20	-1,7	2,60
3	10,7	20,0	6,3	63,0	37,76	3,95	64,93	27,72	27,72	1,32	-1,7	1,69
4	13,4	17,6	4,2	64,8	42,06	2,53	52,08	25,39	31,74	2,34	-2,6	3,19
5	9,1	15,0	7,1	68,8	40,88	40,78	69,35	11,33	15,76	1,50	12,3	1,28
6	10,4	17,5	5,4	66,7	39,18	44,89	44,08	15,91	17,14	1,76	12,6	1,95
7	10,1	12,6	6,7	70,6	54,33	34,10	69,42	11,56	48,56	1,86	14,30	1,50
8	9,8	10,7	7,2	72,3	45,83	53,47	69,69	2,77	13,88	1,64	17,8	1,36
9	11,6	9,4	2,4	76,6	20,74	7,40	55,95	71,85	13,33	—	27,6	4,83
10	9,2	6,0	7,4	77,4	42,69	11,23	45,58	46,06	33,70	—	29,0	1,24



Marea majoritate a rocilor analizate prezintă un conținut de $\text{Ca} > \frac{\text{Fe} + \text{Mg}}{2}$ (diagrama $mg-c/fm$, fig. 4), o alcalinitate intermedie și redusă (diagrama $al-alk$, fig. 5).

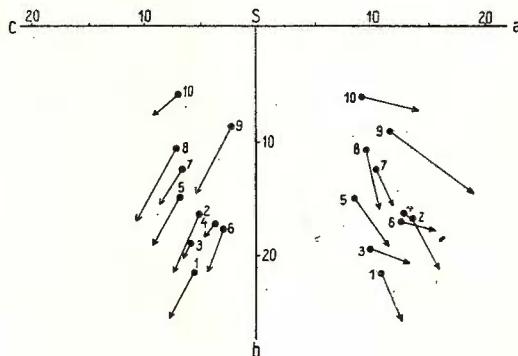


Fig. 3. — Diagrama parametrilor Zavaritki.

Diagramme des paramètres Zavaritki.

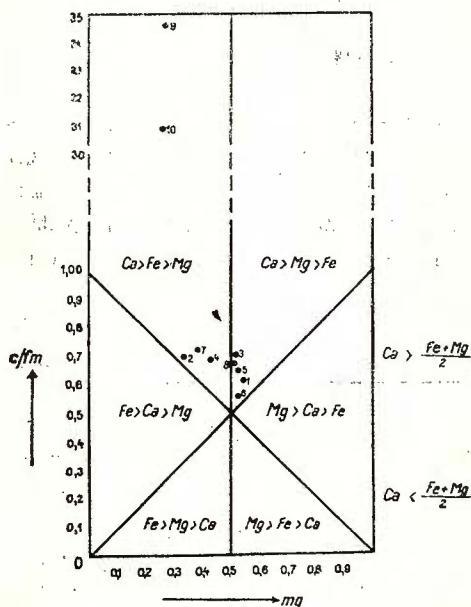


Fig. 4. — Diagramma $mg-c/fm$.

Diagramme $mg-c/fm$.

În diagrama QLM (fig. 6) se remarcă de asemenea caracterul calcoalcalin al magmei din care s-au diferențiat rocile analizate. Majoritatea lor corespunde unor roci saturate în silice și se plasează deasupra liniei PF sau foarte aproape de aceasta, cuprinzîndu-se în cîmpul Lassen Peak. Andezitul cu hornblendă și biotit din valea Ioneasca și andezitul cu horn-



blendă din pîriul řurii se proiectează la limita cîmpurilor Lassen Peak și Tristan da Cunha.

Observațiile de pînă acum privind caracterele chimice — de ansamblu și de detaliu — ale rocilor analizate, particularitățile de diferențiere,

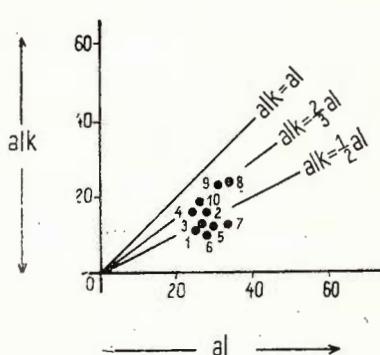


Fig. 5. — Diagrama al-alk.

Diagramme al-alk.

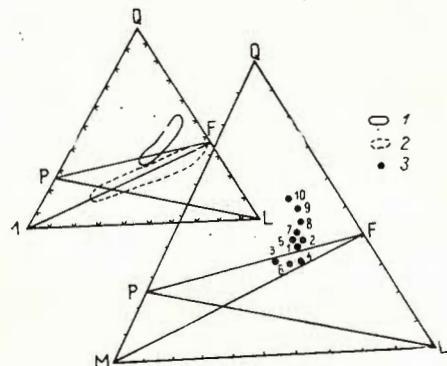


Fig. 6. — Diagrama Q,L,M.

Diagramme Q,L,M.

sînt completate cu indicațiile oferite de diagrama QAP (fig. 7). Ceea ce fusese remarcat și în diagramele anterioare privitor la diferența între chimismul asociației de roci aparținînd celor două etape din desfășurarea vulcanismului se ilustrează cu pregnanță în această diagramă. Astfel, andezitul cu biotit și perlitul și restul andezitelor pe de altă parte ocupă

TABE
Minerale

Nr. ana- lizei chimi- ce	SiO ₂	Apatit	Ilmenit	Ortoză	Albit	Anortit	Magnetit	Hematit
1	52,60	0,6	1,7	16,0	25,1	21,9	3,8	—
2	53,88	0,6	1,4	18,1	34,5	15,1	4,5	—
3	53,90	0,3	0,7	10,5	23,9	22,8	2,1	1,3
4	55,20	0,5	1,4	23,3	25,3	15,4	1,4	7,2
5	55,62	0,3	1,1	11,4	25,8	29,0	2,4	—
6	55,67	0,3	1,1	10,5	29,7	20,6	2,9	—
7	57,48	0,3	1,3	15,3	23,2	25,7	—	2,9
8	57,85	0,3	1,1	11,2	25,7	26,8	0,1	—
9	66,40	0,3	—	19,7	24,9	9,3	1,2	—
10	68,40	0,3	—	21,3	17,9	5,8	1,2	0,5

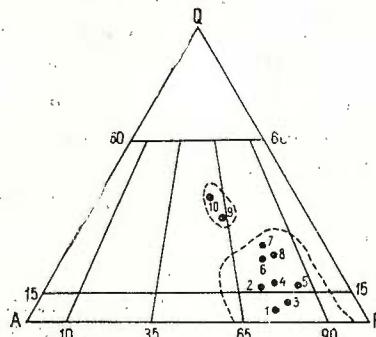


septoare diferite bine delimitate. Poziția celor două sectoare conturate de noi este asemănătoare celei a cîmpurilor ciclurilor I și II separate de Rădulescu și Borcoș (1967) în cadrul vulcanitelor terțiare din Munții Apuseni.

Pe linia unei diagnoze mai corespunzătoare a rocilor vulcanice studiate, pentru care compoziția modală reflectă numai în parte pe cea reală, au fost utilizate datele compoziției virtuale (tab. 4). În acest sens ar fi de menționat că în acord cu clasificarea lui, Streichen (1967),

Fig. 7. — Diagrama Q,A,P.

Diagramme Q,A,P.



în triunghiul QAP rocile analizate corespund cîmpurilor 3b — riodacit și 9 — latit-andezit, latit-bazalt.

În completarea datelor oferite de compoziția modală este de reținut prezența enstatitului în compoziția virtuală a andezitului cu hornblendă

LUL 4

normative

Wo- lasto- nit	Diopsid	Hipersten	Enstatit	Corindon	Cuărț	Q	A	P
—	16,9	11,0	—	—	2,7	4,1	24,4	71,5
—	13,5	3,5	—	—	8,8	11,5	23,7	64,8
6,8	—	—	14,2	—	17,3	7,8	18,4	73,8
—	5,7	15,7	—	—	12,6	16,5	30,4	53,1
—	9,5	18,8	—	—	8,6	11,5	15,3	73,2
2,3	—	—	8,5	—	11,6	16,0	14,5	69,5
—	0,1	18,4	—	—	20,5	24,2	18,1	57,7
12,4	—	1,5	—	2,3	16,2	20,3	14,0	65,7
1,0	—	—	1,4	—	28,4	34,5	23,9	41,6
					33,5	42,7	27,1	30,2



și biotit din valea Ioneasca și a andezitului cu hornblendă și piroxeni din Dealul Mare.

Ivirea din pîrîul Vila Rece (analiza 1) cu compoziție modală corespunzătoare andezitului cu piroxeni, pe baza datelor chimice o atribuim andezitului piroxenic bazaltoid (tab. 1,4).

5. Istoria desfășurării activității vulcanice și vîrsta erupțiilor

Activitatea vulcanică a debutat cu erupțiile aparatului Calea Albă ce se caracterizează prin importante efuziuni de andezite cu biotit, cărora li se asociază subordonat explozii de intensitate redusă. Așa cum am mai arătat, din relațiile clare vizibile pe clina sud-vestică a vulcanului rezultă că cel puțin prima emisiune de andezite cu biotit s-a produs anterior sedimentării calcarelor de Leitha. În prima parte a Tortonianului, activitatea centrului eruptiv din Calea Albă pare să fi fost singulară în regiunea Groși-Coștei-Bulza, sau a fost sincronă cu erupția tufurilor sudate de la Pojoga (Peltz et al., 1967).

Vulcanismul a cunoscut o importantă manifestare în a doua etapă eruptivă, mai ales în timpul Sarmățianului din alternanța momentelor explozive și efuzive rezultând edificiul vulcanic actual. Această etapă a jucat rolul principal în metalogeneza regiunii, produselor eliberate asociindu-li-se mineralizări auro-argentifere, de zinc, plumb, cupru și stibiu¹³.

Datele de suprafață precum și indicațiile oferite de forajul I.G.E.X. – pîrîul Tigănesc, conferă începutului eruptivismului un caracter exploziv. Aceasta s-a menținut în tot timpul desfășurării vulcanismului, piroclastitele reprezentând cea mai mare parte din volumul produselor.

Succesiunea erupțiilor s-a realizat de la andezite cu hornblendă și biotit la andezite piroxenice bazaltoide. Cele mai importante momente efuzive se raportează erupțiilor de andezite cu hornblendă și de andezite cu hornblendă și piroxeni. Erupțiile de andezite cu piroxeni marchează stingerea activității vulcanice, în cadrul lor efuziunile par să fi jucat un rol minor (tab. 5).

Vulcanitele se raportează centrului de erupție din dealul Fragale – a cărui anatomie a putut fi descifrată parțial – precum și altor aparate a căror localizare este dificilă.

Sincron cu desfășurarea activității extrusive pe întreg teritoriul regiunii s-au pus în loc corperi variate ca dimensiuni și compoziție mineralogică. Deoarece lacolitul Bulza-Coștei afectează curgerea de andezite cu biotit și străbate nivelele inferioare ale pirolastitelor de la Bulza

¹³ Op. cit. pct. 11.

TABELUL 5

Succesiunea eruptiilor neogene în regiunea Groși-Bulza-Fintoag

Vîrstă	Caracterul activității vulcanice	Tipul petrografic
Sarmațian-Tortonian superior	A doua etapă eruptivă. Activitate mixtă predominant explozivă; intruziuni asociate.	Andezit piroxenic bazaltoid Andezit cu piroxeni Andezit cu hornblendă și piroxeni Diorit cu piroxeni și biotit Andezit cu hornblendă Andezit cu hornblendă și biotit
Tortonian inferior și mediu?	Prima etapă eruptivă. Activitate mixtă predominant efuzivă.	Perlit Andezit cu biotit

Paleorelieful format din roci metamorfice, ofiolite și depozite cretacice.

rezultă că punerea sa în loc s-a produs după consumarea primelor momente explozive ale vulcanismului Tortonian superior-Sarmațian. Intruziunea corpului dioritelor de Ioneasca s-a produs mai tîrziu, către sfîrșitul Sarmațianului, între emisiunea andezitelor cu hornblendă și cea a andezitelor cu piroxeni. Punerea în loc a domului Burău-Godineasa care străbate pirolastite piroxenice s-a produs către sfîrșitul desfășurării vulcanismului.

Activitatea eruptivă s-a consumat în Sarmațian dar a putut cunoaște revirimente la începutul Pannonianului, aceasta mai ales în alte puncte din extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi.

Vulcanismul a fost declanșat și s-a desfășurat sub controlul factorilor tectonici, un rol important jucîndu-l zona de minimă rezistență orientată ENE-WSW, Tisa-Fragale-Groși. În cuprinsul ei, în stadiul tardecinematic alpin au fost reactivate fracturi aparținînd ciclurilor tectono-magmatice mai vechi. Printre fracturile acestei zone, cea mai importantă este linia eruptivă Dealul Mare-Calea Albă pe care se inserează strato-vulcanii dealul Fragale și Calea Albă precum și lacolitul Bulza-Coștei.

Zona de minimă rezistență se dirijează aproape paralel cu direcția axială a șanțului Metaliferilor.

6. Concluzii

Activitatea eruptivă din regiunea Groși-Bulza-Fintoag s-a desfășurat pe un fundament alcătuit din sisturi cristaline, ofiolite, depozite

sedimentare cretacice și tortoniene. Ea se încadrează în ansamblul manifestărilor vulcanice tinere ce au avut loc în Miocen și Pannonian pe teritoriul cuprins între Sîrbi și Groși, corelîndu-se cu eruptiile din primele două cicluri vulcanice separate de Rădulescu și Borcoș (1967) pentru vulcanismul tînăr din Munții Apuseni, sau cu cele două faze de activitate vulcanică din regiunea Pietroasa-Crivina, munții Poiana Rusca (Savu, 1962).

În prima sa etapă de desfășurare care se situează în Tortonianul inferior, probabil și în Tortonianul mediu, vulcanismul a manifestat un caracter predominant efuziv, fiind eliberate andezite cu biotit și perlite.

În a doua etapă de desfășurare care a avut loc în special în timpul Sarmațianului, activitatea mixtă a fost preponderent explozivă, acesteia asociindu-i-se intruziuni de tip lacolit, dom, stîlp, apofiză, dyke. Succesiunea eruptiilor s-a realizat de la andezite cu hornblendă și biotit la andezite piroxenice bazaltoide.

În această etapă s-a manifestat și principala activitate metalogenetică din regiune.

Evoluția chimismului magmelor s-a realizat de la tipul tasnagranitic la cel orbitic, înregistrîndu-se o diferențiere mai largă în a doua etapă eruptivă. Caracterele petrochimice evidențiază particularități care în acord cu elemente petrografice și vulcanologice atestă gruparea producelor în două etape eruptive.

Vulcanismul s-a desfășurat sub controlul zonei de minimă rezistență Tisa-Groși cu direcție ENE-WSW, în cadrul căreia linia eruptivă Dealul Mare-Calea Albă a jucat rolul principal.

BIBLIOGRAFIE

- Cioflica G., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubasa G. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărăgan-Trestia (Munții Metaliferi). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 1, București.
- Dușa A. (1965) Studii geologice pe valea Mureșului în regiunea Valea Mare-Pojoga-Coșteiul de Sus-Bulza cu privire specială asupra stratigrafiei depozitelor mezozoice și terciare. Autoreferatul tezei de doctorat. (Litografia), București.
- (1966) Cercetări tectonice asupra regiunii Valea Mare-Căprioara-Pojoga-Coșteiul de Sus-Bulza, pe valea Mureșului. *St. Univ. Babeș-Bolyai, ser. geol.-geogr.* 1, Cluj.
- Ghițulescu T. P., Borcoș M. (1966) Încadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10, 2, București.
- Giuşcă D., Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.

- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Iacob D. (1944) Regiunea cuprinsă între Pojoga, Bulza și Valea Mare (jud. Severin). *Rev. Muz. Min.-Geol.* VIII, 1, Cluj.
- Kadic O. (1905) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes an der oberen Bega, in der Umgebung von Facset, Kostej und Kurtya. *Jahrsb. d. k. ung. geol. Anst.* 1903, Budapest.
- (1906) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken ufer der Maros in der Umgebung von Czela Bulza und Pozsoga. *Jahrsb. d. k. ung. geol. Anst.* 1904, Budapest.
- Papiu Corvin V. (1954) Géologie de la région Valea Mare-Căprioara-Bulza-Pojoga. *C. R. Inst. Géol. Rom.* XXXVIII, București.
- Peltz S., Peltz Margareta (1965) Notă asupra unor iviri de sisturi cristaline în regiunea Tisa-Ioneasca. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Peltz Margareta, Urcaian T. (1967) Contribuții la cunoașterea tufurilor sudate de la Pojoga (regiunea Hunedoara). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Peltz Margareta (1970) Unele rezultate ale utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV/2, București.
- Pinkert E. (1907) Adatok a Bulzai hegycsoport eruptivus Közeteinek ismerethez. *Földt. Közl.* XXXII, Budapest.
- Rădulescu D. (1961) Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Stud. cerc. geol., geof. geogr. seria geol.* VI, 2, București.
- Borcoș M. (1967) Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* 11, 1–3, Budapest.
- Savu H. (1962) Asupra erupțiunilor neogene din partea de nord a Masivului Poiana Rusă. *D. S. Com. Geol.* XLIII, București.
- (1967) Die Mesozoischen Ophiolithe der Rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* 11, 1–3, Budapest.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 243, Stuttgart.
- Stur D. (1861) Über das Tertiärland im südwestlichen Siebenbürgen. *Verh. d.k.k. geol. R. A.* XII.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU VOLCANISME NÉOGENE DE LA RÉGION GROŞI-BULZA-FINTOAG (EXTRÉ- MITÉ SW DES MONTS METALIFERI)

(Résumé)

La région qui fait l'objet de cet étude est située à l'extrême SW des monts Metaliferi. Elle fait partie de la masse éruptive néogène Sîrbi-Lăpușiu-Groși. Cette région se développe surtout au S du couloir du Mureș entre Ilia et Căprioara.



Le soubassement des volcanites néogènes appartient aux schistes épimétamorphiques auxquels se rattachent des métabasaltes et métadolérites, des ophiolites (basaltes, anamésites, dolérites), des dépôts sédimentaires valanginiens-hauteriviens, barrémiens et tortoniens.

Au cours du Miocène et probablement du commencement du Pannonien, la région Groși-Bulza-Fintoag a été le siège d'importantes et variées manifestations du volcanisme andésitique. Presque la moitié de la masse éruptive, émise durant cette activité et qui occupe une surface d'environ 80 km² à l'extrême SW des monts Metaliferi, est comprise dans le territoire qui forme l'objet du présent travail. Les données dont on dispose confèrent le principale rôle — dans l'ensemble du volcanisme — à l'activité explosive. On admet la possibilité de l'existence des centres situés à l'extérieur de la région étudiée mais on considère que le plus important volume de produits volcaniques soit le résultat de l'activité déployée dans la région Groși-Bulza-Fintoag. Les volcanites ont été émises par des appareils à activité mixte (stratovolcans Calea Albă, Dealul Fragale etc.) dont la structure n'a été que partiellement reconstruite. L'activité intrusive synchrone à celle extrusive a été assez importante, étant mis en lieu : le laccolite Bulza-Coștei, le laccolite Ioneasca, le dôme Burău-Godineasa, les necks, les dykes et les filons.

Les produits éruptifs massifs, émis appartiennent — dans l'ordre de l'éruption — aux suivants pétrotypes : andésite à biotite, andésite à hornblende et biotite, andésite à hornblende, diorite à pyroxènes et biotite, andésite à hornblende et pyroxènes, andésite à pyroxène, andésite pyroxénique basaltoïde.

Les roches pyroclastiques andésitiques (environ 75 % de la masse des volcanites) sont représentées par : brèches pyroclastiques à liant microbrécheux et lapillique, agglomérats à liant microagglomératique et lapillique, agglomérats mixtes, microagglomérats, tufs lapilliques, tufs fins.

Les andésites examinées (tableau 1) appartiennent aux types de magmas chalco-alcalins : orbitique, normal dioritique, lamprodioritique, tonalitique, peléeitique, melaquartzdioritique, normal granitique, tasnagranitique (tableau 2). Les diagrammes de variation (fig. 1 à 7) indiquent les particularités de différenciation qui confirment les séparations faites par l'étude microscopique. Elles complètent les conclusions pétrogénétiques, tout spécialement celles concernant l'association naturelle des produits dans les deux étapes principales du déroulement du volcanisme qui ont été mises en évidence. L'activité volcanique a débuté dans le Tortoniens inférieur par les éruptions de l'appareil Calea Albă qui a émis

des andésites à biotite et d'une manière complètement subordonnée des pyroclastites. Le volcanisme a connu un important déroulement durant la deuxième étape, surtout pendant le Sarmatiens. De l'alternance des moments explosifs et effusifs auxquels se sont associées des intrusions, a résulté l'édifice volcanique actuel. La succession des éruptions s'est réalisée à partir d'andésites à hornblende et biotite à andésites pyroxéniques basaltoïdes. Cette étape a joué le principal rôle dans la métallogenèse de la région, aux produits volcaniques émis se rattachant des minéralisations aurifères-argentifères, de zinc, de plomb, de cuivre et d'antimoine. L'activité éruptive s'est déroulée avec ampleur durant le Sarmatiens ; il y a des indices concernant le prolongement du volcanisme, avec une intensité beaucoup plus réduite, dans le commencement du Pannonien.

Le volcanisme a été déclenché et il s'est déroulé sous le contrôle de la zone de minime résistance, orientée ENE-WSW, Tisa-Fragale-Groși, qui se dirige presque parallèlement à la direction axiale du sillon des monts Metaliferi.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Carte géologique de la région Groși-Bulza-Fintoag.

Quaternaire : 1, alluvions ; Pannonien : 2, sables ; Sarmatiens-Tortonien supérieur : 3, pyroclastites andésitiques grossières et fines (hornblende + pyroxènes, pyroxènes) ; 4, andésite pyroxénique basaltoïde ; 5, andésite à pyroxènes ; 6, andésite à hornblende et à pyroxènes ; 7, diorite ; 8, andésite à hornblende ; 9, andésite à hornblende et à biotite ; Tortonien : 10, andésites à biotite et à pyroclastites andésitiques ; Crétacé : 11, Valanginien-Hauterivien ; ophiolites : 12, basaltes, anamésites, dolérites ; 13 a, schistes quartzzeux-sériciteux, schistes quartzzeux-charbonneux, roches basiques métamorphisées ; b, schistes quartzzeux-sériciteux ; c, métabasaltes ; d, schistes tuffogènes ; 14, transformations hydrothermales ; 15 a, minéralisations de fer ; b, complexes ; 16, perlite ; 17, faille ; 18, point fossilifère ; 19, position de la coupe géologique

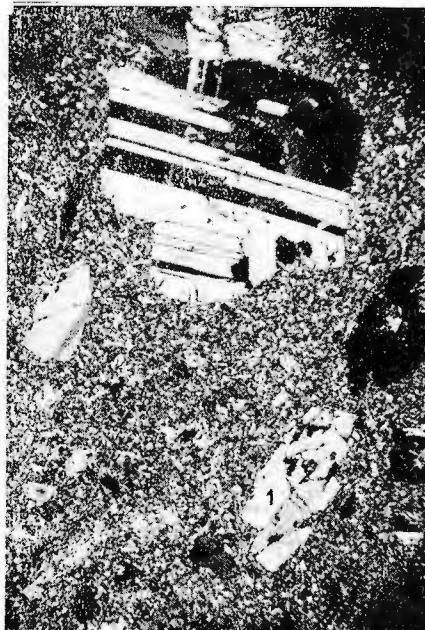


PLANŞA I

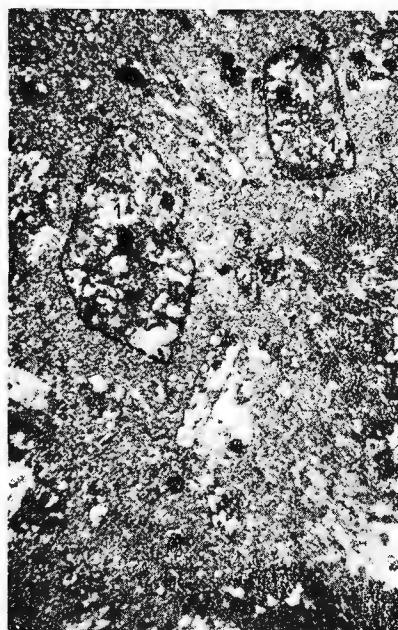
- Fig. 1. — Andezit cu hornblendă verde (1) și biotit (2). Valea Bolinda. N || ; $\times 14$.
Andésite à hornblende verte (1) et à biotite (2). Vallée Bolinda. N || ; $\times 14$.
- Fig. 2. — Andezit cu hornblendă verde și biotit hidrotermalizat : 1, hornblendă verde pseudomorfozată de clorit și carbonați. Valea Bolinda. N + ; $\times 14$.
Andésite à hornblende verte et à biotite hydrothermalisé : 1, hornblende verte pseudomorphosée par chlorite et carbonates. Vallée Bolinda. N + ; $\times 14$.
- Fig. 3. — Microdiorit cu piroxeni (1) și biotite (2). Valea Ionească. N + ; $\times 14$.
Microdiorite à pyroxènes (1) et à biotite (2). Vallée Ionească. N + ; $\times 14$.
- Fig. 4. — Andezit cu hornblendă verde (1) și biotit (2). Valea Ionească la ramificație. N || ; $\times 14$.
Andésite à hornblende verte (1) et à biotite (2). Ramification de la Vallée Ionească. N || ; $\times 14$.



S. PELTZ ET AL. Vulcanismul neogen din zona Groși-Bulza-Fintoag. Pl. I



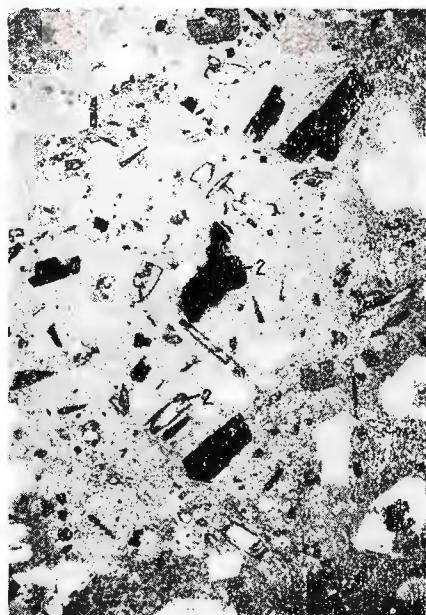
1



2



3



4

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1. — Andezit cu hornblendă verde opacitizată marginal. Dealul Cornu. N || ; $\times 14$.
Andésite à hornblende verte marginalement opacifiée. Coline Cornu. N || ; $\times 14$.
- Fig. 2. — Andezit cu hornblendă verde opacitizată marginal (1) și piroxeni (2). Dealul Mare. N || ; $\times 14$.
Andésite à hornblende verte marginalement opacifiée (1) et à pyroxènes (2). Dealul Mare. N || ; $\times 14$.
- Fig. 3. — Perlit. Pârâul Ciungii. N || ; $\times 25$.
Perlite. Ruisseau Ciungi. N || ; $\times 25$.
- Fig. 4. — Tuf litovitroeristaloclastie : 1, fragment de andezit cu hornblendă verde. Valea Bulza. N || ; $\times 14$.
Tuf lithovitrocristalloclastique : 1, fragment d'andésite à hornblende verte. Vallée Bulza. N || ; $\times 14$.



S. PELTZ ET AL. Vulcanismul neogen din zona Groși-Bulza-Fintoag, Pl. II.



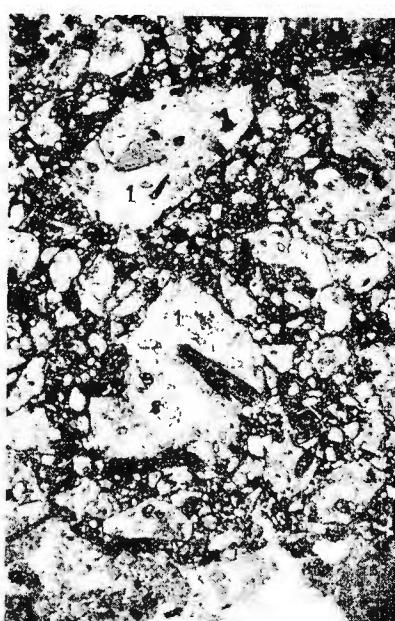
1



2



3



4

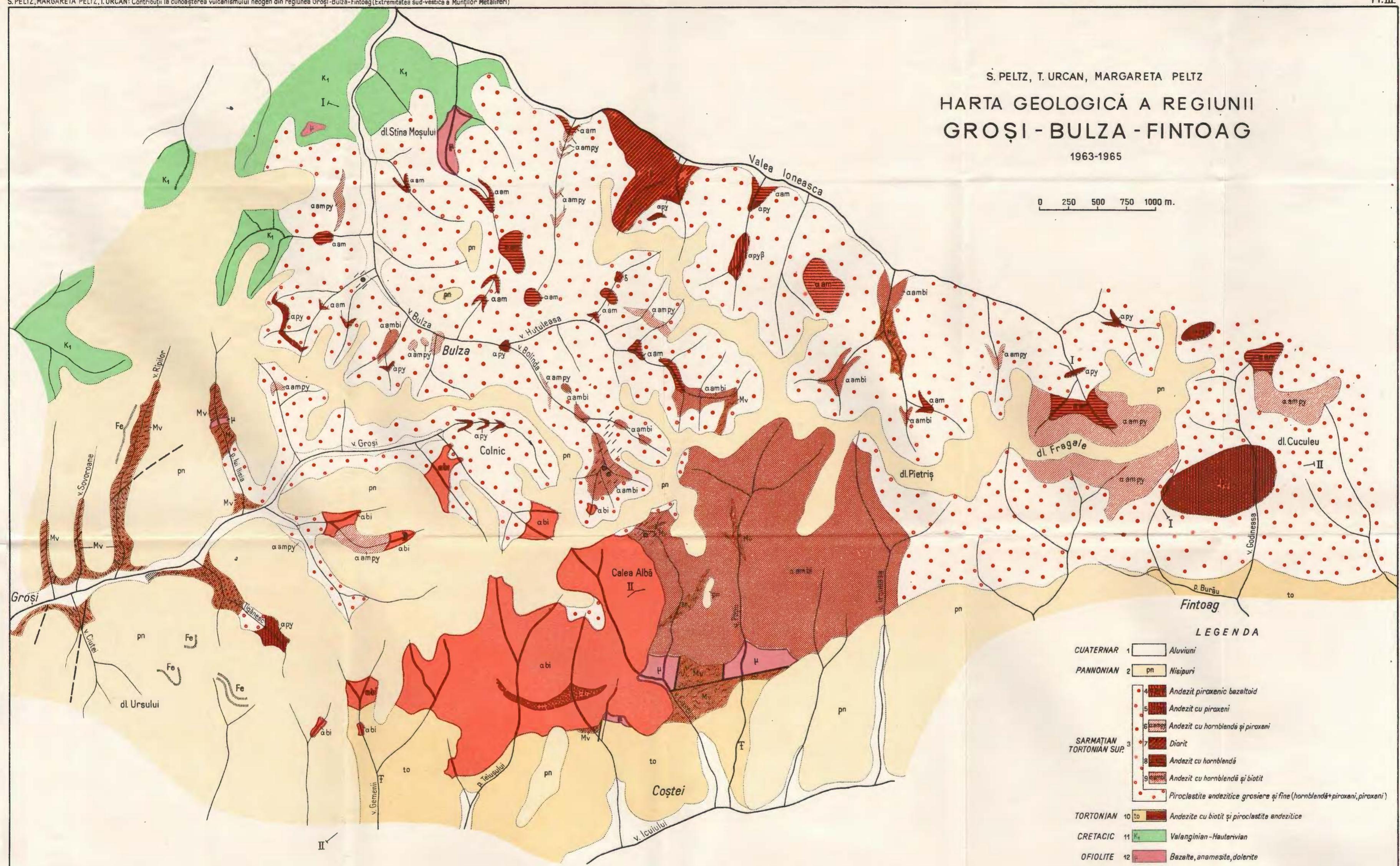
Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



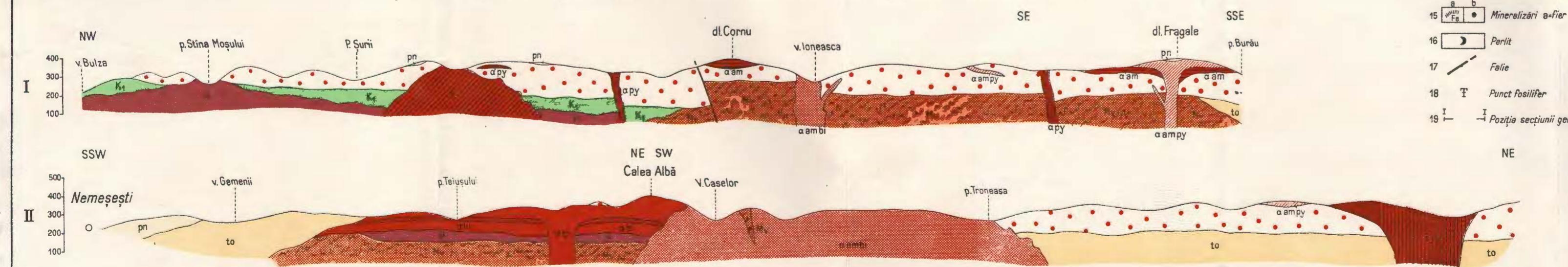
Institutul Geologic al României

S. PELTZ, T. URCAN, MARGARETA PELTZ
**HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
 GROȘI - BULZA - FINTOAG**
 1963-1965

0 250 500 750 1000 m.



SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEА GROȘI - BULZA - FINTOAG



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHEMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA RAPORTURILOR DINTRE ROCILE SUBVULCANICE ȘI CELE EXTRUSIVE DIN ZONA PÎ- RÎULUI COLBU (MUNTII CĂLIMANI DE VEST)¹

DE

ION TEODORU, CAMELIA TEODORU-BRESTOIU²

Abstract

Contributions to the Knowledge of Relationships between Subvolcanic and Eruptive Rocks within the Colbu Stream Zone (West Călimani Mts). In the western part of the Călimani Mts, as pointed out in this paper, the basement of the Neogene volcanites is represented by sedimentary formations assigned to the Oligocene. The rocks are described in their emplacement order and namely: pyroxene- and amphibole-bearing andesites, dioritic rocks, lower pyroclastites, (lower) hypersthene andesites, amphibolic andesites, (upper) andesites bearing augite and hypersthene ± hornblende, andesites with hornblende and quartz, as well as basalts. As a result of dioritic intrusions and the circulation of hydrothermal solutions there have been identified in the above region areas showing hydrothermal alterations within which silifications, chloritizations, biotitizations, sericitizations, epidotizations, tourmalizations, granitzations, carbonatizations, and sometimes even corneans are present.

I. Introducere

În urma lucrărilor de prospecțiune efectuate în anul 1964 în zona pîriului Colbu, au fost obținute date noi care completează imaginea pe care o avem asupra constituției petrografice și a raporturilor dintre formațiunile sedimentare și cele eruptive în general și rocile cu caracter subvulcanic și extrusiv în mod special.

Avîndu-se în vedere prezentarea diferită a acestui sector de către cercetătorii anteriori, am considerat necesară întocmirea prezentei lucrări, care va completa în același timp una din publicațiile noastre anterioare.

¹ Comunicare în sesiunea științifică a Intreprinderii geologice de prospecțiuni din 4—7 martie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni. Cal. Griviței nr. 64, București.



Perimetru pe care-l prezentăm este situat în partea vestică a munților Călimani, fiind delimitat astfel: la S printr-o linie convențională care unește vîrful Bistriciorul cu confluența dintre pîriul Irimile din Jos și valea Colbu, la E de creasta cu vîrful Bistriciorul, vîrful Struniorul și vîrful Buba, la N de pîriul Izvorul Lung, iar la W printr-o linie care unește confluența dintre pîriul Prislopului și pîriul Izvorul Lung cu confluența dintre pîriul Irimile din Jos și valea Colbu.

A) Hidrografie și orografie. Rețeaua hidrografică are ca reprezentanți principali valea Colbu și pîriul Izvorul Lung.

Valea Colbu se formează din unirea pîriului Aurari cu pîriul Struniorul care izvorăscă, primul de sub vîrful Bistriciorul iar al doilea de sub vîrful Struniorul. Dintre afluenții săi, mai importanți sunt pîraiele: Imbrii, Prislopul, Irimile din Sus și Irimile din Jos. Pîriul Izvorul Lung are zona de izvoare la N de vîrful Viișoara, printre afluenții săi aflin- du-se pîraiele Buba, Tomnatec și Prislopului.

Morfologic se remarcă o creastă principală orientată N – S pe care se află Piatra Bredeleului, vîrful Bistriciorul (1990 m), vîrful Struniorul (1967 m), vîrful Viișoara și vîrful Buba. La W de această creastă, relieful este dominat de vîrfurile Dălbidan (1648 m), Tomnatec (1503 m) și Prislopului.

B) Istoriciul cercetărilor geologice. Cercetările geologice, efectuate în regiunea pe care o prezentăm, au fost dominate de ideile lui T ö r ö k, expuse într-o lucrare de sinteză (1956) asupra munților Călimani. Autorul consideră că fundamentul preefuziv al munților Călimani este alcătuit dintr-o formațiune subvulcanică, peste care stau roci efuzive, care corespund la patru serii de erupții. Aceste serii sunt separate în faciesuri și subfaciesuri, iar ca tipuri de roci sunt descrise dacite, andezite cu hornblendă și piroxeni, bazalte cu augit și olivină, andezite cu biotit, amfiboli și piroxeni și andezite cu piroxeni. Corpul subvulcanic din zona pîriul Aurari, este extins pînă la vîrful Bistriciorul și Struniorul.

N i c h i t a^{3,4} este de acord cu existența unui corp subvulcanic la Colibița, arătînd că mineralizația de pe pîriul Colbu are un caracter hidrotermal ușor pneumatolitic.

³ O. Nichita. Petrografia părții de N și W a masivului Călimani și mineralizațiile din regiunea Colibița. 1948. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁴ O. Nichita. Raport asupra geologiei și zăcămintului din Colibița. 1950. Arh. Com. Stat Geol. București.

A tanasiu et al. (1956) atribuie formațiunile sedimentare din munții Bîrgău, Eocenului și Oligocenului.

Rădulescu (1960) este primul care consideră că formațiunile subvulcanice nu constituie un fundament al eruptiilor din munții Călimani. Această idee este susținută și de către Teodoru și Teodoru⁵.

II. Considerații geologice și petrografice

La alcătuirea geologică a sectorului pe care-l prezentăm participă formațiuni sedimentare și formațiuni eruptive.

A) Formațiunile sedimentare. Constituie o mică parte din marginea estică a depresiunii Transilvaniei și sunt reprezentate prin șisturi argiloase, marne și gresii, atribuite de cercetătorii anteriori (A tanasiu et al., 1956) Oligocenului.

1. *Şisturile argiloase* aflorează în versanții pîriului Colbu în strate ce nu depășesc 20 cm grosime. Sunt alcătuite dintr-o masă argiloasă, în care se disting mici cuiburi umplute cu cuarț și feldspat. Mineralele opace sunt reprezentate prin pirită.

2. *Marnele* formează strate care alternează cu gresiile, grosimile lor fiind cuprinse între 10 și 100 cm. Au culoare cenușie, de diferite nuanțe, ce poate ajunge pînă la neagră. Microscopic, se observă o masă pelitică, mai rar aleuropelitică. În acest ultim caz se disting mici granule de cuarț și feldspat, în rest fiind minerale argiloase și calcit. Uneori apare diseminată pirlita.

3. *Gresiile*, așa cum am văzut mai sus, alternează cu marnele formînd strate cu grosimi de 10—80 cm. Au culoare cenușie, structură aleuropică și psamitică, textura fiind de obicei compactă. În secțiuni subțiri se constată următoarea compoziție mineralologică: cuarț, feldspat plagioclaz, microclin, pertit, calcit, hidroxizi de fier, pirită și substanțe organice.

B) Formațiunile eruptive. Sunt reprezentate prin tipuri variate de roci cu forme diferite de zăcămînt, corespunzătoare aspectelor caracteristice cunoscute în munții Bîrgău (silluri, dyke-uri) și munții Călimani (lave, piroclastite, intruziuni). Prezentarea rocilor eruptive o vom face în ordinea punerii lor în loc.

⁵ I. Teodoru, Camelia Teodoru. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri auro-argentifere în sectorul Colibița-Dornișoara. 1964. Arh. Com. Stat. Geol. București.



1. *Andezitele cu amfiboli și piroxeni*, care reprezintă primele erupții din regiune, apar ca silluri și dyke-uri în partea de W și ca lave în partea centrală și nordică. Deoarece aceste andezite au fost afectate de soluții hidrotermale, culoarea și structura lor a suferit modificări în funcție de apropierea și depărțarea de căile de acces ale acestor soluții. Astfel, rocile proaspete au o culoare cenușie închisă și structură porfirică, pe cind cele transformate capătă nuanțe verzuie iar structura pierde caracterul porfiric devenind mai omogenă.

Frecvența și dimensiunile elementelor constitutive (valori medii), rezultă din tabelul următor :

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	28	1,44/0,54—0,40/0,16
Hornblendă	9	2,31/0,31—0,45/0,21
Piroxeni	5	1,65/0,80—0,85/0,15
Apatit	1	0,80/0,05
Pirită + magnetit	2	0,72/0,36—0,017/0,008
Masa de bază	55	—

În ceea ce privește participarea piroxenilor la compozitia rocii, ţinem să subliniem că este extrem de capricioasă, în unele cazuri lipsind cu desăvîrșire, astfel încât aceste roci ar trebui numite andezite cu amfiboli ± piroxeni.

2. *Rocile dioritice* ocupă o mare suprafață în zona pîriul Struniorul, în restul regiunii constituind stilpi sau filoane. În urma studiului macroscopic și microscopic, s-au identificat diorite, microdiorite și microdiorite porfirice.

a) Dioritele ocupă părțile inferioare ale reliefului pe pîriul Struniorul. Au de obicei o culoare cenușie deschisă, structură holocrystalină macrogranulară și textură masivă. Meladioritele, unde raporturile dintre melanocrate și leucocrate sunt în favoarea primelor (2 : 1), au o culoare cenușie închisă.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii) sunt următoarele :

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	59	2,88/1,26—2,61/1,80
Amfiboli	18	1,44/0,46—0,90/0,54
Piroxeni	16	2,70/1,80—2,61/1,80
Cuarț	4	0,40/0,40—0,18/0,17
Apatit	2	0,40/0,22—0,31/0,13
Minerale opace	1	0,40/0,31—0,16/0,13

Feldspații au habitus prismatic, sunt maclați după legile albit, albit-Karlsbad și periclin, conținutul în anortit fiind cuprins între 40—50 %. Pe lîngă usoare sericitizări, argilizări și cloritzări pe fisuri și planele de clivaj, uneori cristalele de feldspat sunt total sericitizate și ușor adulariate.

Amfibolul este o hornblendă verde care în unele cazuri este înlocuită cu clorit și actinot.

Piroxenii sunt reprezentați prin augit, clinoenstatit și pigeonit.

Cuarțul ocupă spațiile interstitionale dintre mineralele principale din care cauză este xenomorf. Caracteristic pentru cuarțul din diorite, este aspectul lui vermicular.

Apatitul, ca mineral accesoriu, apare cu totul sporadic.

Dintre mineralele opace, menționăm pirita.

b) Microdioritele ocupă cea mai mare suprafață în cadrul rocilor dioritice, însă nu pot fi separate cartografic de diorite și microdiorite porfirice, datorită trecerii gradate, care există între aceste tipuri de roci.

Au structură holocristalin-microgranulară, textură masivă și o culaore cenușie deschisă.

Compoziția, frecvența și dimensiunile mineralelor constitutive (valori medii) rezultă din următorul tabel :

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspați plagioclazi	58	1,60/0,50—0,80/0,25
Piroxeni	22	1,20/0,35—0,50/0,20
Amfiboli	14	0,90/0,38—0,63/0,18
Cuarț	3	0,49/0,32—0,09/0,03
Apatit	1	0,17/0,09—0,09/0,03
Minerale opace	2	0,23/0,08—0,13/0,08

Feldspații au o dezvoltare prismatică, prezintă macle polisintetice, albit-Karlsbad și concreșteri zonare ; conținutul în anortit, este cuprins între 45—50 %.

Augitul și pigeonitul sunt piroxenii prezenți în microdiorite. Sunt bastitizați, cloritizați și înlocuiți cu oxizi de fier.

Amfibolul este o hornblendă verde, cel mai adesea, cloritizată și uralizată.

Cuarțul nu mai are aspectele vermiculare din diorite, dar ocupă aceleași spații interstitionale.

Mineralele opace sunt reprezentate prin pirită.

Dintre mineralele de neoformăție, cităm biotitul și epidotul.



c) Microdioritele porfirice se dezvoltă în partea periferică a corpului dioritic la contactul cu andezitele cu amfiboli și piroxeni.

Au structură microcristalin-porfirică și textură masivă, compozitia, frecvența și dimensiunile mineralelor constitutive (valori medii) rezultă din tabelul de mai jos.

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	62	2,16/1,80 – 0,72/0,18 – 0,27/0,09
Piroxeni	19	1,20/0,85 – 0,50/0,28
Amfiboli	12	1,90/0,53 – 0,46/0,21
Cuarț	3	0,32/0,11
Apatit	1	0,21/0,07
Minerale opace	3	0,31/0,10 – 0,08/0,03

Cristalele de feldspat cu dimensiuni mari imprimă roci caracterul porfiric. Sunt maclați după legile albit, albit-Karlsbad și prezintă uneori concreșteri zonare. Conținutul în anortit este de 45–50 %. Alterarea lor constă în sericitizări și adularizări.

Feldspații cu dimensiuni mai mici au un conținut în anortit ce nu depășește 35 %. Aproape totdeauna sunt proaspeți fiind ușor sericitizați și argilizați.

Piroxenii sunt reprezentați prin augit, pigeonit și clinoenstatit. Ei sunt cloritizați și bastitizați. În cazul unei alterări mai avansate se realizează o mixtură compusă din bastit, clorit, calcit și sfen.

Amfibolul este o hornblendă verde, frecvent resorbită sau înlocuită printr-un agregat de bastit + clorit sau uralit + clorit fie toate acestea la un loc, la ele adăugîndu-se sfen, epidot, calcit, biotit.

După cum se poate vedea din cele arătate pînă acum, compozitia mineralogică a dioritelor, microdioritelor și microdioritelor porfirice nu diferă prea mult, însă un rol important în definirea tipului de rocă îl are structura.

3. *Pirolastitele din ciclul I*, considerate astfel în ultimele lucrări (Cosma et al., 1963; Teodoru, Teodoru, 1965), sunt reprezentate prin aglomerate andezitice cu unele intercalații de lave piroclastice. Ele apar pe versantul drept al pîrîului Irimiile din Sus și pîrîului Irimiile din Jos.

Aglomeratele sunt constituite din elemente de andezite piroxenice, cu dimensiuni diferite, al căror diametru variază între 2–10 cm; uneori sunt și intercalații de lave de andezite piroxenice cu grosimi ce nu depășesc ordinul zecilor de centimetri (10–50 cm).

Cimentul aglomeratelor este în general cineritic, uneori consolidat, cu aspect poros sau scoriaceu sau format chiar din lavă. Pentru acest ultim aspect am folosit denumirea de lavă piroclastică, însă datorită dimensiunilor reduse pe care le au, nu se pot separa cartografic.

Piroclastitele, în urma alterării superficiale au format un relief accidentat, cu forme bizare (turnuri, creneluri etc.).

4. *Andezitele cu hipersten și augit (inferioare)* sunt cel mai frecvent alterate, caz în care au o culoare cenușiu-verzuie cu tentă brun-violacee. Aspectele în care roca este proaspătă se pot confunda cu andezitele piroxenice superioare.

În secțiuni subțiri prezintă structură porfirică, masa de bază fiind pilotaxitică.

Compoziția, frecvența și dimensiunile mineralelor (valori medii) rezultă din tabelul următor :

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	31	1,80/0,54 – 0,91/0,27
Hipersten	12	3,15/1,45 – 0,90/0,72
Augit	7	2,35/1,20 – 0,75/0,29
Minerale opace	1	0,23/0,19 – 0,10/0,72
Masa de bază	49	—

Feldspații apar ca prisme maclate după legea albă sau cu concreșteri zonare, având un conținut în anortit de 47–50 %.

Piroxenii, mai rar proaspeți, sunt înlocuiți de clorit și un amestec de clorit și calcit.

Mineralele opace sunt pirita și magnetitul.

Dintre mineralele de neoformăție, ce apar pe fisuri sau în alveole, cităm calcitul și leptocloritul.

5. *Andezitele amfibolice* au o structură porfirică, masa de bază fiind uneori pilotaxitică sau hialopilitică (creasta cu vîrful Tomnatec și vîrful Prislopul), iar alteori microholocristalină (pîrul Imbrii și pîrul Izvorul Lung).

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii) sunt următoarele :

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	28	2,02/0,99 – 1,26/0,67
Amfiboli	21	2,20/8,00 – 2,02/0,99 – 1,26/0,67



Apatit	1	0,16/0,07 – 0,19/0,18
Minerale opace	1	0,72/0,54 – 0,19/0,18
Masa de bază	49	—

Feldspații sunt maclați polisintetic, conținutul în anortit indicând andezinul.

Amfibolul este o hornblendă verde, uneori opacitizată periferic sau având o bordură formată din clorit + pirită.

Apatitul și mineralele opace (pirita) sunt asociate.

Mineralele de neoformație sunt reprezentate prin epidot și zeoliți.

6. *Andezitele cu augit și hipersten ± hornblendă (superioare)* sunt lave ce apar în părțile cele mai înalte ale reliefului, ele ocupând creștele cu vîrfurile Viișoara, Struniorul, Bistriciorul și Piatra Bredeleului.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii) sunt următoarele :

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	24	1,84/0,63 – 0,43/0,22
Augit	14	0,91/0,20 – 0,42/0,13
Hipersten	9	0,80/0,25 – 0,55/0,18
Hornblendă	0–2	0,40/0,15 – 0,31/0,10
Minerale opace	2	0,36/0,23 – 0,16/0,08
Masa de bază	49	—

Caracteristica pentru aceste andezite este variația participării procentuale a mineralelor femice, piroxeni, hornblendă. Acest raport este totdeauna favorabil piroxenilor însă uneori el ajunge la paritate datorită creșterii procentuale a hornblendei.

Masa de bază are structuri hialopilitice și criptocristaline și prezintă alveole umplute cu clorit, calcedonie, cuarțină și calcit.

Feldspații sunt ușor sericitizați și calcitizați, conținutul în anortit fiind în jur de 45 %.

Piroxenii, mai rar proaspeți, sunt înlocuiți prin clorit iar pe fisuri se depune bastit și calcit.

7. *Andezitele cu hornblendă și cuarț* au culoare verzuie deschisă, structură porfirică și textură masivă. Ele constituie mici iviri în partea de nord-est a vîrfului Dălbidan și pe pîrîul Irimiile din Jos.



Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii) sunt următoarele :

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	22	3,10/1,03—0,90/0,45
Hornblendă	15	2,70/0,29—1,57/0,36
Cuarț	3	2,92/2,02
Apatit	1	0,27/0,07—0,09/0,06
Minerale opace	1	0,28/0,11—0,08/0,05
Masa de bază	58	—

Feldspații sunt fisurați, au conture rotunjite și sunt sericitizați. Conținutul în anortit este de 30—35 %.

Hornblenda este totdeauna resorbită sau înlocuită cu clorit.

Cuarțul este totdeauna corodat și uneori spart.

Dintre mineralele accesoriai apare apatitul, iar dintre mineralele opace magnetitul și pirita.

8. *Andezitele bazaltice* au culoare cenușie închisă pînă la neagră; ele formează dyke-uri ce străbat formațiunile sedimentare (pe pîrîul Tomnatec) sau andezitele piroxenice superioare (la nord-est de vîrful Struniorul).

Frecvența și dimensiunile mineralelor constitutive, (valori medii) sunt următoarele :

	Frecvența	Dimensiuni
	%	mm
Feldspați plagioclazi	20	1,27/0,42—0,92/0,29
Augit	8	1,12/0,82
Minerale opace	2	0,16/0,05—0,02/0,01
Masa de bază	70	0,23/0,01—0,17/0,03

Masa de bază este complet cristalizată, fiind constituită din baghete de plagioclazi orientate care imprimă rocii o textură fluidală granule de augit, magnetit, clorit (clinoclor) și calcit.

Fenocristalele de feldspat sunt maclate după legile albit, albit-Karlsbad și prezintă concreșteri zonare, conținutul în anortit fiind de 48—60 %.

Augitul este totdeauna proaspăt.

Mineralele opace sunt reprezentate prin magnetit și pirită.

III. Transformări hidrotermale

În regiunea pe care o prezentăm am identificat două arii principale de apariție a transformărilor hidrotermale : una situată în zona pîrîu-



lui Aurari, pîrîului Imbrii și interfluviul dintre ele, iar a doua pe versantul stîng și zona de izvoare a pîrîului Izvorul Lung.

În aceste zone, soluțiile hidrotermale au afectat rocile sedimentare, andezitele cu amfiboli și piroxeni, dioritele, microdioritele și microdioritele profirice.

Transformările pe care le suferă rocile sus menționate se datorează intruziunilor dioritice sau soluțiilor hidrotermale care au circulat după punerea în loc a recilor dioritice.

Privind harta anexată, se observă că aceste soluții au avut căile de acces în imediata apropiere a acestor intruziuni unde au și intensitatea cea mai mare, ele scăzînd ca intensitate cu cît ne depărtăm de sursă.

La rocile sedimentare se remarcă cu destulă ușurință schimbarea cularii și a structurii, datorită noilor minerale care se formează.

Astfel, culoarea brună, brun-roșcată este dată de pietele de biotit care împînzesc roca, culoarea verde se datorează apariției cloritului, epidotului și hornblendei, iar culoarea albă gradului înalt de silicifiere pe care l-a suferit roca.

Un aspect cu totul deosebit îl au însă rocile sedimentare pe pîrîul Colbu și pîrîul Izvorul Lung, la distanță de cîțiva centimetri pînă la un metru de intruziunile dioritice. În aceste zone se observă o recristalizare intensă a marnelor și gresiilor, caracterul de sediment fiind complet șters. Roca are acum o structură microgrăunțoasă (pl. I, fig. 1) și este constituită din cuarț, biotit, epidot, carbonați și pirită.

Compoziția mineralologică împreună cu caracterul structural textural impun ca aceste roci să fie numite corneene.

Suprafața mică pe care apar nu permite însă delimitarea lor cartografică. Pe pîrîul Colbu, mai în aval de corneenele menționate, la circa 10–15 m, se observă o microstratificație rezultată din alternanța unor benzi alcătuite din cuarț și feldspat cu benzi constituuite din cuarț, feldspat, epidot, hornblendă, calcit și pirită.

Andezitele cu amfiboli și piroxeni sunt silicificate și propilitizate.

Caracteristic pentru aceste andezite este faptul că, în versantul stîng al pîrîului Izvorul Lung, conțin granați, fapt care nu mai este cîtat în nici o altă parte a munților Călimani.

Granații (probabil grosular) apar în cavități alveolare, unde se observă următoarea zonalitate de la centru către periferie : epidot, granat, calcit, clorit.

În general au forme idiomorfe; uneori au marginile ușor corodate și sunt ușor anizotropi, la periferie putîndu-se observa trecerea lor în calcit (pl. I, fig. 2).

Feldspații sunt înlocuiți complet prin sericit, calcit și epidot, iar hornblenda, pe lîngă faptul că este resorbită magmatic, avînd coroane de oxizi de fier, este înlocuită cu calcit clorit sau separații glomerofirice alcătuite din epidot, sfen, cuarț și minerale opace (pl. I, fig. 3). Piroxenii sunt complet cloritizați și prezintă aglomerări de epidot și sfen.

Dioritele au feldspații sericitizați, uneori cu începuturi de adulatizare (pl. I, fig. 4), hornblenda este înlocuită prin clorit, epidot și actinot acesta din urmă fiind depus și pe fisurile din rocă (pl. II, fig. 1), iar piroxenii sunt înlocuiți total sau parțial cu clorit (leptoclorit, clinoclor), minerale opace, calcit și biotit. Cloritul apare însă și independent în rocă sub forma unor snopi (pl. II, fig. 2).

Microdioritele au ca un prim caracter mai deosebit, prezența biotitului ca mineral de neoformăție care se adună în cuiburi sau este diseminat în rocă. Hornblenda este cloritizată și uralitizată iar piroxenii sunt alterați aproape total: bastitizați, cloritizați și înlocuiți cu oxizi de fier.

Feldspații sunt sericitizați și caolinizați.

Microdioritele porfirice, situate în partea periferică a corpului dioritic, sunt mai intens alterate decît dioritele și microdioritele.

Biotitizarea este destul de frecventă, uneori lamelele de biotit invadând întreaga rocă (pl. II, fig. 3); feldspații sunt sericitizați și intens adulatizați iar piroxenii cloritizați și bastitizați.

Uneori alterarea melanocratelor este atît de intensă, încît întregul cristal este înlocuit cu o aglomerare haotică de bastit + clorit, uralit + clorit sau o mixtură între mineralele de mai sus cu adăos de sfen, epidot și calcit, la care se mai adaugă și biotit, toate acestea împînzind roca ca o rețea.

Alt mineral de neoformăție ce apare în procesul de transformare metasomatică, atît în rocile dioritice cît și în andezitul cu amfiboli și piroxeni este turmalina. Ea apare în cristale aciculare, izolate atunci când stadiul de alterare a rocii nu este aşa de avansat, dar de cele mai multe ori se grupează în cuiburi sau formează o pîslă ce împînzește toată roca (pl. II, fig. 4).

Confruntînd cele prezentate cu harta se observă că andezitele cu amfiboli și piroxeni și microdioritele porfirice sunt cel mai intens afectate de metamorfismul hidrotermal iar suprafetele unde a fost identificat corespunde tocmai cu aria de răspîndire a acestor roci.

În funcție de predominanța mineralului de neoformație rezultat în urma metamorfismului hidrotermal se poate vorbi de zone de silicifere, cloritizare, biotitizare, sericitizare, epidotizare, turmalinizare, granatizare și carbonatare.

Comparînd transformările hidrotermale din partea de W a munților Călimani cu cele din caldera munților Călimani (Teodoru, Teodoru, 1965), putem spune că ele corespund cu cele din faza întâi de metamorfism hidrotermal.

Pe pîriul Aurari și pe pîriul Imbrăii, acolo unde activitatea hidrotermală a fost deosebit de intensă, sunt prezente și mineralizații reprezentate prin filoane cu galenă, blendă, calcopirită, tetraedrit și pirită într-o gangă de cuarț, calcit, sideroză, aragonit, calcedonie, caolin. Filonul principal are o grosime cuprinsă între 5–55 cm și lungimea de 140 m.

Forajele propuse de noi⁶ au interceptat filonul la adîncimea de 76–77 m și 108–110 m⁷.

IV. Evoluția vulcanică și tectonică a regiunii

Fundamentul regiunii prezентate, îl constituie formațiunile sedimentare atribuite de majoritatea cercetătorilor (Antanasiu et al., 1956; Török, 1956; Cosma et al., 1963) Oligocenului.

Primele roci eruptive, care încep seria erupțiilor din nord-vestul munților Călimani, sunt andezitele cu amfiboli și piroxeni pe care le înțilnim ca lave, în părțile cele mai joase ale reliefului acoperind formațiunile sedimentare oligocene, sau ca silluri și dyke-uri în aceleași sedimete.

În urma repartiției spațiale a acestor lave, considerăm că ele provin dintr-un aparat vulcanic situat în zona vîrful Strunior, distrus sau mascat de erupțiile mai noi.

Sillurile și dyke-urile cu aceeași compoziție mineralologică, reprezintă ultimele veniri ale aceleiași magme săracită în volatile.

Rocile dioritice străbat atât formațiunile sedimentare cât și andezitele cu amfiboli și piroxeni. Ele reprezintă în zona Aurari, numai parte a vestică a unui corp cu dimensiuni mari care se dezvoltă spre E către valea Dorna. Celealte aparitii din regiune reprezintă apofize ale corpului principal, stîlpi sau filoane provenind din aceeași sursă.

⁶ I. Teodoru, Camelia Teodoru. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri auro-argentifere în sectorul Colibița-Dornișoara. 1964. Arh. Com. Geol. București.

⁷ M. Gheorghiu. Documentația mineralologică petrografică asupra lucrărilor de explorare I.G.E.X.-Colibița. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Are loc apoi o fază explozivă evidențiată prin prezența piroclastitelor inferioare, care au o mare dezvoltare în nordul munților Călimani⁸, însă pe harta anexată nu am cuprins decât două iviri.

Urmează andezitele piroxenice inferioare (cu hipersten și augit), după care vin andezitele amfibolice, primele provenind dintr-un centru de erupție situat în zona vîrfurilor Viișoara și Piatra Bredeleului, iar secundele din două centre situate unul la SE de vîrful Tomnatec și altul în vîrful Prislopului.

Andezitele piroxenice superioare provin din centre de erupție care coincid cu vîrful Viișoara, vîrful Struniorul, vîrful Bistrițorul și Piatra Bredeleului.

În fine, andezitele bazaltice reprezintă ultimele erupții.

Andezitele cu hornblendă și cuarț nu au raporturi de vîrstă preaclare cu rocile înconjurătoare, însă datorită faptului că sunt situate pe linii de fractură care afectează andezitele piroxenice superioare le considerăm mai noi decât acestea.

Centrele de erupție din care au provenit lavele andezitice se plasează pe o linie de fractură orientată NW—SE care coincide, în mare, cu linia de fractură pe care se plasează aparatele vulcanice din lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita.

În regiunea prezentată au fost identificate însă o serie de linii de fractură orientate NE-SW pînă aproape de E-W, care sunt evidențiate pe harta anexată.

În urma datelor prezentate rezultă că în partea de W a munților Călimani, fundamentul vulcanitelor este reprezentat prin formațiuni sedimentare atribuite Oligocenului.

Primele produse eruptive sunt andezitele cu amfiboli și piroxeni, după care urmează roci dioritice, pirolastice inferioare, andezite piroxenice inferioare, andezite amfibolice, andezite piroxenice superioare, andezite cu hornblendă și cuarț și andezite bazaltice.

Stabilirea faptului că rocile dioritice străbat atît formațiunile sedimentare cît și andezitele cu amfiboli și piroxeni, contestă ideea existenței unui fundament subvulcanic preefuziv în partea vestică a munților Călimani.

⁸ I. Teodoru, Camelia Teodoru. Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în partea de N și NE a munților Călimani. 1960. Arh. C.S.G. București.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu L., Dimitrescu R., Semakal A.I. (1956) Studiul petrografic al erupti-
vului din munții Bîrgău. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Athanasiu S. (1896) Masele eruptive din Călimani. *Bul. soc. șt. An.* VII, București.
- Cosma St., Teodoru I., Teodoru Camelia (1963) Contribuții la cunoașterea geo-
logiei munților Călimani de nord și Bîrgău de sud. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Nichita O. (1934) Études pétrographiques et chimiques de la région des V. Neagra et Haïta
du massif des Monts Călimani. Reg. Cimpulung. *Ann. sci. Univ. Jassy.* XXI, Jassy.
- Rădulescu D. (1960) Asupra existenței formațiunilor subvulcanice în Călimani, Gurghiu,
Hărghita. *An. Univ. Buc. seria geol.* București.
- (1962) Probleme ale vulcanismului terțiar în munții Călimani, Gurghiu, Hărghita.
Stud. cerc. geol. geogr. VII/2, București.
- Teodoru I., Teodoru Camelia (1965) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în
caldera munților Călimani. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Török Z. (1956) Probleme teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. cerc.
geol. geogr.* VII/1—4, Cluj.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES RAPPORTS EXIS- TENTS ENTRE LES ROCHES SUBVOLCANIQUES ET LES ROCHES EXTRUSIVES DE LA ZONE DU RUISSEAU COLBU (PARTIE OCCIDENTALE DES MONTS CĂLIMANI)

(Résumé)

À la suite des prospections effectuées dans la partie occidentale des monts Călimani, on a constaté que le soubassement des volcanites était représenté par des formations sédimentaires attribuées à l'Oligocène.

Les premiers produits éruptifs sont les andésites à amphiboles et pyroxènes. Il suit des roches dioritiques, pyroclastites inférieures, andésites à hypersthène (inférieures), andésites amphibolitiques, andésites à augite et hypersthène ± hornblende (supérieures), andésites à hornblende et quartz et andésites basaltiques.

En établissant que les roches dioritiques traversent tant les formations sédimentaires que les andésites à amphiboles et pyroxènes, on conteste l'idée de l'existence d'un soubassement subvolcanique prééffusif dans la partie occidentale des monts Călimani.

Grâce aux intrusions dioritiques et à la circulation des solutions hydrothermales, on a identifié dans la région des zones à silicifications,



chloritisations, biotitisations, séricitations, épidotisations, tourmalinisations, grenatisations, processus qui n'ont plus été observés dans les volcanites néogènes des Carpates Orientales, des carbonatisations et des cornéennes.

L'identification de nombreuses lignes de fracture, orientées NE-SW, constitue un nouvel élément tectonique.

Les événements des appareils volcaniques sont placés sur une ligne de fracture orientée NW-SE, ligne sur laquelle sont placés la majorité des appareils volcaniques de la chaîne Călimani-Gurghiu-Harghita.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Carte géologique de la région sommet Struniorul-ruisseau Izvorul Lung.

1, andésites basaltiques ; 2, andésites à hornblende et à quartz ; 3, andésites à augite et à hypersthène ± hornblende (supérieures) ; 4, andésites amphiboliques ; 5, andésites à hypersthène et à augite (inférieures) ; 6, pyroclastites premier cycle ; 7 a, diorites ; b, microdiorites, microdiorites porphyriques ; 8, andésites à amphiboles et à pyroxènes ; 9, schistes argileux, marnes, grès ; 10, pyritisations ; 11, zones de hydrothermalisation ; 12, faille ; 13, bréchifications ; 14, cheminée volcanique ; 15, coupe géologique.



PLANŞA I

Fig. 1. — Corneană. N || ; $\times 50$.

Cornéenne. N || ; $\times 50$.

Fig. 2. — Granați în andezitele cu amfiboli și piroxeni. N || ; $\times 45$.

Grenats en andésites à amphiboles et à pyroxènes. N || ; $\times 45$.

Fig. 3. — Andezit cu amfiboli și piroxeni. Hornblendă înlocuită cu epidot, sfen, cuarț și minerale opace. N || ; $\times 45$.

Andésite à amphiboles et à pyroxènes. Hornblende remplacée par épidoite, sphène, quartz et minéraux opaques. N || ; $\times 45$.

Fig. 4. — Diorite. Feldspați cu începuturi de adulatizare. (a) N + ; $\times 45$.

Diorites. Feldspaths à commencements d'adulairisation. (a) N + ; $\times 45$.



I. TEODORU, C. TEODORU. Rocă subvulcanice și extrusive în Călimanii de W.

Pl. I.



1



2



3



4

Institutul geologic. Dări de seismă ale ședințelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Diorit. Actinot depus pe fisuri. N + ; $\times 45$.

Diorite. Actinote déposé sur des fissures. N + ; $\times 45$.

Fig. 2. — Diorit. Clorit dispus fibro-radiar. N + ; $\times 45$.

Diorite. Chlorite disposée fibro-radiale. N + ; $\times 45$.

Fig. 3. — Microdiorit porfiric. Biotit de neoformătie, N || ; $\times 45$.

Microdiorite porphyrique. Biotite de néoformation. N || ; $\times 45$.

Fig. 4. — Cristale de turmalină. N || ; $\times 45$.

Cristaux de tourmaline. N || ; $\times 45$.



I. TEODORU, C. TEODORU. Rocă subvulcanică și extrusivă în Călimanii de W.

Pl. II.



1



2



3
Institutul geologic. Dări de seamă ale sedimentelor, vol. LV/1.



4



Institutul Geologic al României

I. TEODORU, CAMELIA TEODORU

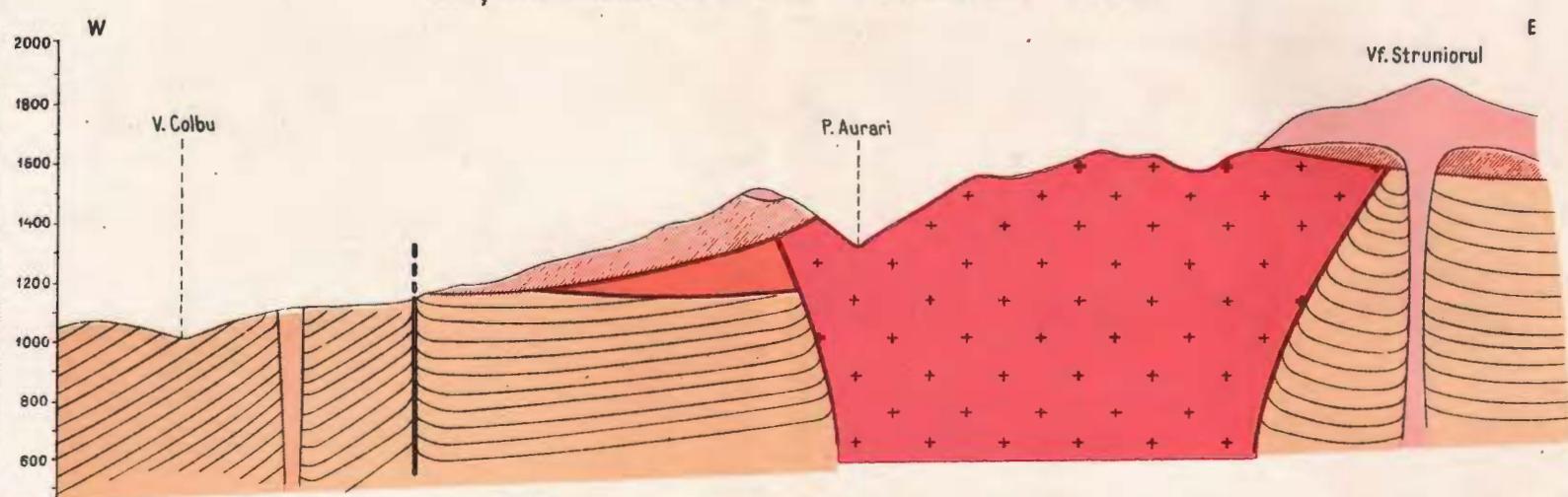
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII VÎRFUL STRUNIORUL - PÎRÎUL IZVORUL LUNG

0 250 500 m

LEGENDA

- 1 Andezite bazaltice
- 2 Andezite cu hornblendă și cuarț
- 3 Andezite cu augit și hiperstenă hornblendă (superioare)
- 4 Andezite amfibolice
- 5 Andezit cu hiperstenă și augit (inferioare)
- 6 Piroclastite ciclul I
- 7 a.Diorite b.Microdiorite, microdiorite porfirice
- 8 Andezite cu amfiboli și piroxeni
- OLIGOCEN 9 Sisturi argiloase, mărne, gresii
- 10 Piritizări
- 11 Zone de hidrotermalism
- 12 Fălie
- 13 Brecificieri
- 14 Coș vulcanic
- 15 Secțiune geologică

SECȚIUNE GEOLOGICĂ ÎN ZONA VF. STRUNIORUL – P.COLBU



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STUDIUL PETROGRAFIC ȘI CHIMIC AL DOLOMITELOR DE LA VOŞLOBENI (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

PAUL CIORNEI², OLIMPIA VASILESCU², ION TĂNĂSUICĂ³

Abstract

Petrographical and Chemical Study on Dolomites in the Voşlobeni Area (East Carpathians). In the southwestern part of the crystalline area of the East Carpathians, an important carbonatite body is located between the localities of Lăzarea and Tomeşti. The Voşlobeni dolomites occur in the western mesometamorphic schist belt. They present a uniform character according to the petrographic and chemical study carried out on surface samples and those from drilling cores, and are of a good quality. The dolomites can be used in various industrial branches. Their content in MgO is high and maintains constant over extended zones both on surface and in depth. Besides contributions regarding the chemical composition of dolomites within the East Carpathians crystalline schists, some genetical considerations are made, proving that these rocks have been formed by a metasomatic diagenetic process.

La partea sud-vestică a cristalinului Carpaților Orientali se dezvoltă o importantă zonă de roci carbonatice în cadrul cărora se individualizează dolomitele de la Voşlobeni, formând în mare parte culmea Poienița-Cocoșelul.

La limita sud-vestică a cristalinului din sectorul Voşlobeni se dezvoltă formațiuni eruptive noi, reprezentate prin aglomerate, curgeri de lave, tufuri vulcanice, iviri de andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă și piroxeni și andezite cu hornblendă și biotit.

¹ Comunicare în ședință din 23 aprilie 1968.

² Intreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64, București.

³ Intreprinderea geologică de explorări. B-dul Bălcescu nr. 25, București.



Formațiunile sedimentare de la limita vestică a cristalinului aparțin de bazinul Gheorghieni și sunt constituite din depozite pliocen-superior—cuaternare.

În trecut partea sud-vestică și sudică a cristalinului Carpaților Orientali a fost puțin cercetată din punct de vedere geologic. În această perioadă atenția cercetătorilor a fost concentrată mai mult asupra mineralizațiilor de la Bălan precum și asupra depozitelor sedimentare din masivul Hăghmaș și a zonei de șisturi cristaline învecinată cu acest masiv.

Primele date geologice asupra rocilor carbonatate de la Voșlobeni au fost prezentate de Ciornei⁴, care a prospectat acest sector în anul 1958, stabilind existența unei zone vestice cu caracter distincte față de cea estică.

Istoricul exploatarii calcarelor cristaline și a dolomitelor de la Voșlobeni este de asemenea foarte sumar. În trecut s-au executat numeroase excavații în partea nordică și vestică a culmii Cocoșelul pentru folosirea acestor roci pe plan local și în construcție, întreținerea drumurilor, sau ca piatră de var.

Mai recent s-a trecut la lucrări de exploatare prin mecanizarea carierei Brădetel (Voșlobeni I). Întrucât această carieră a ajuns în toamna anului 1966, pînă la limita perimetrlui de protecție al căii ferate, lucrările au fost oprite și s-au continuat în cariera de la Voșlobeni II, din versantul SW al culmii Poienița-Cocoșelul. Lucrările de exploatare locală din această carieră au stabilit existența unor dolomite de bună calitate, astfel, că pentru, creșterea de rezerve au fost executate de către I.G.E.X. în anul 1967 și începutul anului 1968 un număr de 7 foraje de mică adâncime.

Geologia formațiunilor cristaline

Zonă de dezvoltare a calcarelor și dolomitelor de la Voșlobeni este constituită din formațiuni cristalofiliene, delimitate spre W de formațiunile sedimentare ale bazinului Gheorghieni, iar spre SW de rocile eruptive ale masivului Harghita.

I. Șisturi cristaline. Aceste formațiuni constituie fundamentul regiunii și se dezvoltă spre est pînă la masivul Hăghmaș. Datorită afundării cristalinului, cu cît se înaintează spre sud, formațiunile cristalofiliene sunt acoperite treptat de depozite sedimentare, pînă la dispariția lor.

⁴ P. Ciornei, L. Vasilescu, C. Ionescu, Olympia Vasilescu. Raport geologic asupra cristalinului dintre Gheorghieni-Mihăileni. 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

La limita vestică a cristalinului din această regiune se dezvoltă șisturi mezometamorfice, constituind o zonă îngustă, rămasă în relief după scufundările care au format bazinele Gheorghieni.

Între zona mezometamorfică vestică și cea estică se situează șisturi epimetamorfice, constituite în cea mai mare parte din filite. Mai la est de aceste formațiuni se dezvoltă a doua zonă de șisturi epimetamorfice, acoperite în cea mai mare parte de depozitele masivului Hăgimaș.

Dintre rocile mai caracteristice ale zonei mezometamorfice vestice mai frecvente sunt: micașisturi cu biotit și granat, cuarțite cu biotit, șisturi cu biotit și clorit, paragnaise cu biotit, amfibolite, calcare cristaline și dolomite. În cadrul acestor roci apar mici iviri de roci filoniene bazice.

1. *Micașisturi cu biotit și granat.* Aceste roci au dezvoltarea cea mai largă și se caracterizează prin treceri spre șisturi cuarțitice sau gnaisice. Șistozitatea acestor roci este pronunțată, sunt intens cutate, prezintând în general cute de mică amplitudine. În masa lor apar frecvențe lentile de cuarț, de dimensiuni mici, dispuse concordant sau oblic pe direcția de șistozitate. Unele dintre aceste lentile au caracter budinat.

Compoziția mineralologică a rocii este constituită din muscovit, biotit, cuarț, feldspat plagioclaz și granat. De remarcat este faptul că biotitul și granatul pot prezenta diferite faze de cloritizare.

2. *Cuarțite cu biotit.* În sectorul Voșlobeni aceste roci sunt mai puțin reprezentate și formează benzi sau intercalări lenticulare la partea inferioară a micașisturilor sau a rocilor carbonatice. Mineralul principal este reprezentat prin cuarț, care în cea mai mare parte este cataclazat. Biotitul apare în proporții mult mai reduse și se caracterizează prin foci mici, mai rar lamele mari. Subordonat biotitului și asociat cu acesta se află muscovitul. În rocile care apar spre culmea Cocoșelul se constată prezența cloritului, provenit din transformarea biotitului. Macroscopic, cît mai ales sub microscop, se observă o alternanță de strate subțiri cuarțoase și strate micacee, care imprimă roci un caracter rubanat. Feldspatul este reprezentat prin albit. În unele iviri s-au determinat granatul și zirconul. Comparându-le cu rocile similare din partea estică, se constată în această parte că ele au un grad de metamorfism mai ridicat.

3. *Paragnaise cu biotit.* Spre deosebire de zona mezometamorfică estică, în sectorul Voșlobeni paragnaisele cu biotit au o dezvoltare mult mai redusă și pot fi considerate ca provenind din micașisturi în care feld-

spatul apare în proporție mai mare. Ele formează intercalații lenticulare în partea estică a calcarelor cristaline din culmea Cocoșelul.

În toate ivirile identificate se semnalează caracterul lor șistos. Strucatura este în general granoblastică, cu treceri spre granolepidoblastică. În compoziția mineralologică intră cuarțul, caracterizat prin cristale larg dezvoltate, multe din ele fiind sfărimate și recimentate. În ordinea frecvenței urmează feldspatul plagioclaz, biotitul, muscovitul și sporadic granatul. Dintre mineralele accesoriei se remarcă prezența apatitului și zirconului, iar dintre cele opace pirita.

4. Șisturi cu biotit și clorit. La partea superioară a complexului mezometamorfic apar roci cu caracter diaftoritic, reprezentate prin șisturi cu biotit și clorit. Ca și celelalte roci ale complexului mezometamorfic, se caracterizează printr-o șistozitate accentuată, determinată de proporția scăzută în cuarț. La suprafață sunt de obicei alterate, din care cauză se disting uneori mai greu de celelalte roci.

Compoziția mineralologică este constituită din biotit și clorit, asociat cu muscovit și cuarț. Dintre mineralele componente, cuarțul poate ajunge pînă la 50 %, formînd în cazul acesta treceri spre șisturi cuarțitice și cuarțite cu biotit și clorit. Cele mai multe granoblaste de cuarț sunt cataclazate. Cu totul subordonat în compoziția mineralologică mai apare feldspatul plagioclaz, care în cea mai mare parte este alterat.

5. Amfibolite. În șisturile mezometamorfice din zona vestică amfibolitele sunt mai puțin reprezentate și se întlnesc în micașisturi sub forma unor intercalații lenticulare care nu depășesc 100 m lungime și 1-2 m grosime. Ele se caracterizează printr-o șistozitate evidentă, au nuanțe verzui-negricioase și sunt uneori cutate. În toate ivirile identificate se constată o structură nematoblastică cu treceri spre cea granonematoblastică. În compoziția mineralologică a rocii mineralul predominant este hornblenda verde, după care urmează feldspatul plagioclaz, cuarțul și biotitul, iar dintre mineralele accesoriei se întîlnește epidotul, zoizitul, sfenul, titanitul, rutilul și calcitul. Mineralele opace sunt reprezentate prin magnetit și limonit. După parageneza mineralologică și caracterele petrografice, amfibolitele din regiunea cercetată provin din roci bazice metamorfizate.

6. Calcare cristaline și dolomite. După cum s-a arătat la început aceste roci au o dezvoltare importantă și se urmăresc în lungul limitei sud-vestice a cristalinului, cu mici întreruperi, între localitățile Lăzarea

pînă aproape de Tomești, pe o lungime de cca 22 km și lățime de 1,5-2 km, formînd masive calcaroase cum sunt cele din culmea Cocoșelul de la Voșlobeni și Penghic de la Boteni sau intercalații lenticulare în cuprinsul șisturilor mezometamorfice. Masivul calcaros-dolomitic de la Voșlobeni se află cuprins între depresiunea Gheorghieni și pîrul Husarului.

Aproape toate rocile din acest sector se caracterizează prin nuanțe deschise, albe sau cenușii, predominînd culoarea albă. Ele sunt puternic cristalizate, luînd aspectul unor calcare cristaline zaharoide sau marmure, cum este cazul celor de la limita nordică a culmii Poienița-Cocoșelul.

Pe baza analizelor microscopice și chimice s-a putut stabili că dolomitele predomină partea nord-vestică, vestică și sud-vestică a culmii amintite, în timp ce spre est și nord de această culme se dezvoltă calearele cristaline. O delimitare a calcarelor cristaline de dolomite nu se poate face decît cu aproximație. Numărul de analize efectuate pînă în prezent arată că această limită este foarte sinuoasă, cu multe îndințări, urmărindu-se de la limita nordică a carierei Brădețel spre vîrful Poienița. În multe iviri se remarcă diferențe grade de silicificieri, sub formă de filonașe, lentile sau grupări de cuart, răspîndite neuniform în masa rocilor. În multe sectoare, dar mai ales la partea superioară a carierei Brădețel, în debleul căii ferate din dreptul acestei cariere, în unii torenți precum și în sectorul dintre stațiunea Izvorul Mureșului și Sîndominic rocile carbonatice prezintă la suprafață nuanțe cărămizii sau roșietice, din cauza alterațiilor superficiale și a depunerilor de oxizi de fier pe fisuri sau diaclaze.

Din punct de vedere petrografic aceste roci se caracterizează prin dezvoltarea mare a cristalelor de calcit și dolomit. În zona dintre satul Voșlobeni și dealul Stoici din dreptul carierei Voșlobeni II, pe lîngă calcit și dolomit în compoziția mineralologică a rocii mai apare tremolit, diopsid, wollastonit și talc. Cristalele de tremolit pot ajunge la dimensiuni mari de 10-15 cm lungime, fiind dispuse frecvent radiar mai rar orientat. Rocile carbonatice cu cristale mari de tremolit constituie o caracteristică a acestei regiuni. În afara de aceste minerale, în multe iviri s-a semnalat prezența muscovitului sub forma unor foișe, uneori destul de mari.

Tectonica regiunii

Deși lucrarea se referă la o suprafață mică, interpretarea tectonică nu se poate face decît ținînd seama de un cadru mai larg. Sectorul cer-



cetăț se situează în apropierea limitei sudice a cristalinului Carpaților Orientali, caracterizat printr-o tectonică foarte complicată. Datorită mișcărilor tectonice s-a produs afundarea în trepte a cristalinului spre sud și fragmentarea lui în blocuri. În sectorul Voșlobeni șisturile cristaline, în care sunt intercalate dolomitele și calcarele cristaline, au o direcție NW-SE, corespunzînd cu direcția generală din Carpații Orientali, iar înclinările sunt variabile de la $20-70^{\circ}$ nord-est. Căderile mai pronunțate se remarcă în partea centrală a masivului calcaros și scad spre periferia acestuia. Liniile tectonice principale se constată la contactul dintre zonele mezometamorfice și epimetamorfice. Pe planul acestor linii s-a produs o ridicare a zonei mezometamorfice vestice față de seria șisturilor filitoase. Mai spre sud, acest contact este mascat în mare parte de materialul vulcanic neogen.

În cuprinsul rocilor carbonatice s-au format mai multe fracturi locale, dispuse transversal pe direcția șisturilor cristaline. Asemenea fracturi au fost identificate la limita nordică a carierei Brădețel, apoi în dreptul dealului Stoici și a satului Boteni. Între ultimele două fracturi, șisturile mezometamorfice au suferit o afundare, astfel că depozitele sedimentare ale bazinului Gheorghieni vin în contact direct cu rocile carbonatice din culmea Cocoșelul.

Datorită mișcărilor tectonice în masa rocilor carbonatice s-au produs numeroase fisuri și diaclaze, orientate în sensuri diferite, din care cauză dolomitele de la suprafață devin sfărămicioase și se desprind în fragmente mărunte și colțuroase. Spre deosebire de cutarea strânsă a șisturilor cristaline, în cadrul masivului dolomitic se constată ondulații mai mari și flexuri, vizibile mai mult în carierele principale din această regiune.

Mișcările tectonice importante din timpul Neogenului au avut drept rezultat scufundarea în cea mai mare parte a zonei șisturilor mezometamorfice vestice și formarea bazinului sedimentar al Gheorghienilor, a cărui colmatare definitivă s-a realizat în Cuaternarul nou.

Studiul mineralologic al dolomitelor de la Voșlobeni

Dolomitele din versantul vestic și sud-vestic al culmii Poienița-Cocoșelul sunt roci compacte, slab cutate și cu numeroase fisuri și diaclaze, umplute în unele zone cu oxizi de fier.

Cristalinitatea rocilor dolomitice este variabilă și se caracterizează prin frecvențe alternanțe de strate fin cristaline și strate cu o crista-



linitate avansată, luînd în cazul din urmă aspecte zaharoide, după cum se constată în dolomitele de culoare albă.

Structura dolomitelor este în general granoblastică, iar textura masivă, uneori cu tendință de slabă orientare.

Studiul mineralologic s-a efectuat atât asupra probelor colectate la suprafață, cît și asupra probelor din cariere și carote extrase din cele 7 foraje executate de I.G.E.X.

În studiul microscopic al dolomitelor, pentru determinarea cantitativă și identificarea carbonațiilor s-a folosit metoda reacțiilor cromatice pe secțiuni subțiri fără lamelă, metodă care a fost pusă la punct în laborator de Vasilica Pieptea.

Studiul microscopic al dolomitelor din zona dintre cele două cariere principale amintite a arătat că acestea sunt constituite aproape în totalitate (pînă la 95%) din dolomit, iar restul este reprezentat prin calcit, tremolit, wollastonit, diopsid și foite sporadice de muscovit.

Dolomitul formează o masă compactă, caracterizată prin cristale romboedrice sau granoblaste cu dimensiuni variabile de la 0,12/0,10-1,80/0,84 mm, în funcție de cristalinitatea rocii. Clivajul este perfect după fața de romboedru. Planele de clivaj sunt uneori curbate. Cristalele de dolomit prezintă în mod frecvent macle polisintetice și de întrepătrundere. La anumite adîncimi, în unele foraje, s-a constatat că dolomitul este format din cristale mari, în cea mai mare parte rotunjite și prinse într-un ciment dolomitic, caracterizând o structură brecioasă. În unele secțiuni subțiri s-a putut observa modul de înlocuire a calcitului de către dolomit. Granoblastele larg dezvoltate de calcit includ uneori granule mici de dolomit, determinînd o structură poikilitică.

Calcitul în dolomitele propriu-zise apare în proporție redusă; în majoritatea probelor analizate fiind cuprins între 2-6%. Cu cît se trece spre calcare dolomitice, cantitatea de calcit crește astfel că în calcarele cristaline din versantul nordic al culmii Cocoșelul ajunge pînă la 95%. Calcitul din rocile dolomitice este reprezentat prin granoblaste, mai rar prin cristale romboedrice. De obicei se află dispus la periferia cristalelor și granoblastelor de dolomit. Uneori apare dispus pe fisuri, în care caz este asociat cu tremolitul. Frecvent se remarcă depuneri de calcit de-a lungul planelor de clivaj din cristalele de dolomit sau se ramifică printre celelalte minerale din rocă.

Tremolitul este un mineral caracteristic rocilor carbonataate de la Voşlobeni, fiind prezent mai mult în unele iviri de la suprafață din zona carierei Voşlobeni II, mai rar dispus neuniform în rocile din adîncime. Cris-



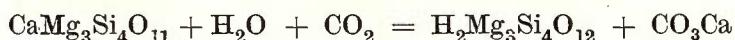
talele sănt dezvoltate sub forma unor prisme de dimensiuni reduse, mai rar ajungînd la cristale mari care pot depăsi 10-15 cm lungime și dispuse radiar în aggregate fasciculate sau în snopi. Cristalele mari au caracter poikilitic și cuprind în cadrul lor cristale mărunte de dolomit și calcit.

Muscovitul apare sporadic sub forma unor lamele de dimensiuni reduse și repartizate neuniform în masa rocilor carbonatice.

În dolomitele de la Voșlobeni cuarțul nu s-a semnalat decît în cazuri rare, atât în rocile de suprafață cît și în cele din adîncime. Cristalele de cuarț au un contur rotunjit și sănt asociate cu tremolit sau diopsid, asociație care apare mai frecvent pe fisurile din roci.

Diopsidul este un mineral, care se întîlnește destul de rar, sub forma unor cristale izolate, unele mari și cu aspect idiomorf, altele de dimensiuni reduse și xenoblastice. În crăpăturile din cristale se depune calcit secundar. Rocile cu diopsid sănt caracteristice pentru un metamorfism pronunțat, care poate ajunge pînă la partea inferioară a seriei mezometamorfice, fără însă a o depăși.

Talcul este un mineral secundar și apare în unele iviri depus sub forma unor lame sau pelicule pe fisuri. El rezultă din transformarea tremolitului care după reacția lui V a n H i s e se produce astfel :



Geneza dolomitului

Ca urmare a observațiilor din teren și a studiului de laborator, am ajuns la concluzia că procesul de dolomitizare a depozitelor calcaroase de la Voșlobeni s-a produs prin metasomatism-diogeneză.

Fenomenul a început după depunerea formațiunilor prin precipitare. Cercetările au arătat că prin evaporarea parțială a apei de mare din ariile depresionare se produce precipitarea gipsului, iar soluția rămasă se imbogătește în magneziu. În urma acestui fenomen, densitatea apei se mărește, provocînd dolomitizarea prin intrarea în reacție a CaCO_3 cu sărurile de Mg din soluție. Dolomitizarea începută prin schimbul de ioni în mîlurile calcaroase se amplifică și se definitivează în timpul metamorfismului regional. Rearanjarea materialului în aceste condiții — din care rezultă o îmbogățire în dolomit — are loc prin difuziunea materialului magnezian rămas încă în stare primară, în porii rocilor cimentate în timpul sedimentogenezei. Înaintea procesului de metamorfism, aceste roci au încă o porozitate pronunțată. În porii lor se găsește materialul magnezian, care în urma influenței metamorfismului, va circula și reacționa cu calcitul, chiar și la temperaturi scăzute.



Acolo unde dolomitul se găsește intim amestecat cu calcitul, carbonatul de magneziu se poate dizolva și se va reprecipa sub forma unui dolomit mai pur. În modul acesta, în calcar vor crește treptat cristale de dolomit relativ pure. Această diferențiere diagenetică ar putea explica situația termenilor finali ai rocilor de dolomit-calcit, care sunt mai frecvenți decât amestecurile intermedie. În acest caz, dolomitizarea poate fi considerată ca o diferențiere metamorfică la temperaturi scăzute care a afectat complexul sedimentar carbonatat.

În ceea ce privește apariția silicăților (tremolit și wollastonit, uneori cu structuri poikilitice, tremolit cu cuiburi de calcit) aceștia au luat naștere ca urmare a reacțiilor care au avut loc la nivelul suprafeței stratelor de dolomit sau pe fisuri, între dolomit și soluțiile bogate în silice.

Trecerile de la calcare pure la calcare slab dolomitice fiind limitate, pot fi atribuite dispoziției spațiale a materialului primar.

În ceea ce privește poziția stratigrafică a dolomitelor de la Voşlobeni, se constată că ele formează în zona lor de maximă dezvoltare un orizont situat la partea inferioară a calcarelor cristaline.

Chimismul rocilor dolomitice

Chimismul rocilor dolomitice și calcaroase a fost posibil să se cerceze, avându-se la dispoziție un număr suficient de analize chimice asupra probelor din foraje, cariere⁵ cît și de la suprafață.

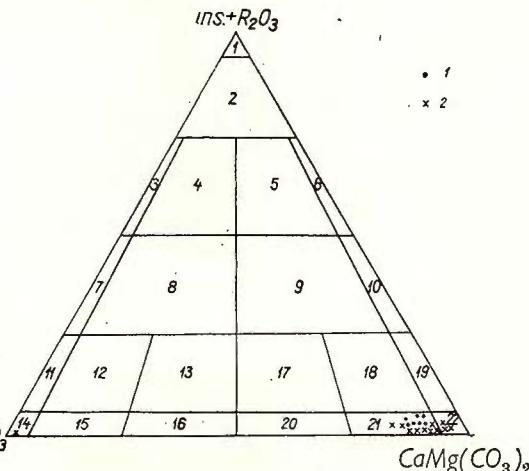


Fig. 1. — Proiecția rocilor dolomitice în triunghiul lui Vișneakov.

1. probe medii din foraje; 2. probe de la suprafață.

Projection des roches dolomitiques dans le triangle de Vișneakov.

1. échantillons moyens des forages; 2. CaCO_3
échantillons pris à la surface.

⁵ I. Tănăsucă, Olimpia Vasilescu. Raport geologic asupra lucrărilor de explorare prin foraje la Voşlobeni. 1967-1968. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Pentru clasificarea chimică a rocilor carbonatate am folosit reprezentarea grafică a lui V i s n e a k o v (fig. 1). Reprezentarea compoziției chimice se face într-un triunghi, ale cărui colțuri reprezintă cei trei componente principali ai rocilor carbonatice și anume : CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ și $\text{Ins.} + \text{R}_2\text{O}_3$.

Încadrarea rezultatelor analizelor chimice în cele 22 celule ale triunghiului Vișneakov, permite o clasificare chimică cantitativă a rocilor.

Studiul chimismului rocilor carbonatate s-a făcut pe baza unui număr de 99 analize chimice din foraj și cariere și 11 probe de la suprafață (vezi tabelul). Analizele chimice s-au executat în laboratorul Întreprinderii

TABEL

Compoziția chimică și mineralologică (valori calculate)

Proba	P.C.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	(calcit)	(Dolomit)	(Ins. + R_2O_3)	Celula tr. lui Vișneakov
<u>Probe din foraje</u>										
35921*	45,98	0,68	0,34	0,39	31,59	20,42	5,66	92,94	1,40	21
35922*	40,53	4,20	0,44	0,38	31,03	19,86	5,96	89,11	4,93	21
35923*	46,00	0,82	0,66	0,34	31,62	19,90	7,05	91,13	1,82	21
35924*	46,50	0,54	0,47	0,53	31,55	19,58	7,78	90,65	1,56	21
35925*	46,80	3,74	0,70	0,51	31,27	19,17	8,14	86,95	4,91	21
35926*	46,30	0,71	0,54	0,41	31,56	20,23	6,08	92,26	1,66	21
35927*	45,20	1,30	0,54	0,59	31,98	19,12	9,65	87,91	2,44	21
Front cariera	45,94	0,46	0,24	0,44	31,60	20,52	5,42	93,45	1,13	21
<u>Probe de suprafață</u>										
110	46,38	—	urme	0,56	33,40	18,92	12,64	86,78	0,58	21
115	46,31	—	urme	1,93	33,32	17,92	15,13	82,89	1,97	21
121	43,41	—	urme	0,33	54,88	0,39	97,84	1,81	0,35	14
101	46,57	—	urme	0,39	31,81	20,63	5,54	94,05	0,41	21
102	46,91	—	0,11	0,73	30,74	20,08	5,12	94,02	0,86	21
103	47,16	—	0,08	0,47	31,26	20,91	3,87	95,98	0,55	22
108	47,08	—	urme	0,52	31,81	20,27	6,46	93,00	0,54	21
109	46,79	—	urme	0,60	32,23	19,82	8,35	91,02	0,62	21
111	47,02	—	0,03	1,50	31,21	20,56	4,63	93,84	1,53	22
113	47,04	—	urme	0,28	31,33	20,64	4,72	94,98	0,30	22
118	46,08	—	0,02	0,45	33,65	19,14	12,47	87,06	0,47	21

* Valorile inscrise în tabel reprezintă media aritmetică a tuturor probelor chimice pe forajul respectiv.

geologice de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei. Avându-se în vedere variațiile mici de MgO și CaO în probele din foraje, proiecțarea lor în diagramă s-a făcut pe baza valorilor medii aritmetice. Cele 7 foraje



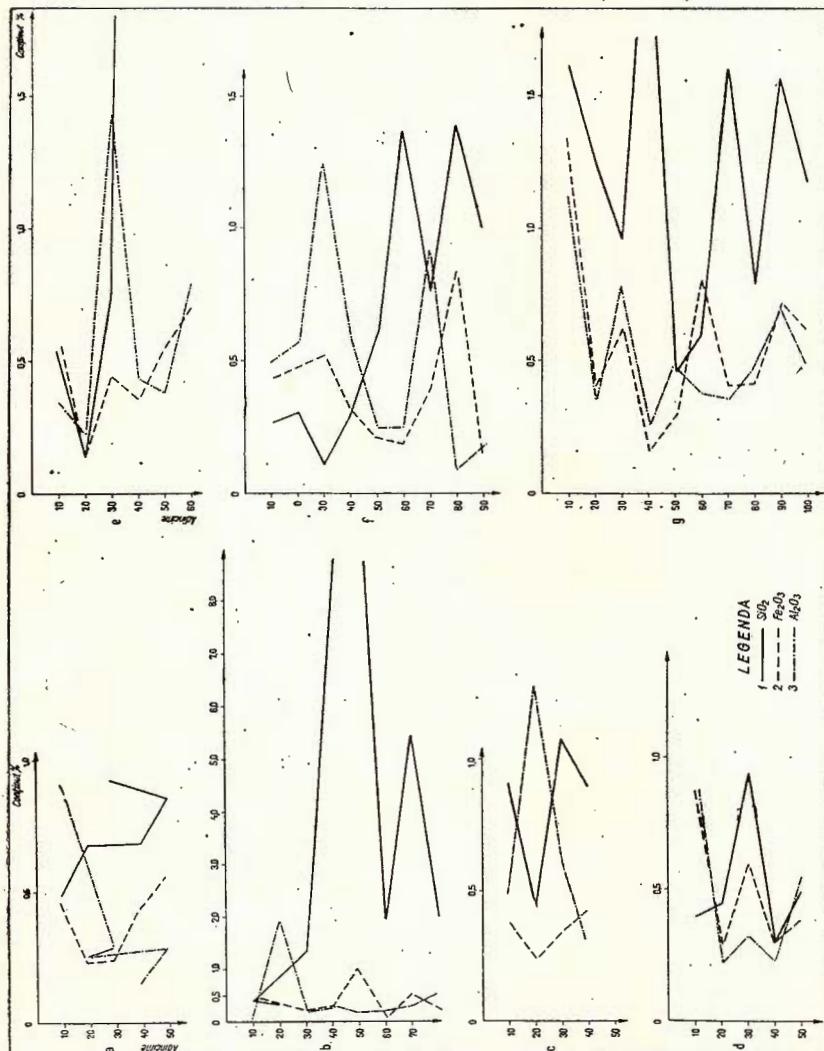


Fig. 2. — Diagrama de variație a elementelor minore (insolubile) din dolomitele de la Voșlobeni, asupra probelor colectate din foraje.

a, forajul 35.921; b, forajul 35.923; c, forajul 35.921; d, forajul 35.923; e, forajul 35.925; f, forajul 35.927.

Diagramme de variation des éléments mineurs (insolubiles) des dolomies de Voșlobeni, sur les échantillons collectés des forages.

a, forage 35.921; b, forage 35.923; c, forage 35.921; d, forage 35.923; e, forage 35.925; f, forage 35.927.

executate de I.G.E.X. în extinderea carierei Voșlobeni II, din care s-au colectat probele sistematice au atins adîncimile cuprinse între 42-102,57 m. S-a constatat că aproape toate probele analizate se încadrează în celulele 21 și 22, ceea ce corespunde la dolomite slab calcaroase și dolomite pure. Aceste roci ocupă versantul vestic și sud-vestic al culmii Poienița-Cocoșelul. Numai o singură probă se plasează în celula 14, reprezentând un calcar cristalin marmorean din versantul nordic al aceleiași culmi. Din aceasta rezultă că dolomitele din sectorul carierei Voșlobeni II, sunt foarte omogene, atât la suprafață cât și în adîncime și cu conținuturi aproape constante în MgO .

Conform clasificării rocilor carbonatați, stabilită de Pettijohn, rocile studiate se încadrează în grupa dolomitelor calcitizate.

În lucrare se prezintă diagrame de variație a elementelor insolubile (SiO_2 , Al_2O_3 și Fe_2O_3) care indică în general conținuturi mici, fapt care nu influențează asupra calității dolomitelor, având variații de la 0-1,5% (fig. 2, a-g). În două foraje silicea atinge valori între 3-4%, dar aceasta nu provine din rocile dolomitice, ea găsindu-se întimplător sub forma unor vinișoare alături de tremolit și diopsid. Calculul valorilor medii aritmetice a arătat că și aceste roci se încadrează în celula 21 din diagrama lui Vissnackov (fig. 1).

Comparând rezultatele de la Voșlobeni cu cele stabilite de Savul și Ianoviții în cristalinul Bistriței, se constată că variațiile chimice arocilor dolomitice sunt foarte mici, iar trecerea spre calcarele cristaline se face pe zone limitate.

Calitatea dolomitului

Analizele chimice numeroase care s-au efectuat asupra probelor din cariere, foraje și de la suprafață au arătat că dolomitul de la Voșlobeni este de bună calitate și poate avea multiple întrebunțări industriale, în special pentru industria siderurgică și a sticlei.

După Stas-ul 6284-60, probele analizate din cariera Voșlobeni II, și forajele executate în extinderea acesteia arată că aproape toate dolomitele din acest sector intră la calitatea I și foarte puține la calitatea a II-a.

Conținuturile medii ale probelor din acest perimetru sunt: $MgO = 19,85\%$, $CaO = 31,52\%$, $Fe_2O_3 = 0,43\%$, $Al_2O_3 = 0,49\%$, $SiO_2 = 1,55\%$, SO_4 Ca lipsă sau urme, $P.C. = 45,40\%$. Analizele chimice medii asupra probelor provenite numai din carieră au următoarele conținuturi: $MgO = 20,75\%$, $CaO = 31,30\%$, $Fe_2O_3 = 0,8\%$, $Al_2O_3 = 0,03\%$, $P.C. = 46,55\%$.

Prevederile Stas-ului 6284-60, pentru calitatea I și a II-a sînt: MgO minim 20%—19%, CaO minim 32-31%, Al_2O_3 maxim 0,5—1%, Fe_2O_3 maxim 0,2—0,35% și SO_4 Ca maxim 0,5—0,5%. Rezultă deci calitatea superioară a dolomitului de Voşlobeni.

În afară de calitate, importanța dolomitului de la Voşlobeni se constată din rezervele importante precum și condițiile avantajoase de exploatare, rocile dolomitice fiind localizate în apropierea șoselei naționale și a gării.

Concluzii

Din cele arătate rezultă că în sectorul Voşlobeni se dezvoltă un important masiv de roci carbonatice, care formează în întregime culmea Poienița-Cocoșelul. Acest masiv este localizat în zona șisturilor mezometamorfice vestice și se încadrează în tectonica de ansamblu a cristalinului Carpaților Orientali.

În cadrul rocilor carbonatate, dolomitele ocupă un loc însemnat. Ele au devenit cunoscute prin cercetările geologice din ultimul timp, prin lucrările de explorare și exploatare locală. Analizele chimice au permis să se precizeze că dolomitele de la Voşlobeni sunt de bună calitate, au conținuturi aproape constante în MgO și pot fi utilizate în industria siderurgică, industria sticlei etc. Pe baza datelor obținute s-a constatat că dolomitele cu aceleași calități se urmăresc spre nord pînă la cariera Brădețel și marginea comunei Voşlobeni, iar spre sud-est pînă în bazinul Padinei astfel încît rezervele industriale sunt importante. La aceasta se adaugă și condițiile avantajoase de exploatare.

BIBLIOGRAFIE

- B r a n a V. (1967) Zăcăminte nemetalifere din România. Ed. Tehnică. București.
 C i o r n e i P., V a s i l e s c u L. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarele Oltului și Mureșului. D. S. Com. Stat. Geol. XLVI, București.
 R a m b e r g I. (1958) Originea rocilor metamorfice și metasomaticice. Univ. Chicago Press.
 S a v u l M., I a n o v i c i V. (1959) Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R. IV/1, București.
 T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. Tehnică. București.



ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES DOLOMIES DE VOSLOBENI (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Dans la zone mésométamorphique occidentale des environs de l'extrême S—W du cristallin des Carpates Orientales, une importante zone de roches carbonatées se développe entre les localités Lăzarea et Tomești, sur une longueur de plus de 20 km. Dans cette zone s'individualisent les dolomies de Voslobeni, formant un massif qui n'a pas été étudié dans le passé du point de vue pétrographique et chimique. Latéralement et vers la partie supérieure les dolomies passent à des calcaires cristallins blancs à aspect de marbre. Les roches carbonatées sont localisées dans un complexe de schistes cristallins, formé avec prédominance de micaschistes à biotite et grenat, suivis de quartzites à biotite, paragneiss à biotite, schistes à biotite et chlorite et amphibolites. La position tectonique de ce complexe présente une orientation qui correspond à la direction générale du cristallin des Carpates Orientales, les pendages étant vers N—E. Le soulèvement des schistes mésométamorphiques par rapport à ceux épimétamorphiques s'est produit le long d'une ligne tectonique longitudinale et ils ont été rétromorphisés à la proximité du point de contact. Le massif dolomitique est délimité par des fractures transversales.

On a constaté à la suite de l'étude pétrographique et des analyses microscopiques que la dolomie était le principal minéral de ces roches (jusqu'à 95 %) et la calcite et les silicates apparaissaient en proportions variant de 2 à 6 %. La trémolite est le silicate caractéristique qui forme des cristaux de 10 à 15 cm ayant une disposition radiaire, orientée ou sous forme de gerbe. Les accidents silicieux sont occasionnels de sorte qu'ils n'ont aucune influence sur la qualité de la dolomie.

Les analyses chimiques sur les échantillons de surface et des forages ont mis en évidence de grandes teneurs en MgO, à petites variations, en montrant que les dolomies sont homogènes sur d'importantes superficies. Les teneurs moyennes d'un grand nombre d'échantillons sont comprises entre 19,85 % et 20,75 % MgO, de sorte que les dolomies peuvent être employées en différents branches de l'industrie, en tenant aussi compte du fait que les autres composants s'y trouvent en petites proportions.

Dans cet travail, on fait des considérations sur la genèse de la dolomie, en démontrant que celle-ci s'est formée de manière métasomatique-diagénétique.

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

PORTELANITELE DIN COPALNIC ȘI COAŞ (JUDEȚUL MARAMUREŞ)¹

DE

IOAN KALMÁR²

Abstract

Porcellanites from Copalnic and Coaş Areas (Maramureş District). The petrographical study on some spontaneous ignition products of Lower Oligocene coal led to the identifying of some mineral and structural characteristics which justify the including of the product formed in the category of metamorphic rocks under sanidinite and zeolitic facies. The formation of these porcellanites took place in the Upper Pleistocene.

Micile iviri de cărbuni de la Copalnic sînt cunoscute încă din secolul trecut (P o š e p n y, 1862). H o f m a n n (1887) și K o c h (1902) le amintesc precizîndu-le vîrstă oligocen-inferioară, vîrstă confirmată și de cercetătorii ulterior (S c h r é t e r, 1946; J a s k ó, 1950; D u m i t r e s c u, 1957; P a u c ă et al.³; M a r i n e s c u, M a r i n e s c u, 1962 etc.). Menționăm că între 1916–1918 și apoi, între 1942–1944 ivirile de cărbuni de la Copalnic și Coaș formează obiectul unor începuturi de exploatare, părăsite în curînd datorită dimensiunilor mici și calității inferioare a stratelor⁴.

¹ Comunicare în ședință din 29 martie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64, București.

³ M. P a u c ă, E l e n a M a t e e s c u, A u r a N a g h e l, A n t o a n e t a P e r i a n u, D. I s t o c e s c u, M i h a e l a G h e o r g h i a n, M. G h e o r g h i a n, M a g d a l e n a R a d u, A d. N a g h e l, E l e n a C ă r u ț a ș u. Prospecții geologice pentru cărbuni în bazinul Baia-Mare și imprejurimi. 1961. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁴ Informații furnizate de localnici, cu confirmare din arhiva O.R.S.G.C.M.F.G. Maramureș – Baia-Mare, prin geologul V. B o l o g a.



Cu ocazia cercetărilor efectuate în această regiune⁵ am întîlnit, în seria purtătoare de cărbune, numeroase iviri de portelanite, roci nemenționate de autorii anteriori.

Situatia geologică. Complexul purtător de cărbuni este intercalat în stratele de Curtuiuș-Ciocmani (în accepția lui Lăzărescu, 1965)

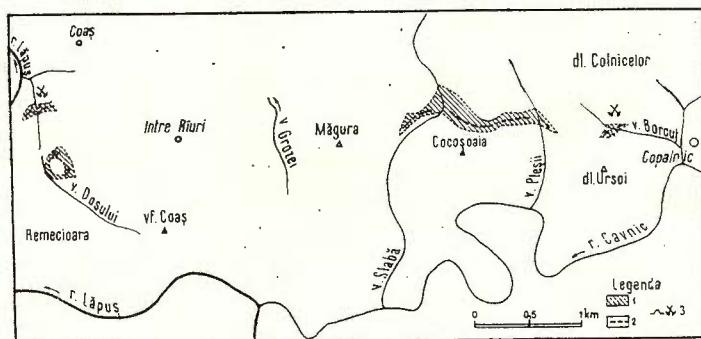


Fig. 1. — Zona de afloriment a stratelor de Curtuiuș-Ciocmani purtătoare de cărbuni, în partea de NW a masivului Preluca.
1. strate de Curtuiuș-Ciocmani; 2. iviri de portelanite; 3. exploatari vechi de cărbune.
Zone d'affleurement des couches de Curtuiuș-Ciocmani à charbons du NO du massif Preluca.
1. couches de Curtuiuș-Ciocmani; 2. affleurements de porcelanites; 3. anciennes exploitations de carbones.

și anume în partea lor inferioară și medie, fie în marne argiloase și argile nisipoase, fie la baza unui banc de lumașel format din turritelle și ceriți (ceea ce reprezintă baza faciesului Ciocmani) (fig. 1).

Marnele argiloase sunt roci aleuro-pelitice cu textură stratificată, de culoare cenușie sau gălbui. La microscop apar granule foarte fine (0,01-0,005 mm) de cuart, rare paieți de muscovit, fragmente cărbunoase, într-o masă fundamentală argiloasă cu zone carbonatate sau cu impregnații de pirită fin diseminată.

Argilele nisipoase, cu trecere spre gresii argiloase sunt roci cu structură psamo-pelitică și textură fin stratificată. Granule subangulare de cuart și de cuarțite ($\varnothing 0,05-0,1$ mm) de feldspat tulbure din cauza caolinizării, foițe de muscovit, de clorit și fragmente de material cărbunos spongios sunt prinse într-un ciment basal sau de umplutură de natură predominant argiloasă.

Calcarele lumașelice sunt roci de culoare cenușie sau verzuie, destul de dure, cu spărtură neregulată sau concoidală și cu miros de bitum. Într-o masă fin granulară de calcit apar fragmente

⁵ I. Kalmár. Raport asupra prospecțiunilor pentru substanțe minerale utile nemetalifere — mică — în regiunea Preluca-Răzoare. 1967. Arh. C.S.G. București.

I. Kalmár. Prospecțiuni pentru muscovit, cuart și feldspat în masivul Preluca (Maramureș). 1968. Arh. C. S. G. București.

sau cochilii întregi de gasteropode de talie mică și mijlocie (0,1-4 mm) și subordonat, fragmente de cochilii de lamelibranhiate, de ostracode, de carapace calcitizate de crustacei, fragmente incarbonizate de plante și cu totul sporadic granule de cuarț, paiete de muscovit și cuburi de pirită.

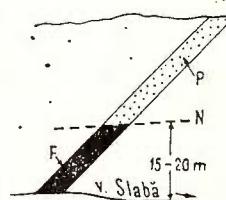
Cărbunele brun lignitic formează bancuri de 10-30 cm având adesea în culcuș numeroase lentile centimetrice de lumașel friabil de gasteropode. Are putere calorifică cuprinsă între 3200 și 4325 kcal/kg, conținutul de cenușă variind între 10-45%. La microscop se observă benzi alungite de vitrit într-o masă fundamentală în care plajele de pirită, vinișoarele de calcit și zonele bogate în granule de cuarț abundă.

Ivirile principale se localizează pe valea Borcut și valea Pleșii (Copalnic), valea Slabă (Între Râuri), între valea Dosului și valea Caselor (Coaș).

Urmărind zona de afloriment a complexului cărbunos pe interfluviu se observă la un moment dat, de regulă la o diferență de nivel de 15-20 m de la talveg, apariția unui material asemănător pînă la identitate cu o cărămidă veche, dezagregată. În unele cazuri (sub dealul Cocoșoaia sau pe versantul stîng al văii Slabe) materialul este atît de abundant încît acoperă întreaga suprafață a interfluviului și este purtată de apele de șiroire la distanță mare. La Coaș apar în cantități reduse deoarece și aflorimentul complexului cărbunos este mai restrîns. Aceste roci sunt porțelanitele, produse ale autoaprinderii cărbunilor (fig. 2).

Fig. 2. — P, porțelanit; F, argile și gresii argiloase cu strate de cărbuni; N, nivel de eroziune care se racordează cu terasa a 3-a a rîului Cavnic.

P, porcelanite; F, argiles et grès argileux à couches de charbons; N, niveau d'érosion raccordé avec la troisième terrasse de la rivière Cavnic.



Porțelanitele au culoare roșie deschisă sau portocalie dar uneori pot fi și negru-violacee. Sunt poroase, friabile, dar în adîncime se întîlnesc și varietăți compacte, roz deschise sau chiar albicioase, cu spărtură concoidală, asemănătoare cu un porțelan impur. La microscop (pl. I, fig. 1) roca are structură granoblastică inechigranulară sau porfiroblastică. În afara granulelor de cuarț și a paieițelor de muscovit se pot recunoaște prisme scurte de mullit identificate după habitusul prismatic, clivajul longitudinal, pleocroism slab (n_g – roz, n_p – incolor), relief ridicat, $n_g - n_p = 0,022$ și semnul optic pozitiv.

În pasta afanitică, adesea vitroasă se observă ace fine, orientate de epidot, paieți de sericit (pl. I, fig. 2) și local, în vacuoile, depuneri de zeoliți, în agregate radiare cu relief și birefrigență scăzute și clivaj perfect după prismă. După caracterele optice se pare că este un cristianit. Uneori apar solzi de clorit (pennin?).

Oxizii de fier participă fie ca o pulbere roșcată, opacă, de limonit, fie ca ace și plăcuțe fine (0,003 mm) de hematit. În apropiere, lumașelul descris anterior se transformă adesea într-un calcar vacuolar, alb, friabil (vezi tabelul).

TABEL

Roca	Porțelanit	Marnă argiloasă-cărbunoasă
Locul colectării	Dealul Cocoșoaia sat Între Riuri	Măgura (E) sat Între Riuri
	%	%
SiO_2	67,20	48,15
Al_2O_3	21,05	19,15
Fe_2O_3	3,59	2,00
FeO	0,30	2,00
CaO	0,60	8,50
MgO	0,40	3,55
Na_2O	1,85	1,99
K_2O	3,23	
P.C.	2,78	14,66
Total	101,00	100,00

Obs. Scăderea conținuturilor de calciu și magneziu și creșterea conținuturilor de alcalii denotă o metasomatoză alcalină legată de faza „hidrotermală”.

În ceea ce privește poziția porțelanitului în sistematica petrografică, optăm pentru includerea lui în grupa rocilor metamorfice.

Examinând compoziția mineralogică și condițiile de formare (presiune atmosferică, temperatură ridicată, de cel puțin 800°) reiese că în cadrul rocilor metamorfice (fig. 3), porțelanitele se pot forma în faciesul

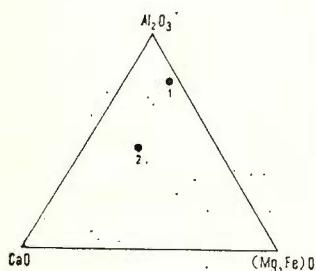


Fig. 3. — Poziția porțelanitelor de la Copalnic-Coaș pe diagrama ACF (1) în comparație cu poziția unor marne argiloase din același strat (2).

Position des porcelanites de Copalnic-Coaș sur le diagramme ACF (1) par rapport à la position des marnes argileuses de la même couche (2).

sanidinitului (asociația mullit-sticla), (T u n e r, V e r h o o g e n, 1960). Menționăm că în timpul formării rocilor în faciesul sanidinitic „apar minerale de înaltă temperatură analoge cu produsele cristalinizării topiturilor uscate în laborator”, „ca rezultat al fuziunii parțiale sau complete, sticla este uneori prezentă”... și „echilibrul chimic și termic este rareori atins; din această cauză numărul mineralelor asociate depășește numărul cerut de legea fazelor”.

Formarea sericitului, epidotului și a zeoliilor a avut loc imediat după terminarea fazei de temperatură înaltă cînd peste „cenușă” încă fierbinte s-a infiltrat apa conducînd la fenomene analoge metamorfismului hidrotermal.

În încheiere se pune problema vîrstei formării porțelanitelor. Cum combustia necesită accesul oxigenului atmosferic, procesul poate să aibă loc numai deasupra nivelului hidrostatic. Am subliniat anterior că limita inferioară a porțelanitelor se situează la 15-20 m deasupra talvegurilor actuale ale văilor Borcut, Pleșii și Slabă. Acest nivel, în punctele respective, coincide cu un nivel de eroziune care se poate urmări pe distanțe mari, racordîndu-se cu terasa a 3-a a sistemului hidrografic Cavnic-Lăpuș. Așa cum am observat în tot cuprinsul masivului Preluca, în intervalul de timp scurs între formarea terasei a 4-a și a 3-a se produc evenimente importante: încătușarea meandrelor Lăpușului și ale Cavnicului, formarea glacisului Prelucii, o serie de captări etc., consecință a unei ridicări a masivului și scufundarea bazinului Băii-Mari. De acord cu Poșea (1962), fixăm limita Holocen-Pleistocen la nivelul terasei a 2-a. Rezultă deci că formarea porțelanitelor a avut loc cel mai tîrziu pînă în Pleistocenul superior.

BIBLIOGRAFIE

- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din Bazinul Lăpușului (nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. I.P.G.G. III*, 1957, București.
- Hofmann v. K. (1887) Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahrsb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1885*, Budapest.
- Jaskó S. (1950) A nagybányai medence geológiája. *M. áll. Földt. Int. évi Jel. II*. 1950, Budapest.
- Koch A. (1902) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgische Landsteile. I. Palaeogen. *Mitt. a.d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. X*, Budapest.
- Kohn D., Lațiu E. (1957) Considerații asupra structurii sillimanitului și mullitului. *Acad. R. P. R. Timișoara. Stud. cerc. șt. IV/13-4*, Timișoara.
- Lăzărescu V. (1965) Cercetări geologice între Someș și Lăpuș la NW de Dej. Lucrare de disertație. I.P.G.G., catedra de stratigrafie. București.
- Marinescu Fl., Marinescu Josefina (1962) Contribuții la cunoașterea Paleogenului și Neogenului din colțul NW al masivului Preluca. *D. S. Com. Geol. XLIII*, București.
- Poșea G. r. (1962) Tara Lăpușului. Ed. științifică, București.
- Pösepny F. (1862) Geologische Verhältnisse der mittleren Lápos-Gebietes. *Jahrsb. d. k. geol. R. A. XII*, Wien.



- R a m b e r g H. (1948) Originea rocilor metamorfice și metasomatice. Trad. I. D. T. (1960), București.
- R o s e n b u s c h H. (1923) Elemente der Gesteinlehre. Stuttgart.
- S c h r é t e r-S á m s o n i Z. (1946) A szatmármegyei Kovás község környékének földtani viszonyai. *Földt. Közl.* LXV-LXXVI, Budapest.
- T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J. (1960) Petrologie magmatică și metamorfică. (Trad. lb. engleză). Ed. tehnică (1967), București.

PORCELANITES DES ENVIRONS DE COPALNIC ET DE COAŞ (DISTRICT MARAMUREŞ)

(Résumé)

Dans les couches de Curtuiuș-Ciocmani (Oligocène inférieur) on rencontre de petites intercalations de charbon brun lignitique. À la suite de l'auto-allumage des charbons, des roches rouges ou noires ont pris naissance. Elles ressemblent à la brique désagrégée. Ces roches sont constituées de quartz, muscovite, mullite, verre, épidote, séricite, zéolites et chlorites à structure granoblastique inéchigranulaire et à texture vacuolaire.

Les auteurs argumentent l'appartenance des porcelanites au groupe des roches métamorphiques notamment de celles appartenant au faciès sanidinitique et zéolitique selon Turner. Les changements d'ordre minéralogique structural et chimique dûs à la hausse de la température en constituent la justification.

En conclusion, on établie leur âge pléistocène supérieur à l'aide de corrélations géomorphologiques.



EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — Porțelanit. N + ; × 50. Coaș, Valea Dosului : c = cuarț; m = mullit; f = foițe de muscovit; s = sticlă.
Porcelanite. N+ ; × 50. Coaș, Valea Dosului : c = quartz; m = mullite; f = feuilletets de muscovite; s = verre.
- Fig. 2. — Porțelanit. N + ; × 50. dealul Cocoșoaia, Între Rîuri : s = sericit; e = epidot; z = agregat sferoidal de zeoliți și clorit; v = sticlă parțial devitrificată.
Porcelanite. N + ; × 50. colline Cocoșoaia, Între Rîuri : s = séricite; e = epidote; z = aggrégat sphéroïdal de zéolites et de chlorite; v = verre partiellement dévitrifié.



I. KALMÁR. Porțelanitele din Copalnic și Coaș.



1



2

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

FORMATIUNILE CRISTALINE DIN VERSANTUL NORDIC AL MASIVULUI RODNA¹

DE

HANS GEORG KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER²

Abstract

Crystalline Formations from the Northern Slope of the Rodna Massif. On the northern slope of the Rodna Mts three stratigraphic units, having formed during various orogenic cycles, are to be distinguished: Bretila Series (ante-Upper Proterozoic) and Repedea Series (Devonian-Lower Carboniferous) in the autochthonous of the massif, and Rebra Series (Upper Proterozoic) in the Rodna nappe. The mesometamorphic formations, prevailingly those of the Bretila Series, are characterized by a complicated history of metamorphism, their polymetamorphic character being especially due to the Hercynian regional metamorphism.

Regiunea cercetată este situată pe versantul nordic al masivului Rodna, fiind delimitată la sud de creasta principală a munților Rodnei, între vîrfurile Obîrșia Rebrii, Cormaia, Repede (2072 m), Negreasă, Puzdra (2188 m), Laptelui, Galațiului, Cailor, la est de valea Fîntînii, la vest de creasta Piatra Albă, iar la nord de linia de schimbare a pantei de la baza abruptului nordic al Rodnei, linie care marchează în morfologie, pe traseul faliei Dragoș, contactul tectonic dintre șisturile cristaline și formațiile sedimentare ale bazinului Borsă.

Suprafața astfel delimitată corespunde în cea mai mare parte bazi- nelor de colectare ale văilor Repede, Negoescu, Fîntînii și zonei de creastă cu circurile glaciare.

Primele informații geologice asupra munților Rodnei, datorite lui Partsch (1826), datează de la începutul secolului trecut. Ulterior

¹ Comunicare în ședință din 27 aprilie 1968.

² Institutul geologic. Sos Kiseleff nr. 55, București.



Tamna (1836), Richthofen (1860), Cotta (1862), Hauser, Stache (1863), Pošepny (1864), Walther (1876), aduc unele date suplimentare. La sfârșitul secolului trecut se remarcă în special împărțirea cristalinului Rodnei în grupe, de către Premics (1885) și Zapolowicz (1886). După 1900 apar date noi datorită lui Rozloznik (1907), Weber (1915), informații asupra raporturilor tectonice dintre epizonă și mezozonă, Reinhard, Atanasiu (1927), Popescu - Voitești (1930) și prima sinteză asupra masivului elaborată de Kräutner (1938), lucrare în care se fundamentează structura în pînză a munților Rodnei. Cercetările efectuate în ultimele două decenii au dus la început la negarea existenței pînzei în masivul Rodna - Ghica - Budăști (1955,), Rădulescu, Rădulescu, Focșa, Focșa, Ignat³; recent însă, structura în pînză a masivului a fost reafirmată de Dessila - Codarcea (1967), Pitulea (1967), Kräutner (1968). Elementul nou esențial pe care l-au adus cercetările efectuate de Rădulescu, Rădulescu, Tofan⁴, Rădulescu, Rădulescu, Focșa, Focșa, Ignat⁵, constă în decelarea unei importante discontinuități stratigrafice și metamorfice între formațiunile epi-și mezometamorfice.

Cercetările geologice în munții Rodnei s-au referit în mare parte la versantul sudic al masivului și în mod deosebit la regiunea valea Vinului-Ineu, zonă în care se află localizate acumulările de sulfuri polimetalice legate de andezitele neogene. Referiri directe la versantul nordic al munților Rodnei găsim la Premics (1885) și Zapolowicz (1886) care publică prima hartă de ansamblu pentru partea nordică a masivului. Zapolowicz recunoaște între altele natura recifală a unor masive calcaroase. El separă pentru prima dată în cadrul șisturilor cristaline formațiuni precambriene și formațiuni paleozoice. O cartare și o descriere petrografică mai detaliată a versantului nordic al munților Rodnei a fost efectuată de Kräutner (1938). În 1960 partea de nord a masivului a fost cartată detaliat de Focșa, Ignat și Bologa⁶. Autorii menționați recunosc două faciesuri principale în cadrul formațiunilor cristaline, un

³ I. Rădulescu, Ludemila Rădulescu, V. Ignat, I. Focșa, Felicia Focșa. Cercetări geologice în munții Rodnei. 1965. Arh. Inst. geol. București.

⁴ I. Rădulescu, Ludemila Rădulescu, Domnița Tofan. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și neferoase în regiunea Vf. Omul, Izv. Someșului, Vf. Ineu și lucrări speciale în partea de N a Carpaților Orientali (R. Bistrița Aurie-R. Moldova). 1961. Arh. Inst. geol. București.

⁵ Op. cit. pct. 3.

⁶ I. Focșa, V. Ignat, V. Bologa. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în regiunea Rodna de nord. 1960. Arh. Inst. geol. București.

facies mezozonal corespunzător faciesului amfibolic și albit-epidot-amfibolic și un facies epizonal, cu extindere largă, corespunzător unei serii cu roci tufogene. Spre partea superioară a stivei epizonale remarcă o asociatie caracteristică de calcare cu șisturi grafitoase. În rocile mezometamorfice semnalează fenomene intense de retromorfism.

În 1967 Pitulea publică un profil pe valea Repede în care atâșează pînzei de Rodna șisturile mezometamorfice, în parte migmatice, din cursul superior al văii și epizona din creastă.

Cercetările recente efectuate de Kräutner (1968) au pus în evidență existența a trei serii cristaline în versantul nordic al Rodnei: o serie polimetamorfică autohtonă, seria de Bretila, peste care se află dispusă transgresiv o serie paleozoică (tulișoidă), seria de Repedea, care suportă la rîndul ei tectonic seria de Rebra (pînza de Rodna).

Seria de Repedea a fost atribuită de Kräutner și Mirăuță (1970) Devonian-Carboniferului inferior, pe baza unor resturi fosile de crinoide și a unor paralelizări litologice.

Stratigrafia șisturilor cristaline

În regiunea cercetată se disting trei unități stratigrafice principale generate în cicluri orogenice diferite: seria de Bretila și seria de Repedea, în autohtonul masivului Rodna și seria de Rebra în pînza de Rodna.

Cristalinul autohton

Seria de Bretila (ante-Proterozoic superior). Seria de Bretila a fost definită de Kräutner (1938) drept mezozona autohtonă a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali, în anticlinalul Bretila din valea Bistrița. În regiunea cercetată aflorează în bazinul superior al văilor Repede și Negoești într-un monoclin orientat NW-SE și înclinat spre SW cu 30-60°.

Este cunoscută și în bazinul văii Vaserului, unde a fost descrisă de P. Ciorniei drept seria de Novăț și în imprejurimile vîrfului Pop Ivan. Seria de Bretila cuprinde cele mai vechi formațiuni din Carpații Orientali. Această afirmație se bazează pe lîngă relațiile de superpoziție pe faptul că: a) șisturile au un caracter polimetamorfic mai pronunțat decât formațiunile mezometamorfice ale Proterozoicului superior; b) sunt singurele formațiuni în parte migmatice din cristalinul Carpaților Orientali; c) caracterele faciale mezometamorfice dobîndite în primul stadiu de metamorfism regional se mențin constante pe întreaga suprafață a zonei cristalino-mezozoice, lucru care nu se constată în cadrul celorlalte serii mezometamorfice din Carpații Orientali; d) este singura serie din zona cristalino-mezozoică lipsită de calcare și dolomite.



Dessila-Codarcea (1967 a,b) situează seria de Bretila în Proterozoicul mediu, în complexul cutat „alutian”. Având în vedere indicațiile care există asupra vîrstei proterozoic-superioare pentru seriile cristaline mezometamorfice cu roci calcaroase și amfibolice (seria de Bistrița-Barnar și seria de Rebra), atribuim seria de Bretila ante-Proterozoicului superior.

Seria de Bretila provine din metamorfozarea regională, în faciesul amfibolitelor cu almandin, a unei formațiuni vulcanogen-sedimentare constituită dintr-o alternanță de material vulcanogen bazic și acid, preponderent tufaceu, cu roci de natură terigenă. Seria a fost afectată profund de fenomene de retromorfism regional și dinamic. Transformările diafotritice se oglindesc și în aspectul macroscopic al rocilor, care adesea prezintă o înfățișare foarte asemănătoare sisturilor epimetamorfice. Din această cauză o mare parte a formațiunilor seriei de Bretila a fost încadrată de cercetătorii precedenți, epizonei.

Seria de Bretila cuprinde trei unități stratigrafice majore: o unitate inferioară, unitatea mediană a gnaiselor oculare de Rebra-Anieș și o unitate superioară (Krăutner, 1968). În regiunea cercetată din versantul nordic al masivului, aflorează numai unitatea inferioară, în care au putut fi separate mai multe complexe stratigrafice și partea inferioară a complexului gnaiselor oculare de Rebra-Anieș. În stiva care aflorează din seria de Bretila în bazinul superior al văii Repede, distingem în consecință următoarele complexe stratigrafice (fig. 1):

Complexul gnaiselor și amfibolitelor (> 200 m), cuprinde partea inferioară, cunoscută în regiune, din seria de Bretila. În bază este delimitat tectonic de planul de încălecare din versantul nordic al masivului, iar la partea superioară de limita cu gnaisele albe din complexul superior. Este constituit din gnaise și micașisturi retromorfe în care se află intercalate spre partea superioară două bancuri de amfibolite, iar spre partea inferioară un nivel de gnaise oculare retromorfozate. Acest complex aflorează în zona de creastă între vîrful Galațiului și Muntele Cailor.

Complexul gnaiselor albe (100-300 m) urmează în succesiune normală. El aflorează în cursurile inferioare ale văilor Buhăescu, Gardina și sub vîrful Puzdra, într-o fâșie continuă cu grosime variabilă, fapt determinat de laminarea sa în lungul liniei de încălecare amintite. Este alcătuit din roci șistoase albe, muscovito-feldspatice (gnaise albe), în care se află intercalate micașisturi retromorfe și rare bancuri subțiri de amfibolite intens diaforizate. Gnaisele albe sănt constituite din benzi musco-

vitice care alternează cu benzi cuarțo-feldspatice. Feldspatul este reprezentat în cea mai mare parte prin albit. Ortoza apare sporadic sub formă de porfiroblaste. Albitul se prezintă fie în cristale mărunte în masa cuarțo-feldspatică a rocii, fie în porfiroblaste.

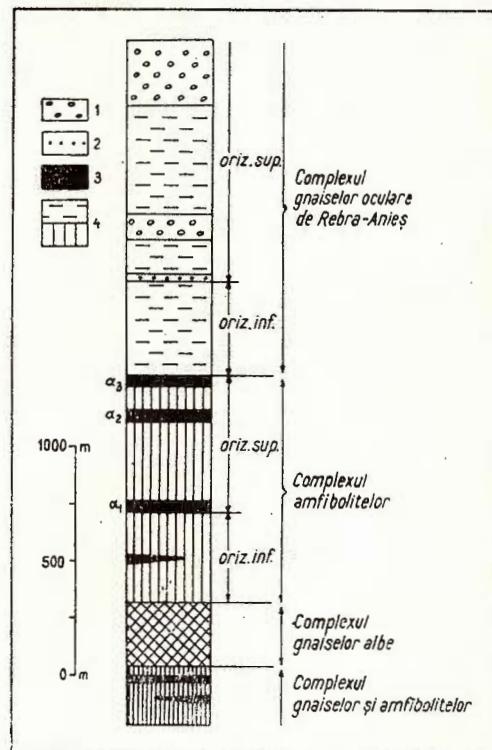
Datorită constituției mineralogice specifice, retromorfismul regional nu a cauzat schimbări mineralogice importante în rocă; albitul, muscovitul

Fig. 1. — Coloana stratigrafică a formațiunilor seriei de Bretila (ante-Proterozoic superior) din versantul nordic al masivului Rodna.

1. gneise oculare; 2. gneise albe (metatufuri acide); 3. ortoamfibolite (metatufuri bazice); 4. micașisturi și gneise.

Colonne stratigraphique des formations de la série de Bretila (anté-Protérozoïque supérieur) du versant septentrional du massif Rodna.

1. gneiss ocellés; 2. gneiss blancs (métatufs acides); 3. orthoamphibolites (métatufs basiques); 4. micaschistes et gneiss.



și cuarțul, constituenții principali ai rocilor albe, fiind stabili în condițiile faciesului șisturilor verzi. Se observă frecvent doar laminări care au dus la sfârșirea cuarțului și a feldspatului. Masa filonitică rezultată în urma acestor laminări, a suferit ulterior o recristalizare generală în condițiile faciesului șisturilor verzi. Datorită conținutului ridicat în sodiu, trădat prin predominarea albitului, este probabil că o parte din mineralele cu aspect muscovito-sericitos să reprezinte termeni paragonitici.

Aspectul macroscopic asemănător șisturilor epimetamorfice a determinat pe cercetătorii precedenți să atribuie aceste roci grupei rocilor „porfirogene” larg răspândite în epizona Carpaților Orientali.

Complexul amfibolitelor (1000-1100 m) urmează în succesiune normală peste complexul gnaiselor albe. Este delimitat la partea superioară de nivelul superior de amfibolite (α_3).

Formațiunile acestui complex sunt bine deschise în valea Repede. Spre nord-vest se urmăresc pînă în falia din valea Buhăescu iar spre sud-est pînă în vîrful Puzdra. Complexul este alcătuit din gnaise și micașisturi retromorfe cu rare intercalații de amfibolite, în partea inferioară și dintr-o alternanță de amfibolite cu micașisturi și gnaise, în partea superioară. Acest lucru a permis subdivizarea complexului în două orizonturi :

O r i z o n t u l i n f e r i o r (500 m) cuprinde o stivă de gnaise retromorfe cu intercalații de micașisturi și rare amfibolite retromorfe ;

O r i z o n t u l s u p e r i o r (600 m) este alcătuit din trei nivele de amfibolite retromorfe (α_1 α_2 α_3), cu grosimi cuprinse între 10-100 m, separate prin două pachete groase de micașisturi și gnaise retromorfe.

Nivelele de amfibolite constau într-o alternanță de roci amfibolitice masive și stratificate, cu rare intercalații subțiri de micașisturi retromorfe. Constituția mineralologică, aspectele structurale și prezența unor cristale de ilmenit încunjurate de o aureolă de leucoxen, formată în decursul retromorfismului, indică proveniența rocilor masive din efuziuni bazice. Stratificația amfibolitelor rubanate trădează formarea acestora printr-un proces de sedimentare și deci, caracterul tufogen al rocii initiale. Cele trei nivele de amfibolite sunt constituite deci din ortoamfibolite, reprezentate printr-o alternanță de metabazite și metatufuri bazice retromorfe și rare intercalații de roci de natură terigenă. În consecință, orizontul superior al complexului reprezintă o formațiune vulcanogen-sedimentară bazică.

Paragenezele initiale ale ortoamfibolitelor au fost convertite prin retromorfismul regional hercinic la asociații mineralogice stabile în faciesul șisturilor verzi : hornblendă verde-albăstruie, clorit, epidot, zoizit, albit, cuarț, sfen.

Complexul gnaiselor oculare de Rebra-Anieș (>1500 m). Cuprinde formațiunile superioare din succesiunea deschisă în versantul nordic al masivului. Aflorează în cursul superior al văilor Buhăescu, Repede, și se continuă sub șisturile seriei de Repedea în zona de creastă cuprinsă între vîrfurile Obîrșia Rebrii și Negoiasa. În partea inferioară este delimitat de nivelul superior de amfibolite (α_3). Partea superioară a complexului nu apare în regiunea cercetată. Faptul că între gnaisele oculare și nivelul α_3 de amfibolite se interpune un pachet gros de șisturi și un nivel carac-

teristic de gnaisse albe, permité subdivizarea în orizonturi a stivei corespunzătoare complexului gnaiselor oculare de Rebra-Anieş.

O r i z o n t u l i n f e r i o r (200—450 m) cuprinde pachetul de formațiuni delimitat de nivelul α_3 în partea inferioară și de nivelul de metatufuri acide (gnaisse albe) amintit, la partea superioară. Este constituit dintr-o alternanță de gnaisse retromorfe cu micașisturi retromorfe. În partea bazală se distinge un nivel subțire și discontinuu de cuarțite cu granat.

O r i z o n t u l s u p e r i o r (>1200 m) începe cu nivelul de metatufuri acide albe de la partea superioară a orizontului inferior. Consta dintr-o stivă groasă de gnaisse retromorfe cu rare intercalătii de micașisturi retromorfe și din două nivele de gnaisse oculare retromofozate. Având în vedere controlul stratigrafic evident căruia îi sunt supuse gnaisele oculare cît și argumentele suplimentare aduse de Krăutner (1968), considerăm aceste roci ca produsele intens metamorfozate ale unei formațiuni vulcanogene acide.

Rocile complexului gnaiselor oculare de Rebra-Anieş prezintă intense transformări diaftoritice atât dinamice cît și statice. De asemenea se constată frecvent în gnaisse prezența unui biotit proaspăt, iar în micașisturi a unui almandin, formate în urma unei recristalizări post-diaftoritice în masa rocilor retromorfe.

Seria de Repedea (Devonian-Carbonifer inferior). Seria de Repedea cuprinde, conform definiției (Krăutner, 1968), formațiunile paleozoice, slab metamorfozate, dispuse transgresiv pe seria de Bretila din autohtonul zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Vîrstă devonian-carboniferă inferioară a seriei a fost argumentată de Krăutner și Mirăuță (1970) pe baza unor osicule de microcrinoide și a unor paralelizări stratigrafice și litologice cu formațiuni paleozoice datează.

În regiunea cercetată seria de Repedea aflorează în două compoziții tectonice distincte și anume, în zona de creastă, dispusă orizontal peste seria de Bretila, și în versantul nordic al munților Rodnei, în poziție redresată și încălcată de seria de Bretila în lungul dislocației direcționale din nordul masivului.

Seria de Repedea constă dintr-o asociație caracteristică de roci grafitoase detritogene, calcare, dolomite și roci eruptive bazice, slab metamorfozate, foarte asemănătoare asociației cunoscută în seria de Tulișa din autohtonul Carpaților Meridionali. Ca roci reprezentative se remarcă metaconglomerate, metagrauwacke, șisturi cu cloritoid, șisturi grafitoase, calcare și șisturi verzi.

VERSANTUL NORDIC

ZONA DE CREASTĂ

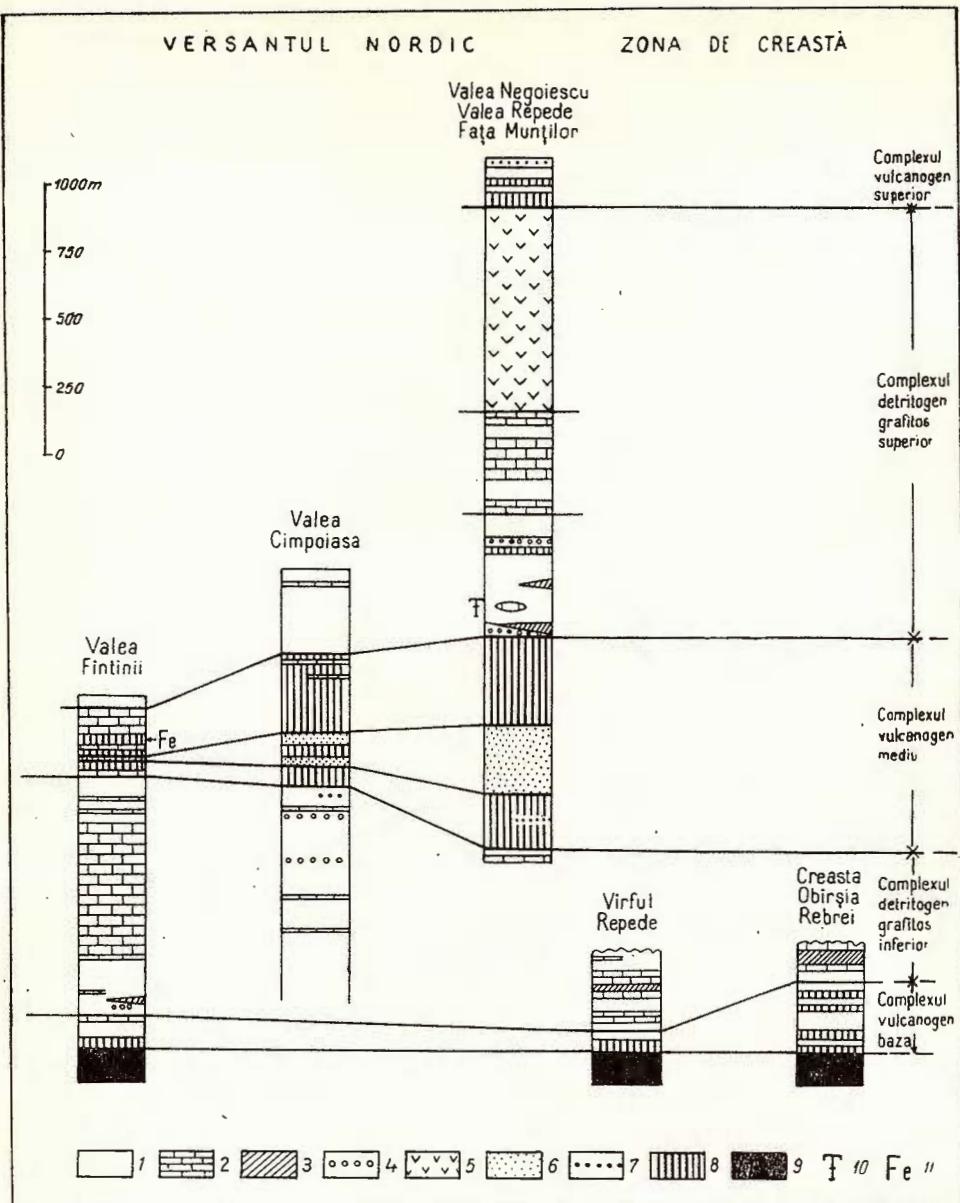


Fig. 2. — Coloane stratigrafice prin Devonian-Carboniferul inferior al seriei de Repedea.
 1. schisteux-chloriteux, schisteux-graphiteux (\pm chloritoïde); 2. calcaires et dolomites; 3. quartzites noirs; 4. métaconglomérats; 5. métagrauwackes et quartzites feldspathiques; 6. quartzites, quartzites feldspathiques, quartzites à zolite; 7. métatufs acides; 8. schistes verts (métatufs et roches météruptives); 9. série de Bretila; 10. microcrinoides; 11. minerale de fier.

Colonnes stratigraphiques à travers le Dévonien-Carbonifère inférieur de la série de Repedea.

1. schistes sériciteux-chloriteux, schistes sériciteux-graphiteux (\pm chloritoïde); 2. calcaires et dolomites; 3. quartzites noirs; 4. métaconglomérats; 5. métagrauwackes et quartzites feldspathiques; 6. quartzites, quartzites feldspathiques, quartzites à zolite; 7. métatufs acides; 8. schistes verts (métatufs et roches météruptives); 9. série de Bretila; 10. microcrinoides; 11. minerale de fer.

În succesiunea stratigrafică a seriei se disting cinci complexe, corespunzătoare principalelor etape din evoluția litogenezei formațiunilor paleozoice (fig. 2).

Complexul vulcanogen bazal (25-100 m). Cuprinde formațiunile inferioare ale seriei, dispuse transgresiv peste seria de Bretila. Este reprezentat printr-o formațiune vulcanogen-sedimentară, constituită dintr-o alternanță de șisturi verzi cu șisturi sericito-cloritoase și rare intercalații de calcare, la partea superioară (calcarele de Stiol).

Complexul detritogen grafitos inferior (<1000 m) urmează în succesiune peste complexul vulcanogen bazal. Aflorează în zona de creastă și în bazinile văilor Fântâni și Cimpoiasa. Este constituit din șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi cu cloritoid, cuarțite negre, metaconglomerate, cuarțite microconglomeratice, calcare și dolomite.

Cuarțitele negre și șisturile cu cloritoid apar spre partea inferioară a complexului.

În partea mediană a complexului se întâlnesc cu precădere rocile carbonatice. Ele reprezintă în cea mai mare parte formațiuni recifale constituite din calcar albe masive (bioherme), în zonele centrale cu grosime maximă (500 m) și din calcar stratificate în zonele de efilare (recifogene). Cel mai elocvent exemplu îl constituie reciful de la Piatra Rea (bazinul văii Fântâni) reprezentat printr-o lentilă de calcar albe masive, care pe o distanță de 2 km se efilează pînă la 1 m grosime trecînd în calcar cenușii, stratificate.

Spre partea superioară a complexului se individualizează un orizont de metaconglomerate și cuarțite microconglomeratice albe (orizontul metaconglomeratic de Cimpoiasa).

Complexul vulcanogen mediu (de Negoescu) (200-800 m) dispus peste complexul detritogen grafitos inferior, reprezintă o formațiune vulcanogen-sedimentară bazică, alcătuită predominant din metatufuri bazice, metabazite și subordonat din șisturi sericito-cloritoase, calcare, cuarțite, cuarțite cu zoizit și metatufuri acide (keratofirice cuarțifere).

Complexul prezintă variații de grosimi de la 200 m la 800 m datorită unei creșteri însemnante, de la SE spre NE, a volumului de material vulcanic.

Prezența, în partea mediană a seriei, a unui orizont constituit din cuarțite, cuarțite cu zoizit și metatufuri acide permite subdivizarea stivei de produse vulcanice în două orizonturi de șisturi verzi: un orizont

i n f e r i o r (30-200 m), caracterizat prin grosimea relativ mai redusă, prin creșterea spre sud-est a volumului de șisturi sericito-cloritoase în detrimentul șisturilor verzi și prin prezența unor nivele subțiri de metatufuri acide (keratofirice cuarțifere).

U n o r i z o n t s u p e r i o r (75-330 m) caracterizat printr-un volum mai mare de șisturi verzi; prezența unor intercalării de calcare spre partea superioară, dintre care cel mai caracteristic este nivelul calcarelor de Rîpa Rea, care delimită partea superioară a complexului; prezența în zona de efilare a orizontului a unor metajaspile hematitice de tip Lahn-Dill, localizate într-o alternanță de calcare cu șisturi verzi.

Caracteristica petrografică a complexului vulcanogen mediu constă în asociația metatufurilor bazice cu metabazite și metatufuri acide.

Metatufurile bazice (diabazice), reprezentate prin șisturi cloritoase, calcaroase-albitice, uneori cuarțoase, șisturi cloritoase-sericitoase-albitice cu stilpnomelan, se recunosc ușor după rubanarea care trădează caracterul stratificat al rocii inițiale.

Metabazitele provin probabil în cea mai mare parte din efuziuni bazice submarine, deoarece alternează cu metatufurile în care se află intercalate strate subțiri de calcare și dolomite. Rocile metaeruptive bazice sunt reprezentate prin șisturi clorito-albitice cu epidot și calcit. Uneori se constată local o structură ofitică relictă, deformată, ceea ce evidențiază caracterul diabazic al rocilor inițiale. Alteori se observă structuri porfirice determinate de prezența unor cristale mari de albit asociate intim cu epidot și calcit. Cristalele de albit provin din transformarea unui plagioclaz bazic dintr-o rocă efuzivă bazică porfirică.

Metatufurile keratofirice cuarțifere au fost identificate în cîteva intercalări pe versantul nordic, în zona de îngroșare maximă a formațiunii vulcanogen-sedimentare. Rocile prezintă o culoare albă și o stratificație evidentă. Datorită metamorfismului slab s-au păstrat relicte atît cristale de feldspat cît și fragmente de roci eruptive. Sintem deci în prezența unor tufuri lito-cristaloclastice. Cristalele de feldspat reprezentate inițial în mare parte printr-un feldspat potasic au fost intens albitizate premetamorfic, fapt ce confirmă caracterul keratofiric al rocii. Relictele nealbitizate arată diverse grade de triclinicitate, ca efect al metamorfismului epizonal.

Complexul vulcanogen bazal constă, în consecință, dintr-o asociație de roci eruptive tipică formațiunilor de geosinclinal. El cuprinde principalele produse ale magmatismului inițial hercnic din autohtonul zonei cristalino-mezozoice.

Complexul detritogen grafitos superior (<1500 m) urmează în succesiune peste complexul vulcanogen bazal. Este constituit dintr-o stivă de material predominant detritogen și carbonatic, în care se pot separa trei orizonturi :

Orizontul metaconglomeratic (100-500 m) constituie partea inferioară a complexului și este reprezentat printr-o alternanță de metaconglomerate, cuarțite microconglomeratice, cuarțite negre, șisturi grafitoase, șisturi sericito-grafitoase cu cloritoid, șisturi sericito-cloritoase. Apar de asemenea rare intercalații de șisturi verzi tufogene, calcare și dolomite.

În versantul nordic, în culmea Prislopăș se distinge în partea inferioară a orizontului un nivel constituit preponderent din cuarțite grafitoase, cuarțite microconglomeratice, și metaconglomerate (nivelul cuarțitelor microconglomeratice). Spre partea superioară a orizontului se evidențiază un nivel reper format din metatufuri bazice (1—10 m).

Orizontul dolomito-calcaros (350 m) urmează peste orizontul metaconglomeratic. Este alcătuit dintr-o alternanță de calcare și dolomite rubanate cu șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase și mai rar șisturi cu cloritoid. Stratele de roci carbonatice au grosimi variabile între 1—150 m. În cadrul lor se constată o alternanță între dolomite și calcare. Uneori intercalațiile dolomitice prezintă o dezvoltare lenticulară.

Orizontul metagrauwackelor (750 m) urmează în succesiune peste orizontul dolomito-calcaros. Apare numai în versantul nordic, în zona de creastă fiind erodat. Este constituit dintr-o stivă groasă de roci cuarțoase, feldspatice (metagrauwacke) sericitoase, de culoare cenușie și cu aspect masiv. Adesea se constată o stratificație în bancuri decimetrice. În cadrul orizontului au fost identificate trei nivele discontinui de cuarțite feldspatice albe.

Complexul vulcanogen superior (>200 m) se dispune peste orizontul metagrauwackelor. El cuprinde produsele magmatismului inițial hercnic, eliberate într-o nouă fază de activitate. Este constituit dintr-o alternanță de metatufuri bazice și șisturi sericito-cloritoase, în partea inferioară, și din metatufuri acide, în partea superioară. Spre baza complexului se individualizează un nivel de calcare rubanate.

Cristalinul pînzei de Rodna

Seria de Rebra (Proterozoic superior). Această serie cuprinde formațiunile pînzei de Rodna, deosebite din punct de vedere petrografic de cristalinul autohton al seriei de Bretila (K r ä u t n e r, 1968). Prin succesiunea stratigrafică și constituția litologică, seria de Rebra se aseamănă mult

seriei de Bistrița-Barnar (Bercia et al., 1967), în care Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Codarcea (1965) au pus în evidență spori ante-cambrieni, înclinăm de aceea spre a atribui seria de Rebra Proterozoicului superior.

În regiunea cercetată seria de Rebra aflorează numai în culmea Piatra Albă care constituie partea estică din petecul de acoperire a Pietrosului. Seria larg dezvoltată în faciesul amfibolitelor cu almandin pe versantul sudic al masivului, se prezintă în această zonă în faciesul șisturilor verzi. În cadrul ei se disting două complexe stratigrafice.

Complexul calcarelor și amfibolitelor. Reprezintă partea inferioară cunoscută din seria retezată în bază de planul de șariaj al pînzei. Complexul constă dintr-o alternanță de calcare albe, rubanate cu șisturi sericito-cloritoase cuarțitice și rare intercalații de amfibolite. În partea inferioară se remarcă două strate subțiri de dolomite.

Complexul micașisturilor urmează în succesiune peste complexul precedent, fiind delimitat în partea inferioară de nivelul superior de calcare al acestuia. Este constituit din șisturi sericito-cloritoase cuarțitice și din șisturi clorito-sericitoase în care se constată prezența unui granat și a unui biotit proaspăt, crescute neregulat în masa rocii în urma unei blasteze ulterioare metamorfismului regional epizonal al seriei de Rebra.

Metamorfismul formațiunilor cristaline

Șisturile cristaline ale pînzei de Rebra se deosebesc de cele autohtone, pe lîngă caracterele litologice și stratigrafice diferite menționate și prin istoria metamorfismului; în timp ce în seria de Bretila caracterul polimetamorfic se concretizează prin numeroase transformări succesive, seria de Rebra prezintă un polimetamorfism mai simplu.

Metamorfismul formațiunilor autohtone

În formațiunile autohtone se disting două faze principale de metamorfism regional, corespunzătoare celor două cicluri orogenice în decursul cărora au luat naștere seria de Bretila și seria de Repedea. Relațiile dintre evoluția metamorfismului și fazele de deformare tectonică sunt arătate în tabelul 1.

Metamorfismul regional proterozoic. A afectat formațiunile etajului structural inferior (seria de Bretila) și s-a desfășurat în condițiile faciesului



amfibolitelor cu almandin. În cadrul formațiunii vulcanogene acide, a generat fenomene migmatice concretizate prin formarea gnaiselor oculare.

Metamorfismul regional hercnic. S-a desfășurat în condițiile faciesului șisturilor verzi având un caracter progresiv în formațiunile paleozoice ale seriei de Repedea și regresiv în cele proterozoice ale seriei de Bretila.

În timp ce transformarea sedimentelor devonian-carbonifere prezintă uniformitatea caracteristică metamorfismului regional, retromorfismul din seria de Bretila arată unele variații de intensitate, concretizate în special în descreșterea gradului de diaftorizare spre zonele profunde ale fundașului. Intensitatea maximă a retromorfismului seriei de Bretila în apropierea contactului cu seria de Repedea se datorează atât deformărilor tectonice hercinice, mai pronunțate în această zonă superioară din fundament, cît și poziției apropiate față de sedimentele paleozoice în care se află înmagazinată apa necesară transformărilor retromorfe.

Studiul microscopic al relațiilor structurale și al aspectelor texturale din rocile retromorfe ale seriei de Bretila indică două stadii succesive de transformări retromorfe în decursul retromorfismului regional hercnic, urmate de un metamorfism progresiv.

1. Un stadiu retromorf static, în parte pre-tectonic, concretizat prin :

- a) transformarea feldspațiilor potasici din gnaise într-un agregat microcristalin de sericit neorientat ;
- b) descompunerea feldspațiilor plagioclazi din amfibolite în albit, epidot, calcit și o masă de cristale mărunte de zoizit, dispuse neorientat ;
- c) cloritizarea biotitului, granatului și a amfibolului ;
- d) transformarea ilmenitului din amfibolite în sfen (leucoxen) ;
- e) menținerea relictă a texturii și structurii rocii mezometamorfice.

Conform aspectelor structurale și texturale, transformările au decurs în condiții statice, sub presiune orientată. Ele au fost activate de mobilitatea apei din cuvertura sedimentară paleozoică, sub influența creșterii temperaturii și presiunii în stadiul incipient al metamorfismului.

2. Un stadiu retromorf dinamic sintectonic, caracterizat prin sistozarea rocilor retromorfe în decursul deformărilor hercinice, succede primul stadiu de transformări statice. Se caracterizează prin orientarea în planul sistozității a mineralelor retromorfe (clorit, sericit), formate în primul stadiu și prin continuarea diaforezei. Retromorfismul precede deci, deformarea tectonică și se desăvîrșește în timpul deformării (tab. 1).

TABELUL 1
*Relațiile dintre evoluția metamorfismului și
 fazele de deformare tectonică în formațiunile cristaline autohtone*

Ciclul orogenic	Proterozoic	Hercinic			Alpin
		Sinorogen	Pre-tectonic	Sintectonic	
Stadiul de deformare	cutare	—	cutare flexurală cu alunecare concentrică	clivaj de forfecare	—
Etajul structural superior (Seria de Repedea)	—	Metamorfism regional progresiv (subfacies cuarț-albit-clorit)			milonitizare și filonitizare
Etajul structural inferior (Seria de Bretila)	Metamorfism regional progresiv (facies amf. cu alm.)	Retro-morfism regional static (subfacies cuarț-albit-clorit)	Retromorfism regional dinamic (subfacies cuarț-albit-clorit)	Metamorfism progresiv post-diaftoritic (sub presiune orientată) (biotit, almandin)	Milonitizare și filonitizare însotite de retromorfism dinamic

3. Un stadiu progresiv post-diaftoritic, în parte static, se recunoaște ca o a treia etapă în evoluția rocilor retromorfe din seria de Bretila. Acest stadiu de transformări, care ridică gradul de metamorfism al rocilor, se caracterizează prin :

- a) creșterea în masa sericitică rezultată prin retromorfism, a unui biotit proaspăt dispus adesea oblic pe șistozitatea rocii (querbiotit);
- b) creșterea în masa sericito-cloritoasă formată în retromorfism, a unui almandin proaspăt, cu conture rotunjite;
- c) blasteza biotitului și granatului este controlată de compozitia chimică și mineralologică a rocilor retromorfe; în gnaisele retromorfe, bogate în sericit, se constată prezența biotitului, în timp ce în micașurile retromorfe granatul este mineralul nou format.

Înregistrarea statistică a poziției în spațiu a cristalelor de biotit de neoformație și a sericitului rezultat în retromorfism, într-un gnais retromorf neșistozat din cursul superior al văii Repede, (fig. 3) arată o dispunere preferențială a lamelelor în mai multe poziții marcate prin maxime de frecvență. Se remarcă de asemenea o tendință de formare a unui cordon discontinuu în jurul axei tectonice B. Această constatare indică desfășurarea atât a diaforezei statice cât și a blastezei post-diaftoritice sub un

cimp de presiune orientată cu o dispoziție conformă față de direcția pre-siunilor tectonice care au generat deformările hercinice și proterozoice.

Concordanța dintre orientarea structurilor proterozoice, hercinice și alpine în Carpații Orientali se datorează poziției acestui sector carpatic față de platforma est-europeană (Kräutner, 1968). Apartenența la

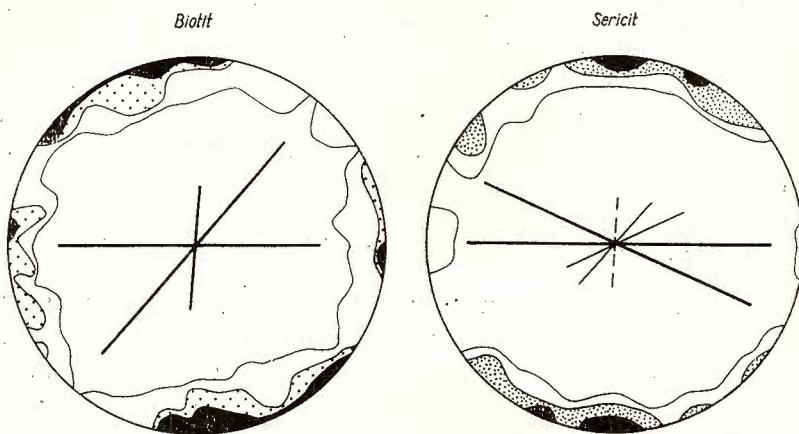


Fig. 3. — Diagrama polilor lamelelor de sericit (200 puncte) și biotit (70 puncte) din gnaisele retromorfe ale seriei de Bretila din cursul superior al văii Repede. Secțiune $\perp B$ (8%, 5%, 1,5%).

Diagramme des pôles des lamelles de séricite (200 points) et biotite (70 points) des gneiss rétromorphes de la série de Bretila du cours supérieur de la vallée Repede. Section $\perp B$ (8%, 5%, 1,5%).

două stadii diferite de cristalizare a biotitului și sericitului din roca analizată, rezultă din pozițiile diferite în care se plasează maximele pentru polii celor două minerale. În timp ce lamelele de sericit arată o orientare preferențială în jurul a două plane cu poziții apropiate, lamelele de biotit se dispun în general în jurul a două plane care fac un unghi de 70° și se intersectează în axul *B*. Poziția maximului principal obținut pentru biotit corespunde cu unul din maximele polilor fețelor de sericit.

Retromorfismul dinamic. Legat de dislocațiile tectonice direcționale și de shaiajul pînzei, produce ultimele transformări cunoscute în cristalinul autohton. Ele au o extindere restrînsă și se concretizează prin cloritizarea granatului, biotitului și a hornblendei, formate în etapele de metamorfism anterioare.

Metamorfismul cristalinului din pînza de Rodna

Seria de Rodna din petecul de acoperire al Pietrosului se prezintă în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-clorit. Pe măsura deplasării spre sud, deci spre nivele stratigrafice superioare, se remarcă creșterea peste fondul epizonal al șisturilor a unor cristale mărunte, idiomorfe sau dendritice, de granat, biotit, mai rar de hornblendă, răspândite neomogen în masa rocii. Prin creșterea dimensiunilor și a frecvenței acestor minerale se ajunge treptat la faciesul sudic mezozonal al seriei de Rebra. Creșterea gradului de metamorfism din formațiunile seriei de Rebra pare a fi deci, determinată de o etapă nouă de metamorfism care succede prima fază de metamorfism epizonal și imprimă rocilor cu granat și biotit un caracter polimetamorfic.

Tectonica formațiunilor cristaline

Masivul cristalin al Rodnei este constituit din două unități tectonice majore : autohtonul zonei cristalino-mezozoice, căruia în raport cu flișul său revine o poziție parautohtonă, și pînza de Rodna. Structura în pînză a munților Rodnei, argumentată de Kräutner (1938) prin superpoziția mezozonei peste epizonă, și-a găsit recent o nouă confirmare prin identificarea unor formațiuni paleozoice interpuse între mezozona de Bretila și mezozona seriei de Rebra (Kräutner, 1968 ; Kräutner, Mirăuță, 1970).

În urma subdiviziunii stratigrafice a cristalinului din pînza, s-a putut demonstra că desprinderea pînzei s-a realizat după un plan paralel cu sistozitatea de stratificație din seria de Rebra și deci implicit caracterul de forfecare a șariajului (Kräutner, 1968).

Pînza de Rodna este reprezentată în regiunea cercetată doar prin petecul cu lamboul Negoiasa și prin partea estică a petecului de acoperire a Pietrosului, petec care repauzează în valea Repede peste seria de Repedea și peste seria de Bretila prin intermediul unui lambou tectonic format din șisturi ale seriei de Bretila. Înclinăm spre a considera cele două lambouri menționate drept clipe de rabotaj pe planul de șariaj al pînzei.

Petecul Pietrosul este retezat în partea de SE de o falie alpină ultioră șariajului — falia Buhăescu. Această falie, bine evidențiată și în morfologia reliefului din versantul stîng al văii Buhăescu, ridică compartimentul sud-estic cu aproximativ 800—1 000 m, astfel încît planul de șariaj se regăsește la sud-est de falie doar în zona de creastă, sub petecul Negoiasa.



Cristalinul autohton este constituit din două etaje structurale corespunzătoare ciclului proterozoic, în care s-a format seria de Bretila, și respectiv ciclului hercnic, care a dat naștere seriei de Repedea.

În formațiunile autohtone din regiunea cercetată se disting două compartimente tectonice majore separate printr-un plan de încălecare

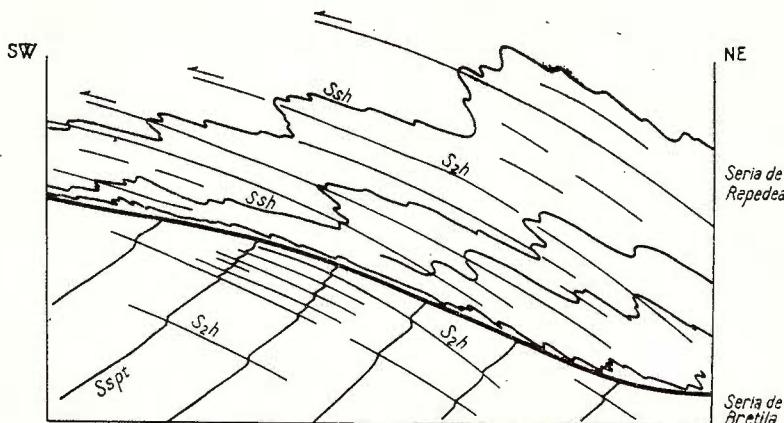


Fig. 4. — Reprezentarea schematică a deformărilor herciniice din cele două etaje structurale din cristalinul autohton.

Ss pt. sistozitatea de stratificatie proterozoica; Ss h. sistozitatea de stratificatie hercyniene; S₂ h. sistozitatea de clivaj hercynien.

Représentation schématique des déformations hercyniennes des deux étages structuraux du cristallin autochtone.

Ss pt. schistosité de stratification protérozoïque; Ss h. schistosité de stratification hercynienne; S₂ h. schistosité de clivage hercynienne.

orientat E-W și înclinațat cu 40—60° spre sud. Pe acest plan seria de Bretila încalcă spre nord formațiunile devonian-carbonifere ale seriei de Repedea cu o amplitudine de peste 3 000 m. În compartimentul nordic aflorează doar formațiunile etajului structural superior redresate. În compartimentul sudic seria de Bretila formează un monoclin orientat NW-SE, cu o înclinare medie de 45° SW, peste care în zona de creastă se află dispusă în poziție aproape orizontală, seria de Repedea.

Deformarea hercinică a afectat ambele etaje structurale (fig. 4). În cel superior s-a manifestat printr-o cutare strânsă. Cutile sunt deversate spre sud-est, planele lor axiale fiind slab înclinate spre NE sau în poziție orizontală. În formațiunile proterozoice din etajul structural inferior deformarea hercinică s-a manifestat prin dezvoltarea locală a unei sistozități (S₂h). Pe planele S₂h au avut loc mișcări de supraîmpingere de la NE spre SW. Această sistozitate se întâlnește uneori și în formațiunile devonian-carbonifere cu o poziție foarte apropiată față de cea a planelor

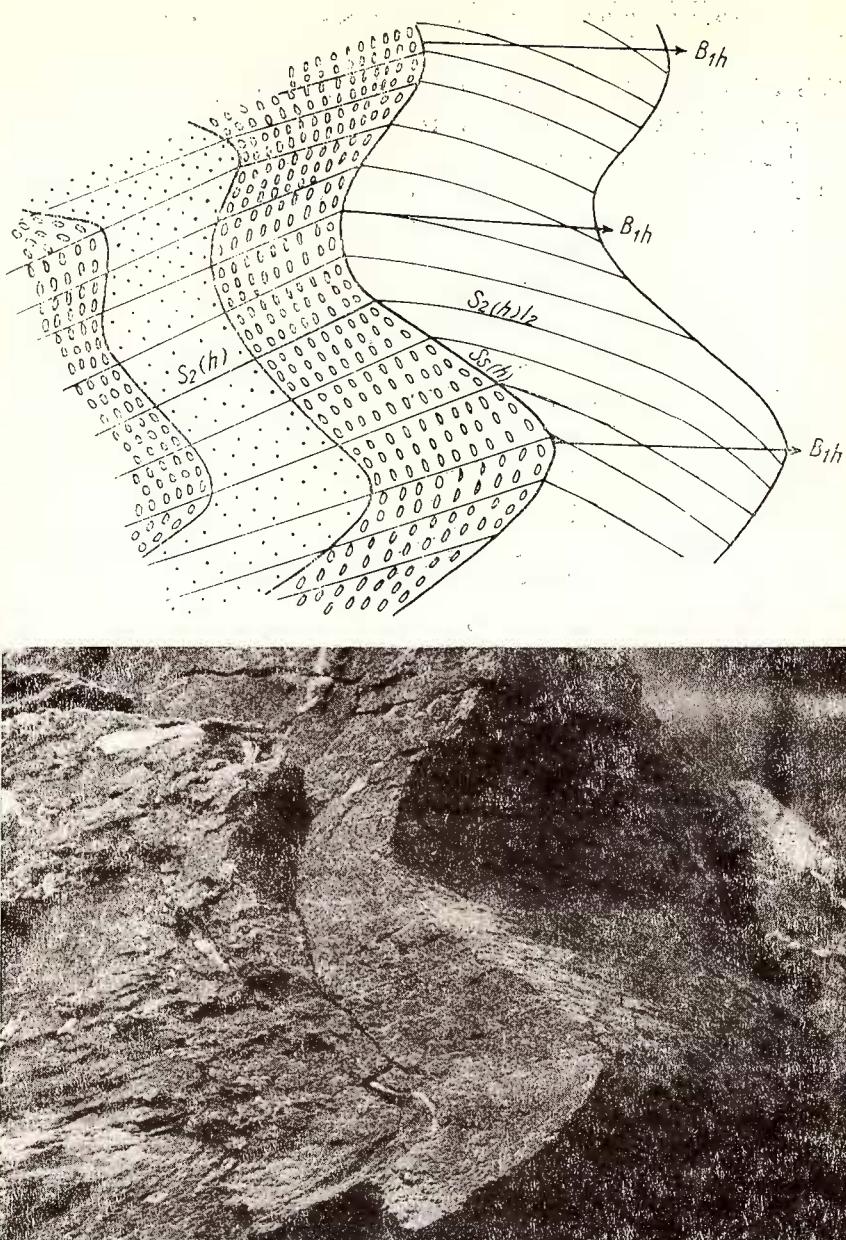


Fig. 5. — Relațiile dintre cutele B_1 hercynice și sistozitatea de clivaj hercynică (S_2h) în metaconglomeratele complexului detritogen grafitos superior (culmea Negoiescu).

Relations entre les plis B_1 hercyniens et la schistosité de clivage hercynienne (S_2h) dans les métaconglomérats du complexe détritogène graphiteux supérieur (sommet Negoiescu).

axiale ale cutelor și microcutelor. Intersecția șistozitatii S_2 cu șistozitatea de stratificație, atât în formațiunile paleozoice (S_5h),⁶ cât și în cele proterozoice (S_8 pt), dă naștere unei liniații L_2h și unor microcute de forfecare (B_2h) care formează un unghi ascuțit cu axele microcutelor flexurale cu alunecare concentrică (B_1h) hercinice (fig. 5). Formarea șistozitatii S_2h a succedat deci fazei principale a cutării hercinice și reprezintă probabil un efect tardiv al deformărilor hercinice.

Stilul de cutare și clivajul hercinic se datorează unor eforturi tectonice dirijate de la NE spre SW. Sensul mișcărilor de deformare sugerează o „debordare tectonică” spre SW a formațiunilor devonian-carbonifere și a unei părți din fundimentul lor mezozonal (fig. 5). Acest fapt este în concordanță cu variațiile de facies și de grosime observate în seria de Repedea, variații datorate în special creșterii considerabile spre NW a volumului de material vulcanogen bazic.

O ultimă deformare situată probabil în Paleozoicul superior (Mureșan, 1964) s-a manifestat local prin mișcări de forfecare cu ampoare mică, pe un sistem de plane S_3h cu poziție aproape verticală, orientate NS. Această forfecare a afectat ambele unități structurale ale autohtonului.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpății Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967 a) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristallofiliene din România. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, 12, 1, București.
- (1967 b) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates Roumaines. *Revue Roum. Géol. Geophys. Geogr. Série Géologie*, 11, 1, București.
- Cotta F. V. (1862) Über Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens Gangstudien IV. Freiberg.
- Ghikă-Budești Șt. (1955) Structura muntelui Curățelu în masivul Rodnei. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Hauer F., Stache G. (1863) Geologie siebenbürgens. Wien.
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D. S. Com. Stat Geol.* LV/1, București.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, 13, 2, București.
- Kräutner T. h. (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.

- Mureșan M. (1964) Asupra prezenței unor elemente microtectonice în șisturile cristaline din R. P. România. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, 9, 2, București.
- Partsch P. V. (1826) Reiseskizzen aus Siebenbürgen, Reissetagebuch. Sibiu (manuscris).
- Paul C. M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. geol. R. A.* XXVI, Wien.
- Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan-Tulghes). *Revue Roum. de Géol. Géophys. Géogr. Série de Géologie*, 11, 2, București.
- Poșepny F. (1864) Die eruptivgesteine der Umgebung von Rodna. *Verh. d. geol. R. A.* XV, Wien.
- Primics G. (1885) A radnai havasok viszonyai különös tekintettel a kristályos polákra. *Math. és term közlemények*. XXI.
- Reinhard M., Atanasiu I. (1927) Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* XII, București.
- Richthofen F. v. (1860) Über den Bau der Rodnaer Alpen. *Verh. d. geol. R. A.* Wien.
- Rozlozník P. (1907) Die geologischen Verhältnisse des Bergrevieres von Alt-Rodna. *Jahresber. d. ung. geol. Anst.* Budapest.
- Tamnau F. (1836) Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Rodna in Siebenbürgen. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal.* Stuttgart.
- Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien.
- Weber A. (1915) Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von O-Rodna in den Nordostkarpathen. *Metall. und Erz., Zeitschr. f. Metallhüttenwesen u. Erzbergbau*, XII/3, Halle.
- Zapalowicz H. (1886) Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkörper. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien.

LES FORMATIONS CRISTALLINES DU VERSANT SEPTENTRIONAL DU MASSIF RODNA

(Résumé)

Dans les formations cristallines du versant septentrional des monts Rodna, on distingue trois unités stratigraphiques, générées par trois cycles orogéniques différents : série de Bretila (anté-Protérozoïque supérieur), série de Repedea (Dévonien-Carbonifère inférieur) dans l'autochtone du massif et série de Rebra (Protérozoïque supérieur) dans la nappe de Rodna.

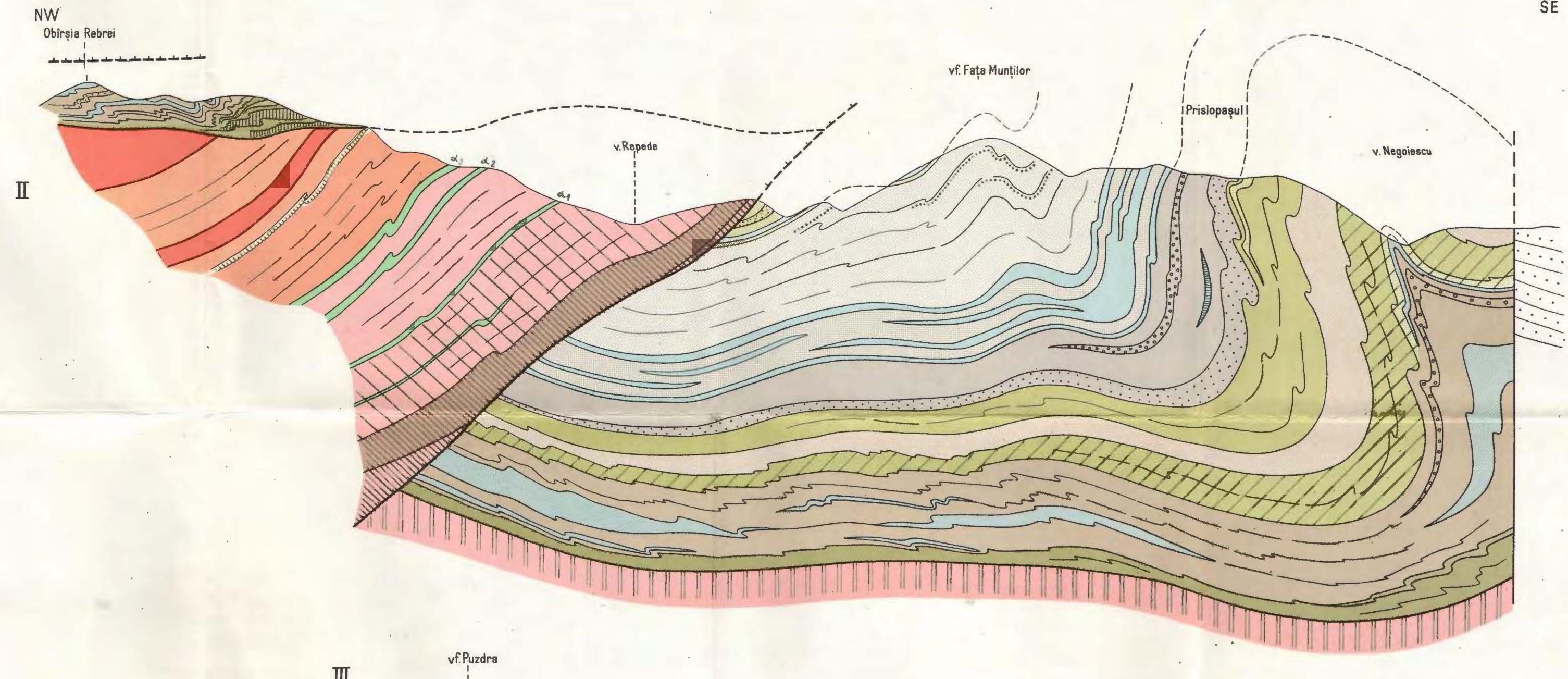
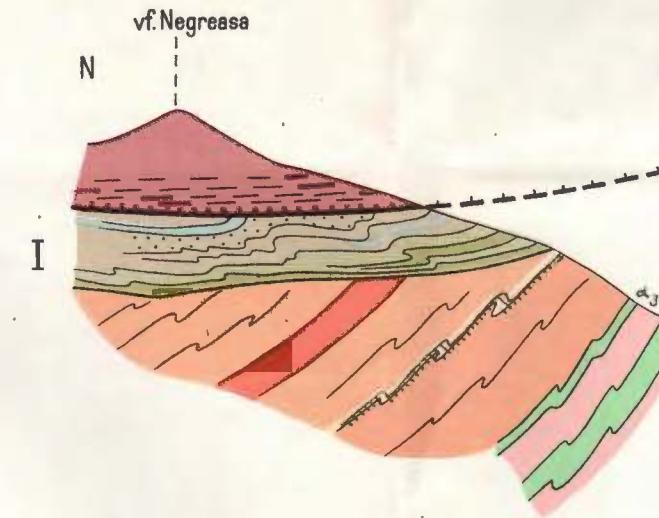
La série de Bretila, attribuée au anté-Protérozoïque supérieur, comprend les plus anciennes formations connues dans les Carpates Orientales, caractérisées par un polymétamorphisme accentué. Cette série représente une formation volcanogène sédimentaire métamorphisée dans le faciès des amphibolites à almandin. Elle a été sous-divisée dans les suivants complexes stratigraphiques : complexe des gneiss et des amphi-



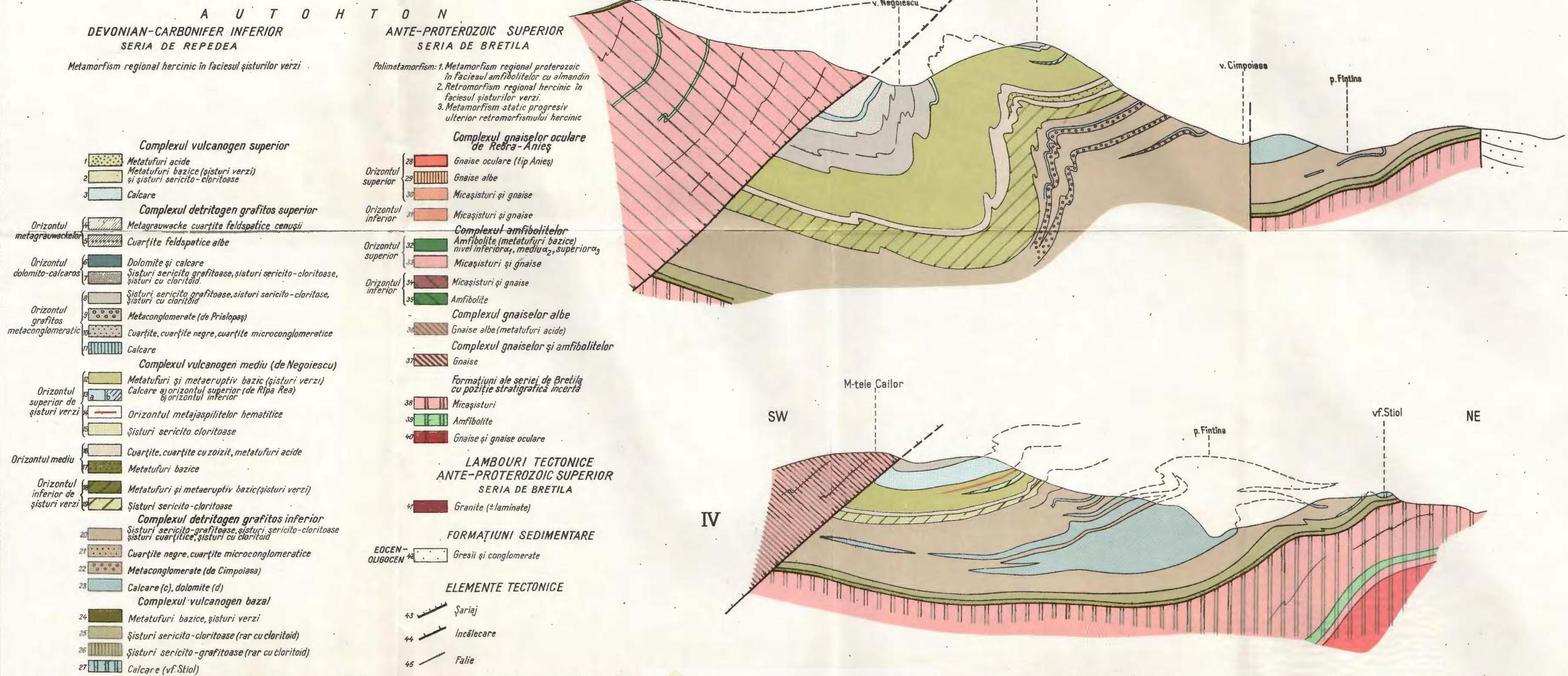
H. G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER

SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN REGIUNEA CUPRINSĂ INTRE VALEA REPEDE ȘI IZVOARELE BISTRITELI (VERSANTUL NORDIC AL MASIVULUI RODNA)

SCARA 1:25.000



LEGEND



bolites ; complexe des gneiss blancs ; complexe des amphibolites constitué d'une alternance d'amphibolites, micaschistes et gneiss retrromorphisés ; complexe des gneiss œillés de Rebra-Anies.

La série de Repedea, comprend des formations dévonniennes-carbonifères faiblement métamorphisées, disposées transgressivement sur la série de Bretila. Dans la succession stratigraphique de la série, on distingue cinq complexes, correspondant aux principales étapes de l'évolution de la lithogenèse du cycle hercynien : complexe volcanogène basal et complexe volcanogène moyen, formés prépondéramment de métatufts et de roches métatérauptives basiques et, d'une manière subordonnée, de métatufts acides, schistes sériciteux-chloriteux, calcaires, dolomies et quartzites ; complexe détritogène graphiteux inférieur et complexe détritogène graphiteux supérieur formés de métaconglomérats, schistes graphiteux, schistes à chloritoïde, dolomies, calcaires et métagrauwackes ; complexe volcanogène supérieur, formé de métatufts basiques et calcaires rubanés à la partie inférieure et de métatufts acides à la partie supérieure.

La série de Rebra, attribuée au Protérozoïque supérieur, comprend les formations cristallines épi- et mésométamorphiques de la nappe de Rodna. Ces formations diffèrent de schistes cristallins autochtones tant du point de vue lithologique que du point de vue de l'histoire du métamorphisme. La série a été sous-divisée dans les suivants complexes stratigraphiques : complexe des calcaires et des amphibolites à la partie inférieure et complexe des micaschistes à la partie supérieure.

Dans les formations autochtones, on distingue deux phases principales de métamorphisme régional, correspondantes aux cycles orogéniques dans lesquelles la série de Bretila et la série de Repedea ont pris naissance : un métamorphisme anté-protérozoïque supérieur et le métamorphisme hercynien. Dans le soubassement des formations paléozoïques, représenté par la série de Bretila, le métamorphisme régional hercynien c'est régressivement manifesté. Les études microscopiques indiquent deux étapes successives de transformations rétromorphes, suivies d'un métamorphisme progressif : une première étape de rétromorphisme statique, partiellement préTECTONIQUE ; une deuxième étape de rétromorphisme dynamique syntectonique ; enfin une troisième étape de métamorphisme progressif, postrétrométamorphique, manifesté par la formation d'un grenat et d'une biotite fraîche dans la masse des roches rétromorphisées.

Du point de vue tectonique, dans le versant septentrional des monts Rodna, on distingue deux unités majeures : l'autochtone du massif —

auquel revient une position paraautochtone par rapport à la zone du flysch — et la nappe de Rodna. La structure en nappe du massif est confirmée par l'interposition de la série paléozoïque de Repedea entre la mésozone de Bretila et les formations épi- et mésométamorphiques de la série de Rebra. Le plan de charriage est parfois marqué de lambeaux tectoniques (Negoiasa, Piatra Albă), formés de formations mésométamorphiques de type Bretila.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région limitée par la vallée Repede et les sources de la Bistrița (versant septentrional du massif Rodna).

Autochton. Dévonien-Carbonifère inférieur. Série de Repedea. (Métamorphisme régional hercynien dans le faciès des schistes verts). Complexe volcanogène supérieur : 1, métatufs acides ; 2, métatufs basiques (schistes verts) et schistes séricito-chloriteux ; 3, calcaires. Complexe détritogène graphitœux supérieur. Horizon des métagrauwackes : 4, métagrauwackes, quartzites feldspathiques grisâtres ; 5 quartzites feldspathiques blanches. Horizon dolomitique-calcaire : 6, dolomies et calcaires ; 7, schistes sériciteux-graphitœux, schistes sériciteux-chloriteux, schistes à chloritoïde. Horizon graphitœux métaconglomératique : 8, schistes sériciteux-graphitœux, schistes sériciteux-chloriteux, schistes à chloritoïde ; 9, métaconglomérats (de Prislopăș) ; 10, quartzites, quartzites noirs, quartzites microconglomératiques ; 11, métatufs basiques (schistes verts) ; 12, calcaires. Complexe volcanogène moyen (de Negoeșcu). Horizon supérieur des schistes verts : 13, métatufs et météruptif basique (schistes verts) ; 14, métatuffites basiques, calcaires, graphiteuses ; 15, calcaires, a) horizon supérieur (Ripa Rea), b) horizons inférieurs, 16, horizon des métajaspilites hématitiques ; 17, schistes sériciteux-chloriteux. Horizon moyen : 18, quartzites, quartzites à zoïsite, métatufs acides ; 19, métatufs basiques. Horizon inférieur des schistes verts : 20, métatufs et météruptif basique (schistes verts) ; 21, schistes sériciteux-chloriteux ; 22, métatufs acides. Complexe détritogène graphitœux inférieur : 23, schistes sériciteux-graphitœux, schistes sériciteux-chloriteux, schistes quartzeux, schistes à chloritoïde : 24, quartzites noirs, quartzites microconglomératiques ; 25, métaconglomérats (de Cimpoiasa) ; 26, calcaires (c), dolomies (d) ; 27, métatufs, a) basiques, b) acides. Complexe volcanogène basal : 28, métatufs basiques (schistes verts) ; 29, schistes sériciteux-chloriteux (parfois à chloritoïde) ; 30, schistes sériciteux-graphitœux (parfois à chloritoïde) ; 31, calcaires (de Stiol). Anté-Protérozoïque supérieur, série de Bretila (Polymétamorphisme : 1, métamorphisme régional protérozoïque dans le faciès des amphibolites à almandin ; 2, rétromorphisme régional hercynien dans le faciès des schistes verts ; 3, métamorphisme statique progressif ultérieur au rétromorphisme hercynien) 32, biotite ; 33, grenat. Complexe des gneiss œillés de Rebra-Anieș. Horizon supérieur : 34, gneiss œillés (type Anieș) ; 35, gneiss blancs ; 36, micaschistes et gneiss. Horizon inférieur : 37, micaschistes et gneiss. Complexe des amphibolites. Horizon supérieur : 38, amphibolites (métatufs basiques) niveau inférieur α_1 , moyen α_2 , supérieur α_3 ; 39, micaschistes et gneiss. Horizon inférieur : 40, micaschistes et gneiss ; 41, amphibolites. Complexe des gneiss blancs. 42,



gneiss blancs (métatufs acides) ; 43, micaschistes ; 44, amphibolites. Complexe des gneiss et des amphibolites : 45, gneiss et micaschistes ; 46, gneiss œillés ; 47, amphibolites. Formations de la série de Bretila à position stratigraphique incertaine. 48, micaschistes, gneiss, a) quartzites ; 49, amphibolites ; 50, gneiss et gneiss œillés. Nappe de Rodna. Protérozoïque supérieur. Série de Rebra (Polymétamorphisme : 1, métamorphisme régional Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur dans le faciès des schistes verts ; 2, métamorphisme statique progressif). 51, biotite ± grenat. Complexe supérieur : 52, schistes sériciteux-chloriteux ± quartzites (± grenat ± biotite). Complexe inférieur (des calcaires et des amphibolites) : 53, schistes sériciteux-chloriteux ± quartzeux ; 54, calcaires ; 55, dolomies ; 56, amphibolites, schistes chloriteux. Lambeaux tectoniques. Anté-Protérozoïque supérieur. Série de Bretila : 57, micaschistes et gneiss ; 58, gneiss œillés ; 59, gneiss amphiboliques ; 60, gneiss blancs ; 61, granites (± laminés). Formations sédimentaires. Quaternaire : 62, dépôts glaciaires ; 63, moraines ; 64, tufs calcaires. Eocène-Oligocène : 65, grès et conglomérats.

Eléments tectoniques : 66, charriage ; 67, chevauchement ; 68, faille principale ; 69, faille secondaire ; 70, source minérale ; 71, direction du profil.

Planche II

Sections géologiques dans la région limitée par la vallée Repede et les sources de la Bistrița (versant septentrional du massif Rodna).

Autochtone. Dévonien-Carbonifère inférieur. Série de Repeda. (Métamorphisme régional hercynien dans le faciès des schistes verts). Complexe volcanogène supérieur : 1, métatufs acides ; 2, métatufs basiques (schistes verts) et schistes sériciteux-chloriteux ; 3, calcaires. Complexe détritogène graphitique supérieur. Horizon des métagrauwackes : 4, métagrauwackes, quartzites feldspathiques grisâtres ; 5, quartzites feldspathiques blancs. Horizon dolomitique-calcaire : 6, dolomies et calcaires ; 7, schistes sériciteux-graphitiques, schistes sériciteux-chloriteux, schistes à chloritoïde. Horizon graphitique métaconglomératique : 8, schistes sériciteux-graphitiques, schistes sériciteux-chloriteux, schistes à chloritoïde ; 9, métaconglomérats (de Prislopăș) ; 10, quartzites, quartzites noirs, quartzites microconglomératiques ; 11, calcaires. Complexe volcanogène moyen (de Negoești). Horizon supérieur de schistes verts : 12, métatufs et météruptif basique (schistes verts) ; 13, calcaires : a) horizon supérieur (de Ripa Rea), b) horizons inférieurs ; 14, horizon des métajaspilites hématitiques ; 15, schistes sériciteux-chloriteux. Horizon moyen : 16, quartzites, quartzites à zoïsite, métatufs acides ; 17, métatufs basiques. Horizon inférieur de schistes verts : 18, métatufs et météruptif basique (schistes verts) ; 19, schistes sériciteux-chloriteux. Complexe détritogène graphitique inférieur : 20, schistes sériciteux-graphitiques, schistes sériciteux-chloriteux, schistes quartzeux, schistes à chloritoïde ; 21, quartzites noirs, quartzites microconglomératiques ; 22, métaconglomérats (de Cimpoiașa) ; 23, calcaires (c), dolomies (d). Complexe volcanogène basal : 24, métatufs basiques (schistes verts) ; 25, schistes sériciteux-chloriteux (parfois à chloritoïde) ; 26, schistes sériciteux-graphitiques (parfois à chloritoïde) ; 27, calcaires (de Stiol). Anté-Protérozoïque supérieur. Série de Bretila (Polymétamorphisme : 1, métamorphisme régional protérozoïque dans le faciès des amphibolites à almandin ; 2, rétromorphisme régional hercynien dans le faciès des schistes verts ; 3, métamorphisme statique progressif ultérieur au rétromorphisme hercynien). Complexe des gneiss œillés de Rebra-Anieș. Horizon supérieur : 28, gneiss œillés (type Anieș) ; 29, gneiss blancs ; 30, micaschistes et gneiss. Horizon inférieur : 31, micaschistes et gneiss. Complexe des amphibolites. Horizon supérieur : 32, amphibolites (métatufs basiques) niveau inférieur α_1 , moyen α_2 , supérieur α_3 ; 33, micaschistes et gneiss. Horizon inférieur : 34, micaschistes et gne-

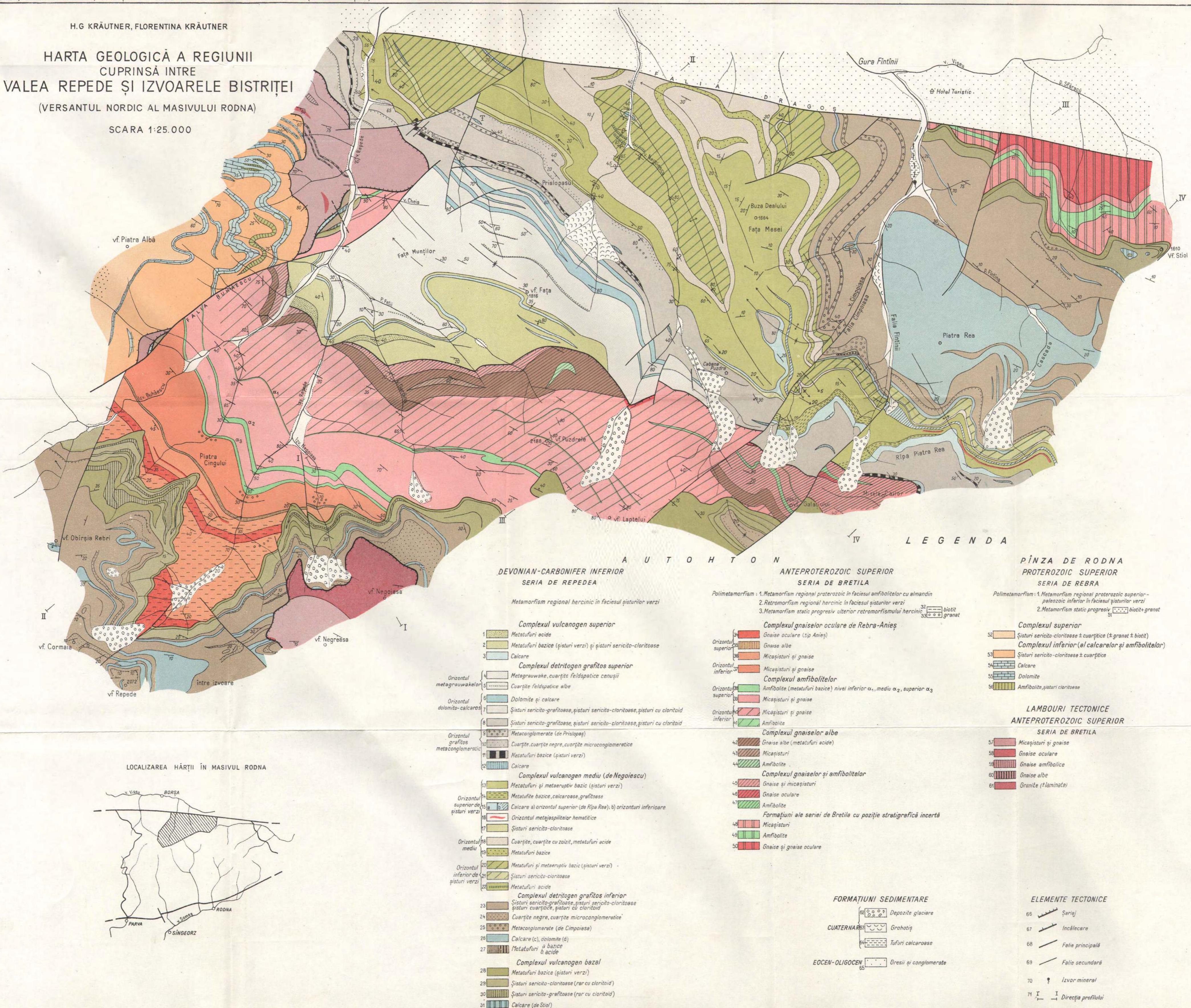
iss ; 35, amphibolites. Complexe des gneiss blancs : 36, gneiss blancs (métatufs acides). Complexe des gneiss et des amphibolites : 37, gneiss œillés. Formations de la série de Bretila à position stratigraphique incertaine ; 38, micaschistes ; 39, amphibolites ; 40, gneiss et gneiss œillés. Lambeaux tectoniques. Anté-Protérozoïque supérieur. Série de Bretila : 41, granites (\pm lamés). Formations sédimentaires. Eocène-Oligocène : 42, grès et conglomérats. Eléments tectoniques : 43, charriage ; 44, chevauchement ; 45, faille.



H.G KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
CUPRINSĂ INTRE
VALEA REPEDE ȘI IZVOARELE BISTRITÉI
(VERSANTUL NORDIC AL MASIVULUI RODNA)

SCARA 1:25.000



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

ASUPRA PREZENȚEI DEVONIAN-CARBONIFERULUI ÎN CRISTALINUL CARPAȚILOR ORIENTALI¹

DE

FLORENTINA KRÄUTNER, ELENA MIRĂUȚĂ²

Abstract

On the Presence of the Devonian-Carboniferous in the Crystalline Formations of the East Carpathians. The Devonian-Carboniferous age is assigned to the weakly metamorphosed formations included in the Repedea series on the basis of some lithological and stratigraphical parallelizations, either with the Moravo-Silezian Paleozoic or the Tulișa series from the South Carpathians, and also on the presence of some ossicles of microcrinoids identified in limestones within the lower detritogenous part of the series. Both the widespread and the stratigraphic sequence of the Paleozoic formations are presented, as well as tectonical implications resulting from the pointing out the Paleozoic in the East Carpathians crystalline formations.

Existența Paleozoicului metamorfozat în Carpații Orientali a fost presupusă încă din secolul trecut de către Paul (1876), care întrevede posibilitatea ca șisturile cristaline ale Bucovinei să corespundă Silurianului metamorfozat din Podolia, și de către Walther (1876), care compară acest cristalin cu Devonianul în facies renan pe baza prezentei zăcămintelor de mangan. Zapallowicz (1886) separă în cristalinul Maramureșului și al munților Rodnei trei grupe de roci, dintre care primele două le atribuie „formațiunii primare” corespunzătoare ante-Paleozoicului, iar grupa superioară, constituită preponderent din calcar, cuarții negre și filite calcaroase, Paleozoicului.

¹ Comunicare în ședință din 26 aprilie 1968.

² Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



În 1938, Kräutner aduce noi argumente pentru vîrstă paleozoică a șisturilor cristaline epimetamorfice din munții Rodnei. Făcind paralelizări petrografice cu Paleozoicul moravo-silezian din Altvatergebirge constată o asemănare remarcabilă între formațiunile epimetamorfice din Carpații Orientali și stratele de Würbental în facies metamorfic, strate atribuite Devonianului inferior și mediu.

Cercetările palinologice efectuate în ultimii ani în munții Bistriței (Ilieșcu, Dessila-Codacea, 1965) au condus la presupunerea vîrstei rifeene a formațiunilor epimetamorfice de aici, presupunere datorată unor asociații de spori puse în evidență în șisturile grafitoase de la Leșul Ursului și în calcarele de pe valea Stînei.

Luînd în considerare ansamblul de date palinologice, de vîrstă absolută (550 mil. ani – Leșul Ursului) și paleogeomagnetice, Bercia, Bercia, Kräutner, Kräutner, Mureșan (1967) conclud asupra vîrstei precambrian-cambriană a seriei de Tulgheș (sedimentogen-vulcanogen-acidă), serie care înglobează majoritatea formațiunilor epimetamorfice din munții Bistriței. Ultimele date palinologice au indicat și prezența Carboniferului în cristalinul Bistriței (Dessila-Codacea, 1967).

În stadiul actual al cunoștințelor disponem de date noi de ordin paleontologic, litologic și stratigrafic, care permit argumentarea vîrstei paleozoice a unor dintre formațiunile epimetamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Aceste formațiuni slab metamorfozate au fost incluse recent de către Kräutner (1968) în „seria de Repedea”, dezvoltată caracteristic în munții Rodnei și atribuită Paleozoicului pe baza unor paralelizări litologice cu seria de Tulișa.

Succesiunea stratigrafică a formațiunilor paleozoice metamorfozate ale seriei de Repedea

Succesiunea stratigrafică cea mai completă a formațiunilor paleozoice metamorfozate, cunoscută pînă în prezent în Carpații Orientali, apare în munții Rodnei, unde în cadrul seriei de Repedea pot fi distinse cinci complexe stratigrafice : complexul vulcanogen bazal, complexul detritogen grafitos inferior, complexul vulcanogen mediu, complexul detritogen grafitos superior și complexul vulcanogen superior. Formațiunile acestor complexe corespund principalelor etape din evoluția litogenetică paleozoică, care începe cu instalarea unui magmatism bazic inițial. Urmează o fază de sedimentare detritogenă, însotită de recifogeneză, după care se reia activitatea magmatismului inițial. O nouă etapă de sedimentare detri-

togenă, succedată de o a treia fază de activitate magmatică, încheie evoluția cunoscută a seriei.

Complexul vulcanogen bazal este dispus transgresiv peste seria de Bretila. Este constituit dintr-o alternanță de roci tufogene bazice și sedimente detritogene metamorfozate, între care se disting: șisturi cloritoase albitive, șisturi clorito-calcaroase albitive, șisturi sericito-cloritoase. La partea superioară a complexului se individualizează un strat discontinuu de calcare stratificate. Complexul prezintă variații de grosime datorită creșterii aportului de material vulcanic în apropierea centrelor de erupție. Grosimea lui variază între 24–250 m în versantul nordic al munților Rodnei. Mai spre sud, în valea Rusaia, aportul vulcanogen se reduce la o singură intercalație subțire de șisturi verzi, în schimb cîstigă în importanță materialul detritogen reprezentat prin conglomerate, șisturi și calcare. Efilarea devine completă spre pîriul Omului, unde complexul detritogen grafitos inferior stă transgresiv pe seria de Bretila.

Complexul detritogen grafitos inferior urmează în succesiune normală peste complexul vulcanogen bazal. Este constituit din șisturi sericito-grafitoase cu aspect filitic, șisturi sericito-cloritoase, cuarțite negre, cuarțite microconglomeratice, metaconglomerate, șisturi cu cloritoid, calcare și dolomite. În versantul nordic al munților Rodnei calcarele de natură recifală prezintă local o dezvoltare impresionantă (reciful de la Piatra Rea, 400 m grosime).

Complexul vulcanogen mediu este dispus peste complexul detritogen grafitos inferior și cuprinde un volum mare de roci bazice extrusive și efuzive, metamorfozate. Din punct de vedere litologic este constituit predominant din mai multe varietăți de șisturi verzi și subordonat din șisturi sericito-cloritoase, cuarțite și calcare. Din punct de vedere stratigraphic se distinge un orizont superior de șisturi verzi, separat de orizontul inferior de șisturi verzi printr-un orizont de cuarțite rubanate și șisturi sericito-cloritoase. În orizontul inferior de șisturi verzi se află intercalate strate subțiri de metatufuri acide.

În cadrul complexului vulcanogen mediu se remarcă variații de facies și de grosime, conditionate de variabilitatea aportului de material vulcanogen bazic. Grosimea complexului variază între 100–1000 m. În zonele de efilare se remarcă o îmbogățire în calcare și prezența unor nivele cu minereuri de fier vulcanogen-sedimentare de tip Lahn-Dill (izvoarele Bistriței).

Complexul detritogen grafitos superior urmează în succesiune normală peste complexul vulcanogen mediu. În versantul nordic al masivului Rodna s-au separat în cadrul său trei orizonturi (K r à u t n e r, 1968) : orizontul grafitos metaconglomeratic, orizontul dolomito-calcaros și orizontul metagrauwackelor.

Orizontul grafitos metaconglomeratic se dispune peste complexul vulcanogen mediu. Este alcătuit din metaconglomerate albe, cenușii, cuarțite negre adesea microconglomeratice, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi cu cloritoid și calcare. În partea nordică a masivului apar local șisturi verzi tufogene asociate conglomeratelor.

Prezența conglomeratelor indică o schimbare a caracterului sedimentării, care însă în cazul de față nu reclamă o lacună importantă de sedimentare sau un alt ciclu de sedimentare.

Orizontul dolomito-calcaros urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul grafitos metaconglomeratic și constă dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase cu calcare și dolomite în strate de grosimi variabile. Formațiunile acestui orizont aflorează în versantul nordic al munților Rodnei.

Orizontul metagrauwackelor încheie succesiunea complexului detritogen grafitos superior. Este constituit din roci cuarțo-feldspatice (metagrauwacke, cuarțite feldspatice) sericitoase și slab grafitoase, în care se intercalează nivele subțiri de șisturi albe cuarțo-feldspatice sericitoase. Orizontul acesta a fost identificat pînă în prezent numai pe versantul nordic al munților Rodnei.

Complexul vulcanogen superior urmează peste complexul detritogen-grafitos superior și cuprinde produsele ultimei etape cunoscute a ciclului paleozoic de sedimentare, etapă caracterizată prin reactivarea magmatismului inițial. Este constituit din metatufuri și metatufite bazice (șisturi verzi), asociate cu calcare rubanate și șisturi sericito-cloritoase în partea inferioară și metatufuri acide în partea superioară.

Răspîndire. Datorită caracterelor petrografice distincte, seria de Repedea poate fi ușor identificată nu numai în limitele masivului Rodna, ci și în zona cristalino-mezozoică din Maramureș și munții Bistriței. Pînă în prezent ea se cunoaște în următoarele regiuni :

În munții Rodnei, seria de Repedea este larg răspîndită, iar succesiunea stratigrafică pare a fi cea mai completă (vezi planșa). Formațiunile paleozoice ale acestei serii constituie etajul structural supe-

rior al cristalinului autohton (parautohton față de unitatea flișului carpatic) al masivului. Ele se dispun transgresiv peste seria mezozonală polimetamorfică de Bretila, serie care întrunește formațiunile cele mai vechi cunoscute în Carpații Orientali. Formațiunile seriei de Repedea aflorează în versantul nordic al munților Rodnei, în bazinele văilor Repede, Negoiescu, Fântinii, Putredul, în zona de creastă, în jurul vîrfului Repede și în versantul sudic, în bazinele văilor Anieșul Mare, Anieșul Mic și în valea Vinului. Pe versantul sudic și în zona de creastă formațiunile acestei serii sunt dispuse aproape orizontal, formind cîteva ondulații plate, ale căror zone axiale sunt orientate NW-SE. În versantul nordic șisturile sunt mai intens cutate și în unele locuri redresate la verticală.

În munții Bistriței seria de Repedea apare în anticlinalul Bretila, interpusă între seria de Bretila din fundament și seria de Tulgheș (sedimentogen-vulcanogen-acidă), în pînză (pînza de Bistrița). Formațiunile acestei serii aflorează în valea Bistriței și în bazinele văilor Rusăia, Măgura, Gîndacul, pîrîul Omului. Din succesiunea formațiunilor paleozoice descrisă în munții Rodnei, aici este cunoscută numai partea inferioară a stivei (vezi planșa). Partea superioară lipsește fiind retezată de planul de șariaj al pînzei de Bistrița.

În bazinul văii Vaser, în cursul inferior, a fost identificată seria de Repedea în două zone: în valea Peștilor și în valea Vaserului și cursul inferior al văii Botizu. În ambele zone Paleozoicul apare delimitat tectonic prin falii și încălecări, atât în bază cît și la partea superioară. Partea inferioară încălecă cristalinul mezometamorfic retromorf autohton (parautohton) al seriei de Bretila (cristalinul mezometamorfic din valea Vaserului cu gnaisele oculare de Greben). În valea Botizu, între seria de Bretila din bază și Paleozoicul încălecat, se interpun roci sedimentare mezozoice: conglomerate, gresii și sisturi argiloase.

În munții Cîwczyn, în zona de creastă, în jurul vîrfului Lostun, Padro (1934) menționează formațiuni cuarțitice grafitoase și sisturi grafitoase, pentru care presupune vîrstă carboniferă pe baza unor resturi de plante găsite în cursul superior al văii Papadyniec.

Este posibil ca formațiunile paleozoice ale seriei de Repedea să fie prezente și în nordul Maramureșului, în bazinul văii Bistra, dispuse transgresiv peste seria de Bretila, reprezentată aici prin șisturile mezozonale din împrejurimile vîrfului Pcp Ivan și gnaisele de Pop Ivan. În favoarea acestei presupuneri pledează de altfel și existența Paleozoicului metamorfozat la nord de granița cu Uniunea Sovietică. Prezența unor minereuri de mangan asociate cu cuarțite negre în valea Bistra com-



plică însă situația, întrucât asemenea minereuri reprezintă una din formațiunile caracteristice ale seriei sedimentogen-vulcanogen-acide, atribuită în munții Bistriței Proterozoicului superior-Paleozoicului inferior (Beric et al., 1967; Dessila - Codarcăea, 1967).

Paleozoicul metamorfozat are probabil o extindere mai largă în zona cristalino-mezozoică din Maramureș decât presupunem noi în prezent. Trebuie remarcat faptul că răspîndirea pe care i-o atribuim în stadiul actual al cunoștințelor corespunde în mare parte cu cea indicată de Zapolowicz (1886). După acest autor ar exista formațiuni paleozoice și în versantul drept al văii Vaserului.

Argumentarea vîrstei paleozoice a formațiunilor seriei de Repedea

a) *Argumente paleontologice.* Din cîteva probe de calcare, colectate din dealul Prislopășul (versantul nordic al munților Rodnei), din orizontul grafitos metaconglomeratic al complexului detritogen-grafitos superior din seria de Repedea, s-au obținut, prin tratarea cu acid acetic în concentrație de 8%, mai multe resturi organice constituite din calcit spatic de culoare albă, pînă la cenușie. Ele au o formă de disc (rondelă) cu contur circular, cu diametrul de maximum 2,3 mm iar înălțimea de 0,5 mm; suprafețele lor sunt netede și prezintă o perforație centrală, de asemenea circulară, de diverse dimensiuni submilimetrice. În mod excepțional unul din aceste fragmente organice are un contur oval; în partea centrală se distinge o perforație mai mare, alungită (fig. 1).

S-au atribuit aceste forme organice clasei Crinoidea, considerînd că rondelele reprezintă fie elemente (osicule) constitutive ale tijelor, denuite columnale, fie osicule ce iau parte la formarea brațelor și a ramificațiilor lor care se numesc brahiale și respectiv pinnulare și care sunt străbătute de un canal axial sau lumen. Date fiind dimensiunile lor foarte mici, nu ar fi exclus ca aceste osicule să aparțină unor specii de microcrinoide (subclasa Inadunata, ordinul Disparida), care sunt reprezentate prin cele mai mici forme de crinoide, al căror calciu adult nu depășește 1 mm înălțime, sau unor aşa numite „pea crinoids”, foarte abundente în unele depozite siluriene și devoniene, cu diametrul caliciului de 2–4 mm.

Tinînd seama de faptul că osiculele nu sunt elemente caracteristice, importante pentru determinare, precum și de faptul că ordinul Disparida,

căruii ii atribuim elementele identificate, evoluează între Ordovicianul mediu și Permianul superior, nu ne rămîne decît să admitem o vîrstă asemănătoare pentru rocile în care s-au întîlnit aceste elemente.

Menționăm că în șisturi grafitoase negre, fin granulare, din cadrul formațiunii de Tulișa de pe valea Pilugului, în apropiere de confluența cu valea Jiului românesc, au fost identificate, în secțiuni subțiri, elemente

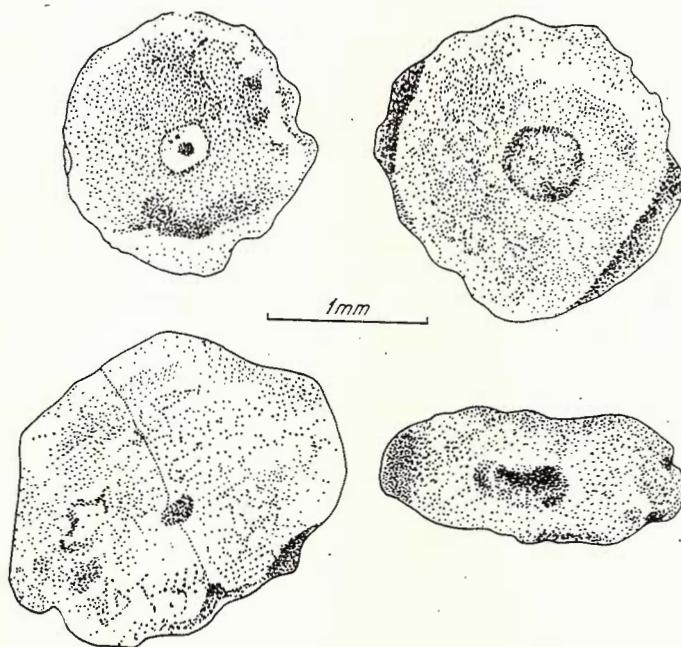


Fig. 1. — Osicule de microcrinoide.
Ossicles des microcrinoïdes.

organice formate din calcit spatic cu o microstructură caracteristică, asemănătoare unei rețele sau fagure, fiecare placă individuală comportîndu-se ca o unitate cristalografică. Aceste elemente au fost considerate (Mirăuță)³ ca aparținînd unor echinoderme și anume crinoide, datorită formei lor în care se recunoaște canalul axial.

³ Elena Mirăuță. Studiul conodontelor din formațiunea de Tulișa. 1966. Arh. Inst. geol. București.

b) *Argumente litologice.* Formațiunile paleozoice din partea de nord a Carpaților Orientali sunt reprezentate prin șisturi verzi (metatufuri și metatufite bazice), roci metaeruptive bazice, metaconglomerate, cuarțite cenușii, în parte microconglomeratice, cuarțite feldspatice, metaarcoze, șisturi grafitoase, cuarțite grafitoase, șisturi cu cloritoid, șisturi sericito-cloritoase, dolomite și calcare cenușii rubanate. Această asociatie specifică de roci este foarte asemănătoare cu cea descrisă de Pavelescu și Pavelescu (1964, 1965, 1966) în seria de Tulișa din autohtonul Carpaților Meridionali, de vîrstă paleozoică.

Formațiunile seriei de Repedea sunt de asemenea comparabile cu cristalinul epimetamorfic paleozoic din masivul Rahov și cu cel din munții Cywczyn, unde Pazio (1934) a pus în evidență urme de plante care după Lillop ar reprezenta o floră carboniferă.

Deosebit de importantă este asemănarea litologică sesizată de Kräutner (1938) între formațiunile epizonale din munții Rodnei și Paleozoicul moravo-silezian. Pe baza acestei paralelizări, rocile slab metamorfozate, corespunzătoare seriei de Repedea, sunt considerate de vîrstă devoniană.

c) *Argumente ce rezultă din paralelizări stratigrafice.* Pentru vîrsta paleozoică a seriei de Repedea pledează printre altele și unele afinități evidente între succesiunea stratigrafică din seria de Repedea și cea cunoscută în seria de Tulișa și în Devonianul moravo-silezian.

După cum am arătat mai sus, resturile de crinoide identificate în seria de Repedea delimitizează vîrsta formațiunilor din care provin la intervalul cuprins între Ordovicianul mediu și Permian. Această precizare limitează un interval de timp în cadrul căruia se pot obține încadrări mai restrînse pe baza unor paralelizări stratigrafice și litologice. În această privință se dovedește a fi utilă paralelizarea cu Devonian-Carboniferul moravo-silezian (Sudeții Orientali) făcută în 1938 de Kräutner. Sudeții Orientali reprezintă regiunea în care se cunoaște ultima apariție la zi a Paleozoicului Europei centrale, înainte de a se afunda sub lanțul alpin carpatic. Datorită poziției sud-estice față de masivul boem, Paleozoicul moravo-silezian se încadrează zonei paleozoice din sudul pragului european central, deci prezintă, din acest punct de vedere, o poziție asemănătoare față de regiunile carpatice. Astfel se explică de ce în Sudeții Orientali formațiunile paleozoice prezintă o dezvoltare asemănătoare cu aceea a seriei de Repedea; după Dorn (1960) și Bederke (1938) sedimentarea începe în Devonianul inferior. Peste un fundament format

din gnaisse (gnaise de Tess) se dispun cuarțite, conglomerate, șisturi grafitoase, cărbunoase, și un complex vulcanogen-sedimentar cu concentrații de minereu de fier de tip Lahn-Dill. Această succesiune se atribuie părții superioare a Devonianului inferior și părții inferioare a Devonianului mediu; urmează un pachet de calcare, șisturi argiloase și cuarțite negre, corespunzător părții mediane și superioare a Devonianului mediu; deasupra se dispun stratele de Engelsberg reprezentate prin grauwacke, șisturi argiloase și conglomerate, atribuite Devonianului superior-Carboniferului inferior.

Întrucât această succesiune corespunde destul de bine cu cea cunoscută în seria de Repedea, pare justificată o paralelizare stratigrafică-litologică, în pofida distanței mari care separă cele două regiuni. Concluziile asupra vîrstei, rezultate din această paralelizare, trebuie privite deci cu rezerva pe care o impune o asemenea bază de argumentare. Astfel interpretate lucrurile, sedimentarea seriei de Repedea se poate presupune că a început în partea superioară a Devonianului inferior sau în Devonianul mediu. Complexul vulcanogen bazal și complexul detritogen grafitos inferior ar corespunde Devonianului inferior și părții inferioare a Devonianului mediu, iar complexele vulcanogen mediu, detritogen grafitos superior și vulcanogen superior, Devonianului mediu și superior-Carboniferului inferior. Aprecierea limitei superioare a seriei de Repedea întâmpină printre altele dificultăți și din cauza șariajelor și a eroziunii care împiedică observarea succesiunii complete a seriei, deci nu avem informații asupra sfîrșitului ciclului de sedimentare corespunzător. Urmele de plante identificate în munții Cywczyn (P a z d r o, 1934) constituie un indiciu asupra extinderii seriei pînă în Carboniferul inferior.

Succesiunea stratigrafică descrisă pentru seria de Repedea prezintă unele trăsături comune cu cea cunoscută în seria de Tulișa (P a v e l e s c u, P a v e l e s c u, 1964, 1965, 1966). Avînd în vedere distanțele relativ mari la care apar cele două serii, o paralelizare stratigrafică cu caracter general a formațiunilor este posibilă după cum urmează (tab. 1):

Complexul vulcanogen bazal din seria de Repedea nu și găsește un corespondent stratigrafic cu extindere mare în partea inferioară a seriei de Tulișa, datorită discontinuității sale, fapt demonstrat de efilarea pachetului de roci bazice la sud de masivul Rodnei, între bazinile văilor Rusaia și Pîriul Omului, efilare condiționată de depărtarea de centrul de erupție. Există totuși unele indicații asupra prezenței unei activități magmatice bazice în baza seriei de Tulișa în profilul oferit de valea Jiului, la sud de mănăstirea Lainici, unde seria de Tulișa, dispusă transgresiv



TABELUL 1

*Paralelizarea subunităților stratigrafice din seria de Repedea
și seria de Tulișa*

Seria de Repedea	Seria de Tulișa (succesiunea după L. Pavelescu și Maria Pavelescu)
Complexul vulcanogen superior	
Complexul detritogen grafitos superior	Complexul superior (filite grafitoase)
Complexul vulcanogen mediu	Complexul median (șisturi verzi și calcare)
Complexul detritogen grafitos inferior	Complexul inferior (metaconglomerate, șisturi arcoziene, calcare, șisturi cu cloritoid)
Complexul vulcanogen bazal	Șisturile verzi din baza seriei, la Rafaila (valea Jiului)

peste seria de Lainici-Păiuș și unele granitoide, începe printr-un pachet subțire de roci cuarțitice sericitoase, în parte microconglomeratice, peste care se dispun șisturi verzi tufitogene, care suportă la rîndul lor șisturile cu cloritoid⁵.

Complexul detritogen-grafitos inferior corespunde stratigrafic complexului inferior al seriei de Tulișa, alcătuit din sernifite, șisturi arcoziene și calcare cenușii în plăci.

Complexul vulcanogen mediu al seriei de Repedea ar corespunde, în această accepție, complexului median cu șisturi verzi și calcare din seria de Tulișa.

Complexul superior al seriei de Tulișa, constituit din filite grafitoase, să paraleliza în consecință, cu complexul detritogen grafitos superior din seria de Repedea.

Paralelizarea succesiunii stratigrafice a formațiunilor celor două serii paleozoice din Carpații Orientali și Carpații Meridionali evidențiază și unele coincidențe în privința vîrstelor atribuite. Astfel P a v e l e s c u, R ă i l e a n u (1963) atribuie seria de Tulișa intervalului Silurian – Carbonifer. În ideea paralelizării de mai sus, ar trebui luat în considerare numai Devonianul și Carboniferul.

⁵ Comunicare verbală H. G. Kräutner.

Possibilitatea ca seria de Tulișa să corespundă Proterozoicului pînă în Cambrianul mediu, indicată de Micu (1965)⁶, avînd ca argument asociația de spori pusă în evidență în orizontul șisturilor și filitelor grafitoase din nord-estul munților Retezat, se exclude, în urma identificării de către Mirăuță (1966)⁷ a unor resturi de crinoide în baza seriei.

În timp ce în Carpații Meridionali, resturile fosile de plante identificate de Semaka (1963) la Rafaila atestă prezența Carboniferului superior la partea superioară a seriei de Tulișa, în Carpații Orientali, nu putem decît să excludem cu certitudine din partea superioară, Permianul, cunoscut ca nemetamorfozat în Maramureș (Bleahu et al.)⁸. Este probabil ca succesiunea descrisă în Carpații Orientali să cuprindă la partea superioară numai Carboniferul inferior.

Recunoașterea unor formațiuni paleozoice în Carpații Orientali ridică desigur și problema raporturilor acestora față de formațiunile paleozoice ale seriei de Păiușeni din Munții Apuseni. Savu (1962) a comparat aceste formațiuni cu conglomeratele puse în evidență la Șarul Dornei de Savul (1924). Însă deoarece aceste conglomerate, după descrierile lui Ștefan, Stanciu, Vasilescu⁹, au fost afectate numai de un metamorfism dinamic, fapt confirmat și de I. Bercea, H. G. Kräutner, M. Mureșan¹⁰, ele nu au fost incluse în seria de Repedea.

Din punct de vedere litologic seria de Păiușeni prezintă unele afinități cu seria de Repedea : ele constau în prezența comună a metaconglomeratelor, metacuarțitelor, a magmatitelor bazice metamorfozate și în gradul scăzut de metamorfism. Nivelele de șisturi grafitoase și calcar cristaline, atât de caracteristice seriilor de Repedea și Tulișa, nu apar în această serie. Succesiunea stratigrafică descrisă pentru seria de Repedea nu se regăsește în seria de Păiușeni. Din aceste motive și avînd în vedere faptul că seria de Păiușeni se atribuie intervalului devonian-carbonifer inferior (Savu, 1965), trebuie să admitem o dezvoltare facială diferită a Devonian-Carboniferului din zona autohtonă a cristalinului din arcul carpatic față de cel din zona carpatică internă a Munților Apuseni.

⁶ C. Micu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de mangan în partea de nord-est a munților Retezat. 1965. Arh. Inst. geol. București.

⁷ Op. cit. pct. 3.

⁸ M. Bleahu, Gh. Bombiță, H. G. Kräutner, D. Patrulius. Memoriu explicativ la foaia 1:200.000 Vișeu.

⁹ R. Ștefan, Constantin Stanciu, L. Vasilescu. Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Păltiniș-Șarul Dorhei-Argestru. 1955. Arh. Inst. geol. București.

¹⁰ Comunicare verbală.

Concluzii

În urma discuțiilor asupra posibilităților de restrîngere a intervalului de timp indicat de urmele de crinoide identificate în seria de Repedea (Ordovician mediu-Permian) rezultă, din paraleлизările litologice, că succesiunea cunoscută din această serie corespunde Devonian-Carboniferului inferior¹¹.

Identificarea Devonian-Carboniferului inferior în formațiunile cristaline din Carpații Orientali are o importanță deosebită în reconstituirea evoluției geologice, paleogeografice și tectonice a acestui sector carpatic.

Pozitia inferioară, din punct de vedere geometric, a seriei de Repedea față de seria de Rebra în munții Rodnei și față de seria de Tulgheș (sedimentogen-vulcanogen-acidă) în partea nordică a munților Bistriței, constituie argumentul geologic principal în demonstrarea poziției în pînză a celor două serii (Bercia, Krăutner, 1968; Krăutner, 1968), respectiv pînza de Rodna și pînza de Bistrița. În această concepție pînza de Bistrița trebuie extinsă la nord de fereastra Iacobeni cel puțin pînă în zona anticlinalului Bretila-fereastra Rusaia. Prezența seriei de Repedea și a mezozonei autohtone de Bretila în cursul inferior al văii Vaserului pe de o parte, și continuarea seriei de Tulgheș (sedimentogen-vulcanogen-acidă) în dezvoltare tipică pe înălțimile din versantul stîng al văii Vaserului (Burloaia, Cataramă, Novicior) pe de altă parte, indică extinderea spre nord a pînzei de Bistrița pînă în Maramureș.

În consecință, în nordul zonei cristalino-mezozoice, în munții Bistriței, Rodnei și Maramureș, distingem două serii epizonale deosebite: o epizonă autohtonă (parautohtonă) devonian-carboniferă, seria de Repedea și o epizonă alohtonă, seria de Tulgheș (sedimentogen-vulcanogen-acidă), proterozoic superior-paleozoic inferioară (Bercia et al., 1967), care reprezintă pînza de Bistrița.

Formațiunile paleozoice sunt dispuse transgresiv pe un fundament vechi ante-proterozoic superior (seria de Bretila), exondat probabil vreme îndelungată, interval în care a fost profund erodat și peneplenizat. Formațiunile paleozoice în faciesul seriei de Repedea caracterizează domeniul de sedimentare autohton al zonei cristalino-mezozoice. Spre deosebire de această zonă cristalină a arcului carpatic, în zona internă carpatică din Munții Apuseni, Devonian-Carboniferul se dezvoltă într-un facies deosebit — faciesul seriei de Păiușeni.

¹¹ După definitivarea textului ne-a parvenit, printr-o comunicare verbală, informația că Marcela Dessila-Codarcea atribuie conglomeratele grafitoase și sisturile grafitoase slab metamorfozate din zona anticlinalului Bretila, Carboniferului inferior.



Astfel privite lucrurile, se remarcă unele trăsături comune între evoluția părții de nord a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali și evoluția prealpină a Carpaților Meridionali: sedimentarea în domeniul autohton a unui Paleozoic (Devonian-Carbonifer), detritogen și calcaros, în parte conglomeratic, concomitent cu desfășurarea unui magmatism bazic inițial — seria de Tulișa în Carpații Meridionali și seria de Repedea în Carpații Orientali.

Dacă luăm în considerare și datele furnizate de foraje asupra Devonianului și Carboniferului din fundamentul Cîmpiei Române (Răileanu et al., 1968), se conturează pe teritoriul țării pentru timpul Devonian-Carbonifer inferior, două tipuri de facies: a) un facies de platformă, pe platforma moesică, în dreptul Cîmpiei Române și b) un facies de geosin-clinal, în domeniul carpatic, în cadrul căruia se disting două zone faciale: zona faciesului de Repedea-Tulișa în Carpații Orientali și Meridionali și zona faciesului de Păiușeni în Munții Apuseni.

BIBLIOGRAFIE

- Bederke E.** (1938) Die Eisenerzlagerstätten der östlichen Sudeten. Zeitsch. f. d. Berg-Hütten u. Salinenwesen im Deutschen Reich. Bd. 86, Berlin.
- Bercia Elvira, Kräutner Florentina** (1969) Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia și poziția în pînză a cristalinului epimetamorfic din munții Bistriței. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV/2, București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M.** (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistrița (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Codarcea-Dessila Marcela** (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristaloiliene din România. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, 12, 1, București.
- Dorn P.** (1960) Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart.
- Ilieșcu Violeta, Codarcea-Dessila Marcela** (1965) Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.* LI/2, București.
- Kräutner H. G.** (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, 13, 2, București.
- Kräutner Th.** (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Moore R. C., Lalicke G. G., Fischer A. G.** (1952) Invertebrate fossils. New York.
- Moret L.** (1966) Manuel de Paléontologie animale. Paris.
- Müller A. H.** (1963) Lehrbuch der Paläozoologie. Bd. II, Teil. 3, Dresda.
- Paul C. M.** (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. geol. R. A.* XXVI, Wien.



- Pavelescu L., Răileanu G. (1963) Considerations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'Autochton des Carpates méridionales. *Assoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V. II, București.
- Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșeni. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
 - Pavelescu Maria (1964) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali. *D. S. Com. Geol.* L/1, București.
 - Pavelescu Maria (1965) Cercetări geologice și petrografice între Oașa (Munții Sebeșului) și Urdele (Munții Parangului). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie.* 1, 10, București.
 - Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului Transilvănean și al văii Jiețului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie.* II, 1, București.
- Pazdro Z. (1934) Les montagnes de Czywczyn. II. Geologie. *Ann. Soc. Géol. Pol.* X, Craców.
- Piveteau J. (1935) Traité de Paléontologie. III, Paris.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1968) État actuel des connaissances sur le Paléozoïque de Roumanie. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, București.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV, București.
- (1965) Masivul eruptiv de la Birzava (Munții Drocea). *Memorii.* VIII, București.
- Savul M. (1924) Les gisements de minéraux de manganèse du Neagra Șarului. *An. Sc. Univ. Jassy.* 12, Jassy.
- Semaka A. I. (1963) Considérations sur l'âge de la formation de Schela. *Assoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V. III/2, București.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- Walther B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien.
- Zapalowicz H. (1886) Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien.

SUR LA PRÉSENCE DU DÉVONIEN-CARBONIFÈRE DANS LES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS DES CARPATES ORIENTALES

(Résumé)

Les auteurs apportent de nouvelles données d'ordre paléontologique, lithologique et stratigraphique qui constituent des arguments pour attribuer l'âge dévonien-carbonifère aux certaines formations épimétamorphiques de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales. Ces formations, incluses dans la „série de Repedea” par Krăutner (1968) et attribuées au Paléozoïque en tenant compte de certaines corrélations lithologiques avec la série de Tulișa, sont caractéristiquement développées dans les monts Rodna.



La „série de Repedea” comprend cinq complexes stratigraphiques qui correspondent aux principales étapes de l'évolution de la lithogenèse paléozoïque : complexe volcanogène basal, complexe détritogène-graphiteux inférieur, complexe volcanogène moyen, complexe détritogène graphiteux supérieur et complexe volcanogène supérieur.

Le complexe volcanogène basal, transgressif sur la série mésométamorphique de Bretila, est constitué d'une alternance de roches basiques et détritogènes épimétamorphiques. En succession normale, au-dessus de ce complexe, ou même transgressivement sur la „série de Bretila”, il suit le complexe détritogène-graphiteux inférieur, constitué de schistes sériciteux-graphiteux, schistes sériciteux-chloriteux, quartizites noirs, quartzites microconglomératiques, métaconglomérats, schistes à chloritoïde, calcaires et dolomies. Il suit le complexe volcanogène moyen avec un grand volume de roches basiques extrusives et effusives métamorphisées et le complexe détritogène graphiteux supérieur. Dans celui-ci Kräutner (1968) a séparé trois horizons : horizon graphiteux métaconglomératique à métaconglomérats, quartzites, schistes graphiteux et calcaires ; horizon calcaire-dolomitique, formé d'une alternance de schistes sériciteux-chloriteux, schistes sériciteux-graphiteux, calcaires et dolomies ; horizon des métagrauwackes, constitué pour la plupart des roches quartzeuses-feldspathiques sériciteuses à intercalations de minces niveaux de schistes quartzeux-feldspathiques blancs. Enfin, le complexe volcanogène supérieur, situé au-dessus du complexe précédent est formé de métatufs et métatuffites basiques, associées avec des calcaires rubanés et des schistes sériciteux-chloriteux à la partie inférieure et des métatufs acides à la partie supérieure.

La „série de Repedea” a été aussi identifiée en dehors des limites du massif Rodna notamment dans la zone cristallino-mésozoïque de Maramureş (vallée Peştilor, vallée Vaser). La série a été aussi identifiée dans les monts Bistriței, dans l'anticlinal Bretila où elle repose transgressivement (bassins des vallées Rusaia, Gîndacul, Măgura) sur un soubassement représenté par la „série de Bretila” et supporte la nappe de Bistrița, constituée par les formations épimétamorphiques de la série de Tulgheș.

On a attribué l'âge paléozoïque à la „série de Repedea” à la suite de l'identification de certaines traces organiques, considérées ossicules de crinoïdes, dans les calcaires de l'horizon graphiteux métaconglomératique du complexe détritogène-graphiteux supérieur. Leurs très petites dimensions nous ont déterminé à les attribuer aux microcrinoïdes dont



l'évolution a eu lieu dans l'intervalle Ordovicien moyen-Permien supérieur.

Les arguments paléontologiques sont complétés avec des arguments lithologiques et des corrélations stratigraphiques qui permettent à encadrer la „série de Repedea” dans un intervalle plus restreint que celui indiqué conformément à des raisons paléontologiques.

L'association spécifique de roches appartenant aux formations paléozoïques du N des Carpates Orientales est très ressemblante à celle de la série de Tulișa de l'autochtone des Carpates Méridionales, d'âge paléozoïque (Pavelescu, Pavelescu, 1964, 1966). Elle se retrouve aussi dans le cristallin épimétamorphique du massif Rahov, dans les monts Cywczyn où certaines traces de plantes plaident pour un âge carbonifère (Pazdro, 1934). La constitution lithologique de la „série de Repedea” est très semblable à celle connue dans les formations paléozoïques moravo-silésiennes (Sudètes Orientales), fait signalé dans le massif Rodna par Krăutner (1938) qui, en base de cette ressemblance, attribue au Dévonien les roches faiblement métamorphisées, correspondantes à la série de Repedea.

Il résulte de la corrélation lithologique-stratigraphique avec les formations dévonniennes des Sudètes Orientales (Dorn, 1960 ; Bederek, 1938) que la sédimentation de la „série de Repedea” a débuté dans la partie supérieure du Dévonien inférieur ou la partie inférieure du Dévonien moyen par le complexe volcanogène basal et le complexe détritogène graphiteux inférieur. La limite supérieure de la série est difficile à apprécier à cause de l'érosion et des charriages qui ne permettent pas l'observation de la partie terminale de la série. Les traces fossiles de plantes identifiées par Pazdro (1934) dans les monts Cywczyn constituent un indice que dans la partie supérieure de la série est compris aussi le Carbonifère inférieur.

La succession stratigraphique de la „série de Repedea” peut être corrélée à celle de la série de Tulișa des Carpates Méridionales, sans être pourtant identiques. La partie supérieure de la série de Tulișa comprend le Carbonifère supérieur, indiqué par des plantes fossiles, identifiées par Semaka (1963) dans les phyllites graphiteuses supérieures.

L'identification du Dévonien-Carbonifère dans les formations cristallines des Carpates Orientales est très importante pour l'interprétation paléogéographique, géologique et tectonique de ce secteur carpatique.

L'image qui résulte à la suite de ces interprétations est généralement la suivante :



Dans les monts Bistriței, Rodna et Maramureș on distingue une série épizonale parautochtone dévonienne-carbonifère — la série de Repedea et une série allochtone — série de Tulgheș (sédimentogène-volcanogène acide) d'âge protérozoïque supérieur-paléozoïque inférieur (Berec et al., 1967) charriée sur les formations parautochtones (nappe de Bistrița). Les formations paléozoïques repausent transgressivement sur un soubassement anté-protérozoïque supérieur (série de Bretila), érodé et transformé en pénéplaine. Celles-ci caractérisent le domaine parautochtone de sédimentation de la zone cristallino-mésozoïque. A l'encontre de cette zone cristalline externe de l'arc carpatique, dans la zone interne carpathique des monts Apuseni, le Dévonien-Carbonifère se développe dans un faciès particulier — le faciès de la série de Păiușeni.

On observe en même temps certains traits communs de l'évolution de la partie septentrionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales et de l'évolution des Carpates Méridionales : la sédimentation dans des conditions ressemblantes de la série de Repedea et de la série de Tulișa, la succession stratigraphique en quelque sorte ressemblante de ces deux séries, ainsi que les aspects structuraux communs aux deux domaines.

En tenant compte des données sur le Dévonien et le Carbonifère du soubassement de la plaine roumaine (Răileanu et al., 1968), on remarque sur notre territoire deux types de faciès pour la période Dévonien-Carbonifère inférieur : a) un faciès de plate-forme dans la plaine roumaine (plate-forme moesienne) et b) un faciès de géosynclinal, dans le domaine carpathique, ayant deux zones faciales : zone du faciès de Repedea-Tulișa dans les Carpates Orientales et Méridionales et zone du faciès de Păiușeni dans les monts Apuseni.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonnes stratigraphiques des formations dévonniennes-carbonifères inférieures de la série de Repedea.

1, série de Bretila ; 2, schistes sériciteux-chloriteux, schistes sériciteux-graphiteux (\pm chloritoïde) ; 3, calcaires et dolomies ; 4, quartzites noirs ; 5, métaconglomérats ; 6, métagrauwackes et quartzites feldspathiques ; 7, quartzites, quartzites feldspathiques, quartzites à zoïsite ; 8, métatufs acides ; 9, schistes verts (métatufs et roches météruptives) ; 10, microcristaloïdes ; 11, minerai de fer.





Institutul Geologic al României

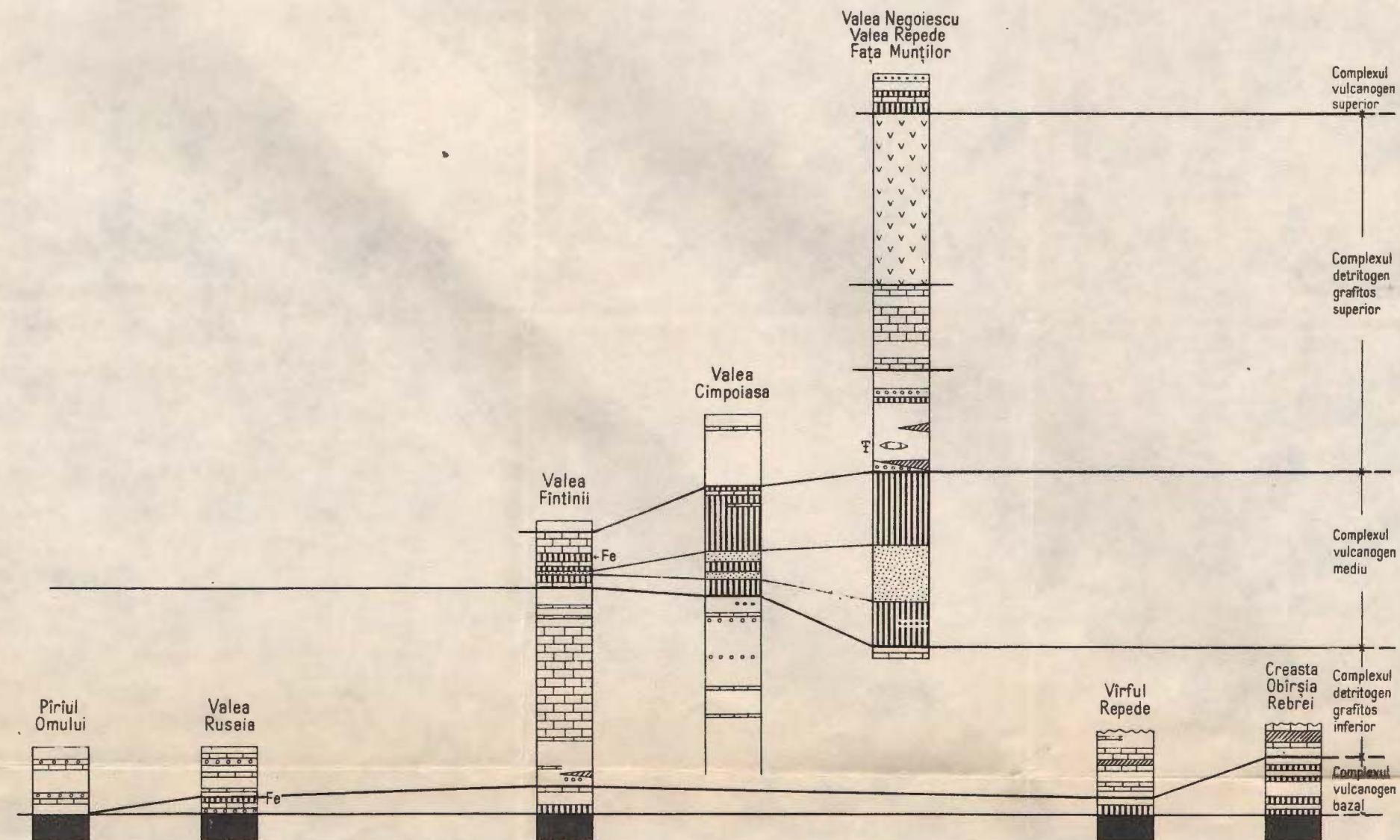
COLOANE STRATIGRAFICE PRIN FORMAȚIUNILE DEVONIAN-CARBONIFER-INFERIOARE ALE SERIEI DE REPEDEA

MUNTII BISTRITII

MUNTII RODNEI

VERSANTUL NORDIC

ZONA DE CREASTA



L E G E N D A

1000m
750
500
250
0

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)
1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

**ASUPRA CONSTITUȚIEI CONGLOMERATELOR TORTONIENE
ȘI SARMATIENE DIN PARTEA DE NE A BAZINULUI
TRANSILVANIEI¹**

DE
ALBERT BALTRÈS²

Abstract

On the Constitution of Tortonian and Sarmatian Conglomerates from the Northeastern Part of the Transylvanian Basin. The sedimentary rocks reworked in the Tortonian and Sarmatian conglomerates belong to the Triassic, Jurassic, Lower Cretaceous and Eocene. Abundant Tithonian Calpionell-limestones occur, as well as older ones with *Nipponophycus* and *Cladocoropsis*, and Urgonian limestones with Orbitolinids, *Chaetetopsis zonata* and *Coptocampylodon fontis*. The author presumes that Mesozoic rocks are derived from a westwards lying area, including the zone covered at present by Neogene volcanics of the Călimani Mts, and partly at least, the crystalline massif of the East Carpathians.

În partea de NE a bazinului Transilvaniei, la S de localitatea Bistrița, depozitele miocene sunt boltite în două anticlinale orientate NNW-SSE. În Tortonianul și Sarmatianul deschis în aceste structuri există cîte un nivel de conglomerate polimictice, ale căror elemente de natură sedimentară ne-au atras atenția și care au constituit obiectul acestei lucrări. Lucrarea se bazează pe un studiu de laborator în secțiuni subțiri, studiu care a servit pentru explicarea provenienței materialului constituent al conglomeratelor. Elementele psefite remaniate în depozitele miocene ne-au permis aprecieri asupra constituției și vîrstei formațiunilor îngropate sub sedimentele mai tinere și care le-au furnizat material în decursul timpului.

Un studiu similar privind compoziția conglomeratelor tortoniene și sarmatiene din partea de E a bazinului Transilvaniei a fost efectuat

¹ Comunicare în ședința din 29 martie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecții. Șos. Kiseleff nr. 2, București.



de D e s s i l a - C o d a r c e a et al. (1965) într-un sector mai meridional cuprinzind împrejurimile localităților Comănești, Lueta și Merești. Din datele acestui studiu rezultă că rocile sedimentare remaniate în conglomeratele tortoniene și care au fost studiate de P a t r u l i u s , provin în mare parte din pînza transilvană (calcare, spilite și bostonite triasice) și din cuvertura acestei pînze (calcare urgoniene) și că acest material a fost transportat de la S și SW spre N și NE. O altă observație interesantă consemnată în aceeași notă este faptul că rocile constitutive ale conglomeratelor și pietrișurilor sarmatiene provin în majoritate din stratele de Sinaia și că acest material a fost transportat din teritoriul flișului estcarpatic spre bazinul Transilvaniei, în direcția W și SW.

Depozitele tortoniene care apar la S de Bistrița conțin toate tipurile de roci ce vor fi descrise, spre deosebire de cele sarmatiene în care numărul acestora este redus (îndeosebi calcare silicioase și calcare eocene), iar frecvența lor este scăzută.

Elementele remaniate de talie mică și mijlocie prezintă un grad avansat de rulare, pe cînd cele mari, cu diametre de pînă la 0,5 m, nu evidențiază totdeauna urmele unui transport.

În urma studiului întreprins, am încercat o grupare a diverselor tipuri de roci pe vîrstă, bazîndu-ne pe caracterele petrografice și pe resursele organice macrofaunistice și microfaunistice determinante.

Elemente de vîrstă probabil triasică

Gresii arcoziene roșii cu elemente grosiere de sisturi cristaline. Detritusul, neuniform dimensionat, este alcătuit din cuarț colțuros, sau ușor rulat, cu extincție ondulatorie, fragmente de cuarțite cu magnetit, feldspați ușor rotunjiți, nealterați. Subordonat apare sericitul și calcitul. Cimentul silicios are caracter poros și este pigmentat cu oxizi de fier. Analiza sumară a mineralelor grele a evidențiat patru specii, care în ordinea frecvenței sunt: hematit, zircon, turmalină, rutil. Zirconul apare în granule idiomorfe de 0,045–0,075 mm; turmalina verzuie, rulată, uneori fracturată, de 0,18 mm; rutilul, rotunjit, în granule de 0,75 mm.

Calcare galbuli, în parte recristalizate, marmoreene în care s-a găsit un exemplar de *Diplopora* sp. (pl. II, fig. 8).

Silicolite hematitice. Macroscopic sunt roci dure, silicioase, roșcate, cu pelicule hematitice, uneori vacuolare. Masa rocii este constituită dintr-un agregat de cristale de calcedonit de 0,005-0,06 mm și zone alungite, mai larg cristalizate. Numeroase cristale aciculare și



tabulare de hematit de 0,02-0,09 mm înconjoară uneori ca aureole granulele de calcedonit. Calcitul larg cristalizat, maclat polisintetic, constituie zone circulare cu diametrul de 0,5 mm și este înconjurate de aureole limonitice, groase de 0,045 mm.

Cele două tipuri de roci au fost descrise în munții Perșani, primul provenind din Triasicul inferior paleoautohton, al doilea din materialul incorporat în Wildflysch.

Elemente de vîrstă jurasică

Gresii albe, silicioase, cu patină ruginie pe fețele expuse, asemănătoare gresiei de Kliva. Sunt gresii fine, cu glauconit granular cu polarizație agregată. O analiză cantitativă asupra mineralelor grele din această gresie indică proporțiile din tabelul 1. Zirconul, turmalina și rutilul luate la un loc, constituie 29,4%; făcând abstracție de mineralele

TABELUL 1

Mineralul	%	2σ
Granat	3,6	1,5
Opacă	65,8	4,2
Zircon	12,4	2,8
Turmalină	7,6	2,3
Rutil	9,4	2,5
Sfen		
Biotit	1,2	1,0
Staurolit		

opace, le-ar reveni 85,5% din conținutul în minerale grele. Rutilul apare în cristale rulate de talie mare, de culoare brună; alteori prezintă conțururi idiomorfe, talie redusă și o colorație galbenă. Turmalina în varietăți galbene, brune, mai rar verzui, conține incluziuni opace. Granații, hipidiomorfi sau xenomorfi, aparțin speciei almandin. Zirconul este totdeauna rulat.

Gresii albe, silicioase asemănătoare acestora se cunosc în Rarău, Bihor și în Jurasicul mediu (Bathonian?-Callovian) din munții Perșani.

Elemente de vîrstă jurasic-superioară — cretacic-inferioară

Calcare roșcate cu rincanelide de talie mică. Macroscopic au un aspect brecios, sunt pătate cu verde și includ insule de calcit spatic. Masa carbonatată este fin granulară, cu detritus



de cuarț și muscovit. Pigmentul limonitic are o dispoziție insulară. Resturile organice sunt constituite din fragmente de moluște, stromatoporide (pl. I, fig. 1) și madreporari.

C a l c a r e c e n u ș i i c u r i n c o n e l i d e și e c h i n i d e m i c i . Macroscopic, roca este punctată de cristale spatiche. Carbonatul fin granular, semiopac, conține rare granule detritice de cuarț, fragmente de cuarțite de 0,8–1,3 mm și calcit detritic. Resturile organice sunt reprezentate prin *Globochaete alpina Lombard*, gasteropode mici, hidrozoare și alge incrustante între care *Bačinella irregularis Radojčić* (pl. II, fig. 2).

C a l c a r e c e n u ș i u - g ă l b u i , c o m p a c t e c u *Diceras*. Roca este în general diacenizată, evidențiind uneori o slabă structură pseudoolitică. Între resturile organice remarcăm gasteropode de talie mică (3,5 mm), foraminifere și *G. alpina*.

C a l c a r e p s e u d o o l i t i c e , d u r e , d e c u l o a r e c e n u ș i e , c u m u l t c u a r ă t d e t r i t i c și r a r e g r a n u l e d e f e l d s p a ți , c o n ț i n i ă r e d r a d i o l a r i uneori complet calcitizați, spiculi de spongieri alcătuiți din aggregate radiare de calcedonit și rare foraminifere.

C a l c a r e m a r n o a s e , c e n u ș i i , p u t e r n i c f i s u r a t e .

C a l c a r e a l b - g ă l b u i , f o a r t e , c o m p a c t e , c u *Nipponophycus ramosus*. În spărturi proaspete se remarcă zone circulare sau ovale din calcit cristalizat, care aparțin algei *Nipponophycus ramosus Yabe și Toyama*, (pl. I, fig. 2, 3), precum și secțiuni de *Cladocoropsis* (pl. I, fig. 6). În secțiuni, calcarul este fin granular, semiopac, cu rare granule mărunte de cuarț și rari fluturași de mică. Se pot recunoaște entroce puternic diagenizate.

Alga *N. ramosus Yabe și Toyama*, face parte din familia Solenoporaceae și prezintă taluri rămuroase, cilindrice, cu diametrul de 0,7-1,2 mm. În partea axială a fiecărei ramuri apar numeroși pori fini, longitudinali, colmatați cu material fin granular semiopac, restul talului fiind constituit din calcit cristalizat. În secțiuni longitudinale, zona axială e divizată prin septe largi. Frecvent, pe talurile de *Nipponophycus* se dezvoltă alge incrustante (pl. I, fig. 3). Alături de *Nipponophycus*, în secțiuni mai sunt prezente alte două microfosile interesante: *Cladocoropsis mirabilis Felix*³ și un microfossil asemănător celui figurat de Radojčić (1966) sub numele de *micropolytopicum Br 1* (briozoar?) (pl. I, fig. 4, 5,)

³ Identificarea a fost făcută de D. Patrulius care a recunoscut aceeași formă în partea de S a Pădurii Craiului (comunicare verbală).

C a l c a r e l e s i l i c i o a s e sunt roci uneori cu aspect rubanat, provocat de alternanța unor benzi întunecoase, silicioase, cu benzi calcaroase de culoare cenușie; alteori accidentele silicioase sunt de tipul „chailles”, avind un contact foarte capricios cu calcarul cu care sunt intim asociate. În acest caz calcarele au o culoare galbenă sau roz. În secțiuni, în masa carbonată fin granulară apar insule silicioase fin granulare, ambele fiind traversate de fisuri fine. Numeroase sferule silicioase din calcar indică prezența radiolarilor cu diametre de 0,075-0,12 mm (pl. I, fig. 9). Trecerea de la calcar la accidentul silicios e netranchantă, masa silicioasă conservând relicte din prima. Fisurile cu calcit sunt mai groase în zona silicioasă, devenind mai subțiri și divizindu-se sau anastomozindu-se cînd trec în calcar. În alte cazuri avem de-a face cu un calcar pseudoolitic grunjos, în care sunt diseminate rare granule de cuarț detritic, fragmente de cuarțite, radiolari, spiculi de echinide uneori calcitizați, entroce. Acest calcar pseudoolitic trece la o rocă silicioasă fin cristalină ce înglobează insule grunjoase, trecind treptat la zone silicioase pure, cu mici cavități tapisate cu calcedonit. În cazurile în care accidentele silicioase au talie mai redusă și sunt răspîndite în masa rocii calcaroase, contactul între ele este net. În două cazuri depozitul carbonatat a evidențiat prezența în număr mare a formelor *Calpionella alpina* Lorenz și *C. elliptica* Cadisch, într-un calcar cu accidente silicioase stratiforme; în alt caz *C. alpina* apare asociată cu numeroși radiolari în parte calcitizați, într-un calcar de culoare roz, cu accidente silicioase de forme neregulate (pl. I, fig. 7—9).

C a l c a r e c u *Calpionella*. Pe lîngă rocile silicioase cu calpionele menționate, prezența calpionelelor a fost observată în: calcare violacee, marnoase, compacte, cu fisuri fine cu calcit și limonit; calcare marnoase litografice cu inele limonitice, cu fisuri foarte fine, rare. Conțin speciile *C. alpina* și *C. elliptica* (pl. I, fig. 10—12); calcare de culoare deschisă, fin granulară cu *C. alpina*, *C. elliptica*, *Calpionellopsis cf. oblonga* (Cadisch) și *G. alpina* Lombard (corpul D — Lombard, 1937), (pl. II, fig. 1), trecind la calcare grunjoase cu entroce și foraminifere (*Textularia*).

R a d i o l a r i t e c u t e x t u r ă l a m i n a r ă, de culoare brun-cărămizie, foarte dure, casante, cu lentile extrem de fine de calcit. Sub microscop roca apare puternic pigmentată cu limonit și conținând granule de cuarț alungite, de 0,042—0,12 mm ca și rare lentile de calcit. Roca este traversată diagonal de suturi microstilolitice cu limonit, cu amplitudine maximă de 0,1 mm. Aglomerarea pigmentului în benzi paralele este cea care dă aspectul rubanat al rocii. Numeroși radiolari defor-



mați prin presiune observați pe secțiuni, aparțin genului *Rhopallastrum* și tipurilor *Sphaerelaria* și *Nasselaria* (pl. II, fig. 3).

Jaspurile roșii în secțiuni apar ca mase criptocristaline pigmentate în galben, traversate de o rețea deasă de fisuri umplute cu cristale mărunte de cuarț. Uneori apar cuiburi de cuarț formate în zone de incidentă a mai multor fisuri. Rare apar resturi carbonatate pe cale de înlocuire cu silice, radiolari și oolite silicioase de 0,12 mm diametru, cu structură zonată, cu nucleul întunecat, limonitic. În unele cazuri în jurul nucleului se găsesc aggregate de calcedonit dispuse radial.

Silexuri compacte, de culoare cenușiu deschis.

Calcare compacte, cenușii, cu pete gălbui, cu numeroase resturi organice care aparțin unor nuclee de amoniți, miliolide, radiole, *Globochaete*-tipul bilobat, oncolite, alge roșii, briozoare etc.

Calcare detritice cu *Orbitolina*, constituite din granule de calcit de 0,5–2 mm, trec la o rocă pseudoolitică fină, cu rare granule de cuarț. Conțin monocristale de calcit maclate, probabil entroce diagenizate, orbitoline (pl. II, fig. 5), radiole, fragmente de cochilii de moluște, corali, ce constituie substratul pentru cruste de *Lithocodium aggregatum* Elliott.

Calcare verzi-cenușii, noduloase cu alge coralinacee (pl. II, fig. 6). Apar ca blocuri rare, nerulate, cu diametrul de pînă la 0,5 m, prezintînd o colorație roz pe suprafețele expuse. În secțiuni roca este fin granulară, semiopacă, cu mărunte granule de cuarț detritic. Se trece uneori spre zone cu cristalinitate pronunțată ce conservă insule din roca inițială. În această masă apar diverse secțiuni prin gasteropode de talie mică, variind între 0,45 și 1,5 mm și *Globochaete* cu aspect globulos, de 0,14–0,31 mm diametru. Numeroase alge incrustante și-au luat drept suport talurile de *Lithophyllum*. Se mai observă plaje cu actinostromarii și polipieri coloniali meandroizi.

Dintre numeroasele tipuri de roci ale Jurasicului superior reține atenția microfaciesul cu *N. ramosus*, *C. mirabilis* și *micropoproblematicum Br 1*.

Organisme coloniale de vîrstă cretacic-inferioară

***Chaetetopsis zonata* Patrulius** (pl. II, fig. 9, 10). Această formă este identică cu cea descrisă în anul 1940 de Simionescu sub numele *Pseudostromatopora rumana*, dar se deosebește net de ceea ce Simionescu a descris sub același nume pentru prima oară în anul 1926.



Prima din formele descrise sub numele de *P. rumana* se distinge de *C. zonata* prin lumenul poligonal al celulelor, prin lipsa pseudoseptelor și așa cum rezultă explicit din descrierea făcută de Simionescu în 1926, prin faptul că peretele care separă două tuburi este comun, nu dublu.

Exemplarul pe care l-am examinat, are suprafața rugoasă, fin reticulată. Lumenul tuburilor de formă subcirculară sau reniformă, are un diametru de 0,1–0,4 mm, grosimea peretelui fiind de 0,03–0,045 mm. Linia semiopacă care desparte pereții a două tuburi alăturate, parțial vizibilă, descrie un desen poligonal. Partea internă a peretelui este constituită din cristale mari, limpezi, de calcit, pe cind zona periferică este constituită din cristale mărunte ce-i dău un aspect întunecat. În secțiune longitudinală se observă umplutura clară a cavității tubulare separată printr-o linie fină, întunecată, de zona parietală microcristalină. Între tuburi sînt rare anastomoze. Continuitatea cavității unui tub este întreruptă de 2–4 diafragme transversale, care nu trec la tuburile vecine și care sunt distanțate la 0,37–1,35 mm. Dăm mai jos un tabel comparativ (tab. 2) pentru dimensiunile în milimetri ale exemplarului nostru, ale celui figurat de Simionescu în anul 1940 drept *P. rumana*, ale exemplarului descris de M. G. Filipescu sub numele de *Solenopora rumana* și ale exemplarelor de *C. zonata* descrise de Patrulius din sinclinalul Rarăului.

TABELUL 2

	Exemplarul studiat	<i>Pseudostromatopora rumana</i>	<i>Solenopora rumana</i>	<i>Chaetetopsis zonata</i>
Diametrul lumenului	0,10–0,40	0,24	0,25	0,10–0,70
Grosimea peretelui	0,03–0,04	0,048	0,04–0,06	0,07–0,12
Numărul de diafragme	2–4	2–4	1–3	
Distanța între diafragme	0,37–1,35			0,15–0,85

Vîrstă indicată de *C. zonata* este crétacic-inferioară (Barremian-Aptian).

„Chætetite”. Colonii circulare sudate între ele, constituite dintr-un reticul axial poligonal și unul periferic zonat. Reticulul periferic este constituit din elemente scheletice radiare care separă tuburi și canale vermiculate. Zonația este dată de alternanța ciclurilor de creștere : perioade de creștere intensă în care reticulul este grosier, cu perioade de creștere



lentă, cu textură fină. Despărțiturile dintre tuburi și canale sunt constituite dintr-o lamă axială întunecată flancată de două zone fin granulare de culoare mai deschisă. Masa pelitică ce înglobează colonia de „chaetidae” cuprinde pe lîngă fragmente de entroce și foraminifere mici *Copto-campylodon fontis Patruelius*, un microfosil problematic, probabil octocoral, cunoscut în calcarele urgo-aptiene din munții Perșani, Pădurea Craiului și Hăghimaș.

Elemente de vîrstă eocenă

Calcare detritice cu fragmente disseminate de sisturi cristaline. Sunt constituite dintr-un detritus organogen bogat în ortofragmine, numuliți, globigerine, asterocicline, alveoline, truncatuline, textularii, entroce, radiole, numeroase briozoare, *Lithotamnum*, *Serpula* etc. În unele cazuri algele domină întregul conținut, alteori se trece spre roci cu puțin detritus organogen constituit din frânturi de alge roșii, ce plutesc într-o masă recristalizată.

Aspectul calcarelor eocene este întrucâtva deosebit de al celor dezvoltate mai spre N, la poalele munților Rodnei.

Elemente de vîrstă neprecizată

În această categorie intră porțelanitele formate probabil pe seama unor tufuri.

Din enumerarea de mai sus rezultă că depozitele conglomeratice miocene din această zonă s-au format pe seama unui relief la alcătuirea căruia luau parte sedimente aparținând aproape întregii coloane stratigrafice a Mezozoicului și părții inferioare a Paleogenului. Desigur, prezența exclusivă a unor fragmente de roci bine consolidate nu exclude o gamă mai variată de tipuri, care însă nu au rezistat transportului și alterării.

Tipurile litologice descrise permit o reconstituire fragmentară a coloanei stratigrafice a Mezozoicului și anume :

Triasicul este reprezentat prin gresii cuarțitice roșii, calcare recristalizate cu diplopore și silicolite cu hematit ;

Jurasicul mediu îi aparțin gresii albe silicioase, calcare pseudoolitice și probabil calcare roșcate cu rinconelide.

Numeroase tipuri de roci aparțin Jurasicului superior : jaspuri, radiolarite (Callovian-Oxfordian), silexite, calcare în parte silicioase cu calpionele (Tithonic superior). Alături de acestea este prezent un microfacies interesant al calcarelor neojurasice, cu *N. ramosus* Yabe și *T. yamai*, *C. mirabilis Felix* și briozoare (?), aparținând probabil unui nivel mai vechi decit Tithonicul superior (Kimmeridgian ?).



Faciesul de Stramberg cu roci bioconstruite, este reprezentat prin calcare recristalizate cu *Diceras*.

O mențiune specială trebuie făcută relativ la calcarele cu calpionele ale Tithonicului și eventual Berriasianului, întrucât asemenea calcare sunt cunoscute în zona klippelor pienine de la Poiana Botizei și au fost semnalate și în sectorul muntelui Țibleș. Nu este exclus ca această zonă să fi cuprinsă și o parte a teritoriului actualului masiv cristalin moldav.

Urgonianului îi aparțin diverse tipuri de calcare, printre care calcare cu orbitoline și cu *C. zonata*.

Coloana stratigrafică astfel schițată contribuie la conturarea imaginii paleogeografice a Mezozoicului, dând informații cu privire la cuvertura, actualmente în mare parte denudată a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali.

Szadeczký (1930), în cercetările cu privire la fundamentul andezitelor din munții Călimani, citează conglomerate cu elemente de gresii cretacice, calcare silicioase, calcare numulitice, gresii permiene, alături de roci cristaline și eruptive în mai multe puncte din vecinătatea perimetrlului nostru, și anume în marginea de W a bazinului Colibiței, la N și NE de Gudia, la Bistra pe dreapta Mureșului, la Ideciu și Deda. Autorul consideră că aceste conglomerate dovedesc existența unor catene cristalino-mezozoice ascunse.

Cu privire la originea rocilor sedimentare conținute în conglomerate, trei posibilități sunt de luat în considerare: o sursă externă relativ apropiată și transport direct, transversal, pînă la aria de sedimentare finală; o sursă internă actualmente ascunsă sub depozitele neogene mai tinere care constituie umplutura părții centrale a bazinului Transilvaniei și aceeași modalitate de transport; o sursă îndepărtată și transport multiplu sau ocolit în lungul țărmului; în această ultimă alternativă aria de proveniență ar putea fi situată la W (Munții Apuseni) sau la S (teritoriul limitrof colțului de SE al bazinului Transilvaniei).

În ceea ce privește rocile sedimentare conținute în conglomeratele sarmatiene, prima eventualitate pare cea mai plauzibilă (prezența calcarelor numulitice), cu atît mai mult cu cît mai la S a fost efectiv demonstrat că materialul acestor conglomerate provine dintr-o sursă exterană și a suferit un transport direct, transversal. Rezultă de aici că, printre rocile mezozoice, cel puțin calcarele silicioase cu calpionele ale Jurasicului superior provin din zona actualmente acoperită de vulcanitele neogene ale munților Călimani, dacă nu chiar din teritoriul acum denudat al masivului cristalin moldav.



Cu privire la rocile mezozoice mai abundente și mai diverse ale conglomeratelor tortoniene, problema originii lor se prezintă mai complexă. În orice caz, proveniența acestor roci prin transport direct sau ocolit dintr-o sursă internă situată în partea centrală a bazinului Transilvaniei sau mai departe spre W pe teritoriul Munților Apuseni, pare puțin plauzibilă. Dezvoltarea constantă a tufurilor formând baza Tortonianului pe rama de N și NW a bazinului Transilvaniei și în adîncime, spre centrul bazinului, nu lasă să se întrevadă existența în acest sector de NW a unui relief care să nu fi fost acoperit de tufurile primului termen al Tortonianului în cursul depunerii conglomeratelor. Pe de altă parte în vecinătatea imediată a Munților Apuseni, Tortonianul nu cuprinde depozite conglomeratice mai dezvoltate decât cele care apar la S de Bistrița. În afară de un transport direct pornind de la masivul cristalin al Carpaților Orientali, rămîn totuși de considerat încă două alternative în ceea ce privește originea materialului din aceste conglomerate și anume : un transport de la S și un transport multiplu prin resedimentarea unor conglomerate preexistente.

Transportul de la S pus în evidență prin imbricația galeșilor în împrejurimile Comăneștilor (Dessila-Codarcea et al., 1965) este indicat și de prezența anumitor roci mezozoice comparabile cu cele din pînza transilvană și semnalate pe teritoriul muntîlor Persani (silicolite hematitice, eventual și calcarele marmoreene cu diplopore). Cît despre transportul multiplu nu este de neglijat posibilitatea ca o parte a materialului să provină din conglomeratele eocene dezvoltate pe marginea golfului Bîrgăului sau din conglomeratele stratelor de Hida. În orice caz, judecînd după larga dezvoltare a conglomeratelor tortoniene pe rama de E a bazinului Transilvaniei se poate întrevedea că sursa principală a materialului din aceste depozite l-a constituit masivul cristalin al Carpaților Orientali și eventual zona limitrofă la W, actualmente acoperită de vulcanitele neogene ale lanțului Călimani-Harghita.

Aducem mulțumirile noastre lui D. Patruliș și O. Dragastan pentru amabilitatea ce au avut de a ne da îndrumări în realizarea prezentei lucrări.

BIBLIOGRAFIE

- Codarcea-Dessila Marcela, Dumitriu M., Dumitriu Cristina, Beju D. (1965) Observații privind localizarea și constituția geologică a reliefului îngropat de la Comănești. *Stud. cerc. Acad. R. S. România, seria geologie*, 10/2, București.
- Dragastan O. (1967) Algues calcaires du mesozoïque de Roumanie et leur importance stratigraphique. *Ass. geol. Carp.-Balk. VIII-eme Congr.* Belgrade.



- Endo R. (1961) Calcareous Algae from the Jurassic Torinosu Limestone of Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ. ser. B. Endo Comem. vol.* Saitama.
- Filipescu M. G. (1953) Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 2, București.
- Lombard A. (1937) Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. *Eclogae geol. Helveticæ*, 30, 2, Basel.
- Patrulius D. (1965) Notă asupra a două specii de Chaetetopsis din calcarele urgoniene: Chaetetopsis zonata Patrulius și Chaetetopsis favrei (Deninger). *D. S. Com. Geol.* LI/2, București.
- (1966) Coptocampylodon fontis n. sp., microfosil problematic al calcarelor urgoniene din munții Perșani. *D. S. Com. Stat Geol.* LII/1, București.
- Popa - Dimian Elena, Dimitriu - Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în imprejurimile Comanei (munții Perșani). *An. Inst. Geol.* XXXV, București.
- Radojčić R. (1966) Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. *Geol. trans. and reports* 9, 9, Ljubljana.
- Simionescu I. (1926) Sur quelques fossiles rares dans le Trias et le Crétacé inférieur de Roumanie. *Bull. Sect. Sci. Acad. Tom. X-eme Année*, 4—5, Bucarest.
- (1940) Sur quelques Algues mesozoïques de Roumanie. *Bull. Sect. Sci. Acad. Roum.* XXII, 8, Bucarest.
- Szadeczký J. (1930) Munții vulcanici Hărghita-Călimani. *D. S. Com. Geol.* XVI, București.

SUR LA CONSTITUTION DES CONGLOMÉRATS TORTONIENS ET SARMATIENS DU NE DU BASSIN DE LA TRANSYLVANIE

(Résumé)

L'étude des éléments de roches sédimentaires, comprises dans les conglomérats miocènes développés au NE du bassin de la Transylvanie a permis de classifier les divers types de roches par catégories d'âge, en tenant compte de leurs caractères lithologiques, de microfaune et de microfaciès. On a pu reconstituer de cette manière une colonne stratigraphique comprennant une grande partie du Mésozoïque et la partie inférieure du Paléogène.

Les grès rouges, arcadiens, les calcaires marmoréens à diplopores et silicolites hématitiques appartiennent au Trias.

Une gamme variée de roches revient au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur : calcaires rouges à Rhynchonellidae, calcaires gris à Rhynchonellidae et à petites echinides, calcaires pseudoolithiques, calcaires blancs à *Nippaponophycus ramosus* Yabe et Toyama, *Cladocorop-*



sis mirabilis Félix et bryozoaires, calcaires partiellement silicieux à calpionnelles, radiolarites, jaspes rouges, calcaires à orbitolines, *Chaetetopsis zonata* Patrulius, *Coptocampilodon fontis* Patrulius et „Chaetetidae” (?).

Les calcaires détritiques, nummulitiques appartiennent à l'Eocène.

La plupart des roches étudiées provient probablement du territoire du massif cristallin des Carpates Orientales et de la zone limitrophe à l'Ouest, couverte à présent par la plaque d'andésites des monts Călimani. Pour une partie du matériel, on peut entrevoir aussi la possibilité d'un transport qui commencerait du S, du territoire des monts Perșani. Il ne faut pas aussi négliger la possibilité d'une résédimentation des galets des conglomérats préexistents, éocènes et miocènes (couche de Hida).

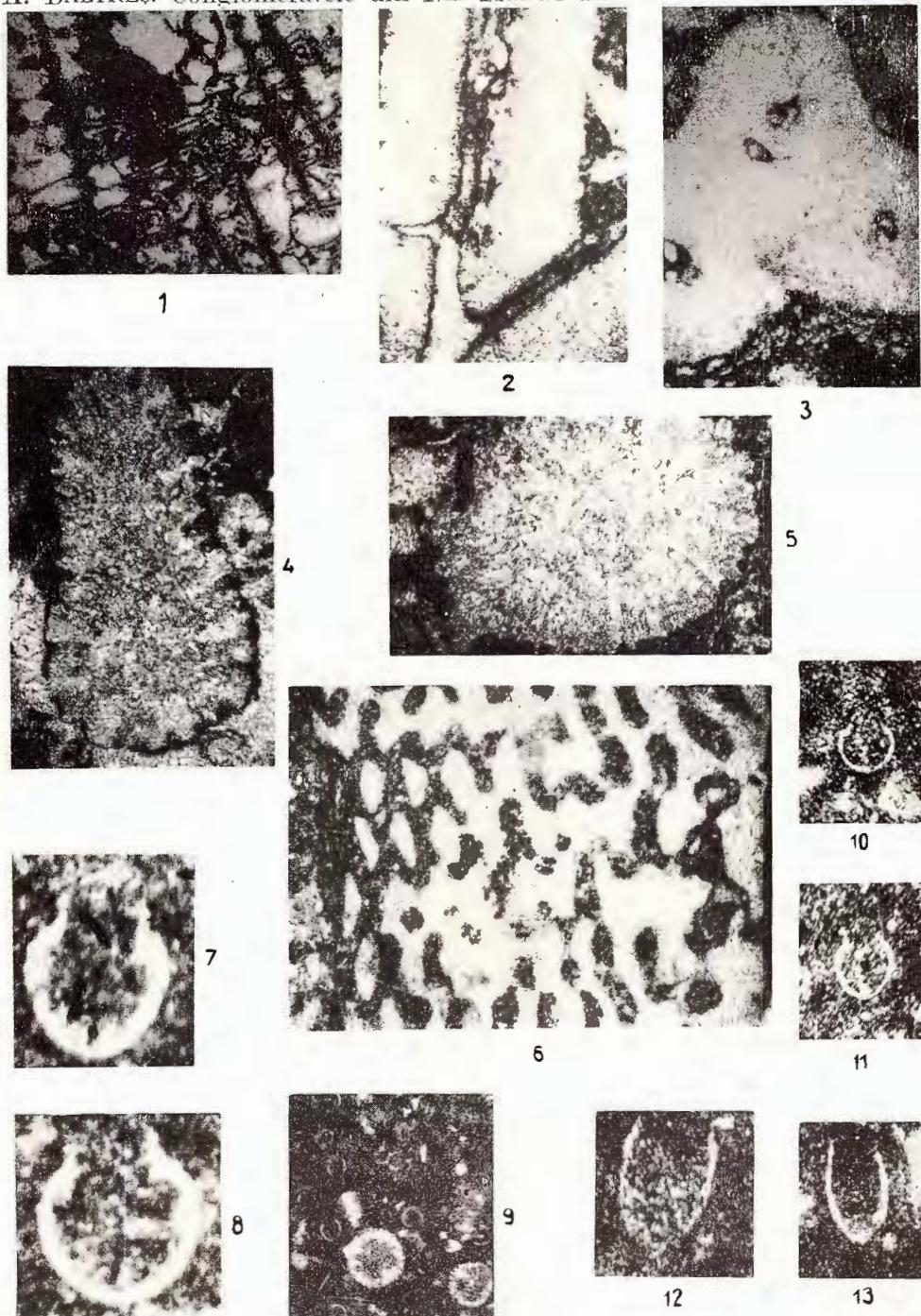
PLANŞA I

- Fig. 1. — *Actinostromaria* în calcare roșcate cu Rhynchonellidae de talie mică; × 25.
Actinostromaria dans des calcaires rougeâtres à Rhynchonellidae de petite taille; × 25.
- Fig. 2. — *Nipponophycus ramosus* Yabe și Toyama, înconjurat de alge incrustante, în calcare alb-gălbui de vîrstă jurasic-superioră; × 25.
Nipponophycus ramosus Yabe et Toyama, entouré d'algues incrustées, dans des calcaires blanc-jaunâtre d'âge jurassique supérieur; × 25.
- Fig. 3. — *Nipponophycus ramosus*, secțiune transversală; × 25.
Nipponophycus ramosus, section transversale; × 25.
- Fig. 4,5.— Briozare (?), în aceleași calcare; × 28.
Bryozoaires (?), dans les mêmes calcaires; × 28.
- Fig. 6. — *Cladocoropsis* sp. în aceleași calcare; secțiune longitudinală; × 22.
Cladocoropsis sp. dans les mêmes calcaires; section longitudinale; × 22.
- Fig. 7,8. — *Calpionella alpina* Lorenz în calcare silicioase; × 400.
Calpionella alpina Lorenz dans des calcaires siliceux; × 400.
- Fig. 9. — Calcare silicioase cu calpionele și radiolari; × 25.
Calcaires siliceux à calpionelles et à radiolaires; × 25.
- Fig. 10,11.— *Calpionella alpina* Lorenz în calcare litografice; × 150.
Calpionella alpina Lorenz dans des calcaires lithographiques; × 150.
- Fig. 12. — *Calpionella elliptica* Cadisch în calcare litografice; × 400.
Calpionella elliptica Cadisch dans des calcaires lithographiques; × 400.
- Fig. 13. — *Calpionellopsis* cf. *oblonga* (Cadisch) în calcare litografice; × 150.
Calpionellopsis cf. *oblonga* (Cadisch) dans des calcaires lithographiques; × 150.



A. BALTREŞ. Conglomeratele din NE Transilvaniei.

Pl. I.



Institutul geologic. Dări de seamă ale şedinţelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

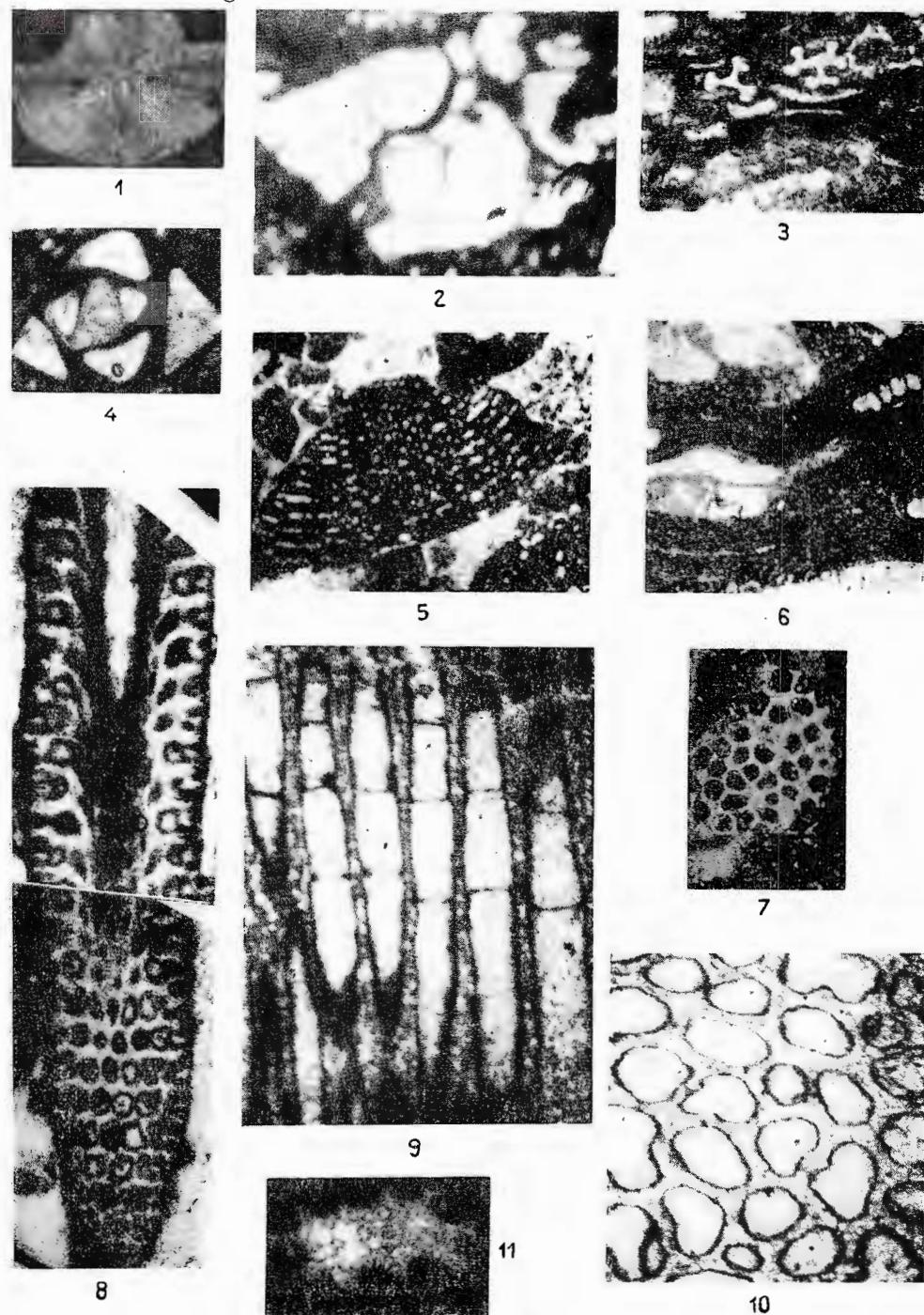
PLANŞA II

- Fig. 1. — *Globochaete alpina* Lombard (Corpul D-A. Lombard, 1937); N +; $\times 190$.
Globochaete alpina Lombard (Corps D-A. Lombard, 1937); N +; $\times 190$.
- Fig. 2. — *Bačinella irregularis* Radovič; $\times 20$.
Bačinella irregularis Radovič; $\times 20$.
- Fig. 3. — Radiolarite cu textură laminară; $\times 170$.
Radiolarites à texture litée; $\times 170$.
- Fig. 4. — Miliolide în calcare gălbui; $\times 20$.
Miliolides dans des calcaires jaunâtres; $\times 20$.
- Fig. 5. — *Orbitolina* în calcare detritice; $\times 25$.
Orbitolina dans des calcaires détritiques; $\times 25$.
- Fig. 6. — Alge roșii în calcare verzuieenușii; $\times 25$.
Algues rouges dans des calcaires verdâtre-grisâtre; $\times 25$.
- Fig. 7. — Briozoare în calcare eocene; $\times 25$.
Bryozaires dans des calcaires éocènes; $\times 25$.
- Fig. 8. — *Diplopora* sp. în calcare marmoreene; $\times 25$.
Diplopora sp. dans des calcaires marmoréens; $\times 25$.
- Fig. 9. — *Chaetelopsis zonata* Patruliș, secțiune longitudinală; $\times 40$.
Chaetelopsis zonata Patruliș, section longitudinale; $\times 40$.
- Fig. 10. — *Chaetelopsis zonata*, secțiune transversală; $\times 40$.
Chaetelopsis zonata, section transversale; $\times 40$.
- Fig. 11. — *Coplocampylodon fontis* Patruliș, în calcare urgoniene; $\times 50$.
Coplocampylodon fontis Patruliș, dans des calcaires urgoniens; $\times 50$.



A. BALTREŞ. Conglomeratele din NE Transilvaniei.

Pl. II.



Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

**ASUPRA UNOR GIPSURI DIAGENETICE DIN SARMATIANUL
PĂRTII DE NE A BAZINULUI TRANSILVANIEI¹**

DE

ALBERT BALTRÈŞ²

Abstract

On some Diagenetic Gypes in the Sarmatian from the Northwestern Part of the Transylvanian Basin. The presence of some interesting twins under the shape of "Fier de Lance" (Plate I) and "Montmartre" (Plate II) in diagenetic gypes within the Sarmatian from the northwestern part of the Transylvanian basin is pointed out.

În bazinul Transilvaniei, în apropierea localității Archiud, situată la mijlocul distanței între orașele Bistrița și Reghin, se găsesc o serie de martori de eroziune dezvoltăți pe depozite sedimentare aparținând Sarmatianului.

Depozitele marno-nisipoase ale acestor martori ne-au furnizat surpriza descoperirii unor interesante și rare macle ale gipsului.

Sedimentele care includ aceste cristale sunt constituite din marne cafenii, moi, în alternanță cu nisipuri cu eflorescențe albe pe suprafețele expuse. Intercalațiile de nisipuri sunt mai rare și au grosimi mai mari spre partea inferioară a seriei, devenind mult mai dese dar mai subțiri spre partea superioară. Ca poziție stratigrafică, acestea aparțin complexului marnos al Sarmatianului mediu³.

¹ Comunicare în ședință din 15 martie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecție. Șos. Kiseleff nr. 2, București.

³ Din partea inferioară a acestui complex (situat deasupra tufului considerat echivalent al tufului de Ghiriș) provine o faună de gasteropode mici constituită din: *Valvata minima* Fuchs, *V. simplex* Fuchs, *Carasia cf. infida*, *Helix (Vallonia) subpulchella*, *Helix sp.*, *Radix socialis dilatata* Noullet, *Pupa cf. acuminata*, *Clausilia sp.*, *Triforis sp.*



Cristalele de gips, maclate sau nu, a căror descriere o vom da mai departe, sănt dispuse în interiorul stratelor marnoase în chip haotic, preferind apropierea nisipurilor.

Cristalele lentiliforme cu dimensiuni de 5-6 cm, prezintă o dezvoltare mai mare după axele y și z . Fețele de prismă nu se intersectează cu cele ale pinacoizilor, ci apar deschideri cu aspect de fisuri, pe suprafețele deschise observându-se cîteva strate de cristale cu aspect pseudoromboedric ce ies în afară prin margini ascuțite. Fețele de prismă prezintă o hașurare verticală discontinuă. Culoarea gălbuie a cristalelor se datorește substanței argiloase incluse. Se observă și zone transparente, pure. Cristale mici concresc pe fețele și muchiile unor cristale mai bine dezvoltate. În secțiuni subțiri planele de clivaj ale cristalelor lentiliforme sănt marcate de alinierea unor cristale incolore, lamelare, cu relief și alungire pozitive, cu birefringență în culori galbene, incluse mecanic în timpul creșterii. Remarcăm de asemenea în secțiuni un deranjament în orientarea optică a cristalelor de gips, determinat probabil pe cale mecanică, în timpul șlefuirii.

Maclele în „fier de lance” (pl. I) sănt grupate în număr mare prin însirare după axul c , mărimea indivizilor descrescînd pe măsura adăugării altor macle; uneori însă, ultimul individ este puternic dezvoltat, tinzînd spre o formă prismatică. Unghiul întrînd al fiecărei macle este de 105° . Mărimea unui agregat de macle în „fier de lance” este de cca $2-6$ cm. Suprafața cristalelor prezintă numeroase gropișe și proeminențe, iar incluziunile argiloase le tulbură uneori transparența. Într-un singur caz a fost întîlnită o alipire a două agregate de macle în „fier de lance” ale căror axe c formează un unghi de 45° . Suprafața de alipire este un plan de discontinuitate nerezistent, colmatat cu material argilos.

Maclele de tip „Montmartre” (pl. II) rezultă prin întrepătrunderea a două cristale. Unghiul format de indivizii maclați variază între 65° și 90° . Dimensiunile cristalelor sănt de $3-4$ cm. Transparența scăzută a acestora este determinată de incluziunile argiloase și de sculptura fețelor dată de striuri, proeminențe și gropișe. Găsim citate macle de tip „Montmartre” cum și aggregate în „fier de lance” în depozitele terțiare din bazinul Parisului.

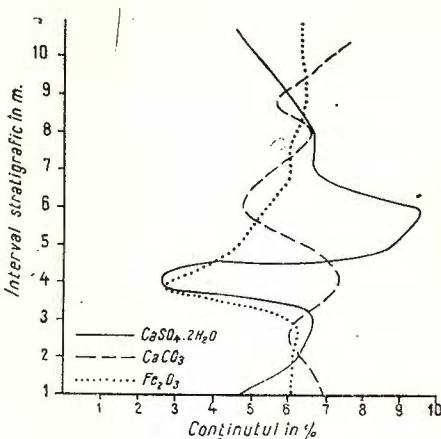
Macle cu înfățișări capricioase și de tip „creastă de cocos” sănt foarte numeroase și au dimensiuni de $3-4,5$ cm. Agregatele sănt lipsite de transparență.

În masa sedimentelor mai apar cristalite aciculare sau prismatice.

Cristalele de gips cu diverse aspecte, maclate sau nu, pot coexista în masa aceluiași strat de marnă fără a manifesta anumite preferințe.



Fig. 1. — Variația conținutului în $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, CaCO_3 și Fe_2O_3 pe o grosime de 10 m în aflorimentul cu gipsuri diagenetice. Variation de la teneur en $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, CaCO_3 et Fe_2O_3 sur une épaisseur de 10 m dans l'affleurement à gips diagénétiques.



Geneza cristalelor de gips. Modul haotic în care sunt dispuse în interiorul stratelor, preferința pentru vecinătatea nisipurilor, conținutul ridicat în săruri al sedimentelor (fig. 1), marcat de abundența eflorescențelor, sugerează o origine diagenetică a cristalelor de gips⁴. Apa de infiltrație circulând cu ușurință prin intercalațiile nisipoase, a dizolvat cantități suficiente de mari de CaSO_4 ; care au precipitat apoi în jurul unor centri de cristalizare din stratele marnoase.

BIBLIOGRAFIE

- Klockmann F. (1912) Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart.
 Lacroix A. (1910) Mineralogie de France. IV, Paris.
 Malcová K. M., Lhamsuren J. (1965) O necotoroi zaconomernosti formirovania kris-tallov gipsa. Zap. vses. min. obšč. vtor. ser. včp. 2, Moscova-Leningrad.

⁴ În 10 probe recoltate din metru în metru din afloriment, conținutul mediu de $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ este 6,3%, CaCO_3 – 6,37%, iar Fe_2O_3 – 5,65%. Nivelele nisipoase sunt săruri datorită levigării.

SUR CERTAINS GYPSES DIAGÉNÉTIQUES DU SARMATIEN DE LA PARTIE NE DU BASSIN DE LA TRANSYLVANIE

(Résumé)

La circulation des eaux d'infiltration parmi les sédiments chimiques d'âge sarmatien de la partie NE du bassin de la Transylvanie a déterminé la solvabilité des sels contenus par ceux-ci. Il suit le processus de la sémentation du gypse, cristallisé en macles de type : „fer de lance” et „Montmartre”.

PLANŞA I

Macle în „fier de lance” ale gipsului, în concreștere paralelă după axul c. Mărime naturală.
Macles en „fer de lance” du gypse, à enchevêtement parallèle à l'axe c. Grandeur naturelle.



A. BALTREŞ. Gipsurile diagenetice din NE Transilvanie.

Pl. I.



Institutul geologic. Dări de seamă ale şedinţelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Macle tip „Montmartre”, forme capricioase și cristale lentitiforme de gips secundar. Mărime naturală.

Macles „Montmartre”, formes capricieuses et cristaux en forme de lentille de gypse secondaire. Grandeur naturelle.



A. BALTRĂȘ. Gipsurile diagenetice din NE Transilvania.

Pl. II.



Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

**FRACTIUNEA GREA DIN ALUVIUNILE RÂULUI
SOMEŞUL MARE¹**

DE
ALBERT BALTRĂŞ²

Abstract

Heavy Fractions from Alluvions in the Someşul Mare Valley. The heavy fraction from alluvions in the Someşul Mare Valley is presented, the distribution variation of minerals along the flow being traced up.

Studiul mineralelor grele din aluviunile văii Someşul Mare a rezultat din necesitatea cunoaşterii constituţiei ariilor de denudare din timpul Oligocenului superior şi Miocenului care au contribuit la formarea depozitelor sedimentare din vecinătate. Un studiu al suprafeţelor tendinţei liniare a distribuţiei mineralelor grele din depozitele sedimentare de la S şi SW a evidenţiat faptul că majoritatea speciilor minerale provin din domeniul cristalin al Rodnei, însă două dintre acestea — staurolitul şi indigolitul — sunt caracterizate de o tendinţă opusă. Controlul exactităţii calculului tendinţei liniare s-a făcut prin studiul aluviunilor principalei văii cu obârşia în versantul sudic al munţilor Rodnei — Someşul Mare, inventariind speciile mineralogice şi urmărind îndeosebi existenţa staurolitului şi indigolitului. Analiza granulometrică şi urmărirea distribuţiei mineralelor grele pe direcţie a completat studiul, încercîndu-se totodată explicarea fluctuaţiilor de conţinut în funcţie de natura petrografică a formaţiunilor din lungul cursului râului.

M e t o d a d e l u c r u . În scopul amintit au fost recoltate probe de nisip din aluviuni, într-un număr de 7 staţii, fiecare fiind situată în aval

¹ Comunicare în şedinţă din 5 aprilie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecţie. Şos. Kiseleff nr. 2, Bucureşti.



de confluență cu principalii afluenți ai Someșului Mare, afluenți care își au obîrșia în domeniul cristalin al Rodnei. Stațiile sunt eșalonate în lungul a 87,5 km, prima din amonte fiind situată în apropierea confluenței cu valea Măria (km 0). Urmează la km 9,0 stația valea Cobășelului, la km 15,5 stația valea Izvorul Băilor, la km 20,0 stația valea Anieșului, la km 26,5 stația valea Cormaia, la km 52,5 stația valea Rebra, iar ultima situată la km 87,5 se găsește în dreptul localității Beclean pe Someș.

Asupra probelor recoltate s-a executat analiza granulometrică după care fracțiunea cuprinsă între $1/4$ și $1/8$ mm a fost spălată la șaitroc. Prin spălarea la șaitroc a fost eliminată fracțiunea ușoară împreună cu biotitul și cloritul, care astfel au scăpat observației noastre. Evaluarea cantitativă s-a făcut prin numărarea granulelor pe specii mineralogice în preparate mobile, cu ajutorul măsuței electrice, integrindu-se pentru fiecare probă 2000-3500 granule în serii de cîte 500, astfel încît fiecărui procent al reprezentării să-i corespundă 20-35 granule. Valorile procentuale pentru fiecare mineral sunt raportate la întreaga cantitate de minerale grele.

Calculul deviației standard în condiții de normalitate a loturilor ($4\sigma \geqslant$ amplitudinea) a evidențiat o scădere rapidă a valorii lui 2σ la o creștere a numărului de granule integrate de la 500 la 1000, pentru ca mai

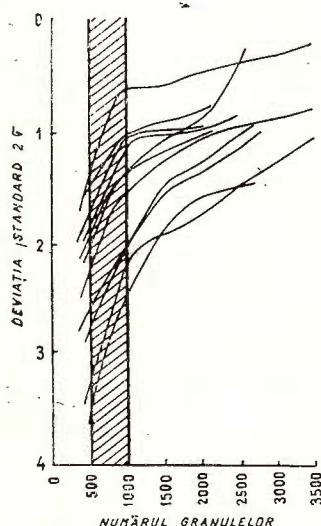


Fig. 1. — Relația între deviația standard și creșterea numărului de granule.

Relation entre la déviation standard et l'augmentation du nombre des granules.

departe alura curbei lui 2σ să devină lină (fig. 1). Acest fapt duce la concluzia că pentru estimarea cantitativă este suficient să se integreze un număr de 1000 granule, fiind inutilă depășirea acestei cifre, precizia rezultatului crescând doar în mică măsură (deviația standard scăzînd mult prea lent).

A n a l i z a g r a n u l o m e t r i că. Curvele de frecvență ale nisipurilor sunt asimetrice, înalte, cu predominarea amestecurilor fine, clasa modală fiind în domeniul 1/8mm, cu excepția stației numărul 1, unde se situează în domeniul 1/4 mm, iar la stația 6(valea Rebra) apare al doilea mod în clasa 1 mm. Coeficienții de sortare S_o variază între 1,41 și 2,65 evidențiind o sortare bună. Sortarea fracțiunii grele mai bună, S_o variind între 1,33 și 1,47.

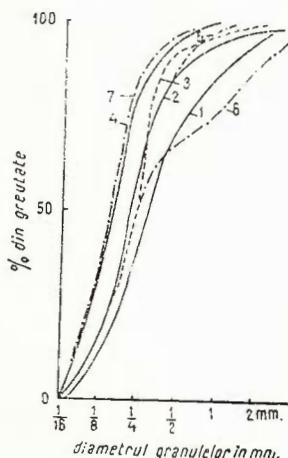


Fig. 2. — Curbe cumulative granulometrice ale nisipurilor aluvionare.

Courbes cumulatives granulométriques des sables alluvionnaires .

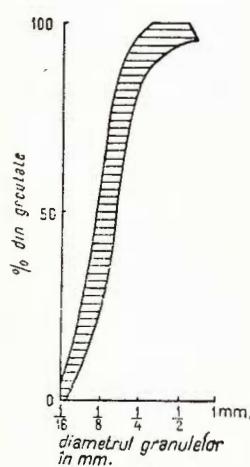


Fig. 3. — Cimpul de concentrare a curbelor cumulative granulometrice ale fracțiunii grele din aluviu.

Champ de concentration des courbes cumulatives granulométriques de la fraction lourde des alluvions.

A n a l i z a f r a c t i u n i i g r e l e. Fracțiunea grea este constituită din : granați, minerale opace, hornblendă, turmalină, disten, sfen, rutil, apatit, zircon, epidot, staurolit. Dăm mai jos o descriere sumară a trăsăturilor mineralogice caracteristice ale acestor minerale.

Almandinul (15,7-46 %) este specia predominantă de granat, mai rar apărând grossularul și spessartinul. Cristalele de talie mică sunt idiomorfice. Valea Rebra furnizează granați de talie mare foarte bogăți în incluziuni de magnetit.

Mineralele opace au de obicei contur rotunjit : magnetitul se prezintă cristalizat în octaedri foarte mărunci. Mineralele opace contribuie cu 13,8-44,5 %.

Turmalina (0,8-12,9 %) de culoare verzuie sau brună se prezintă în prisme perfecte sau fracturate, cu incluziuni opace.

Hornblenda de culoare verde sau brună are habitus prismatic cînd are ca sursă rocile eruptive și tinde spre prisme aplatizate după o direcție cînd provine din cristalin. Contribuie cu 4,7-17,4 %.

Distenul (2,56-13,3 %) apare în cristale perfect incolore, hipidiomorfe.

Sfenul (0,8-9,9 %) are o culoare brun-gălbui și este semitransparent.

Rutilul (2,6-5,6 %), în varietăți galbene, maclat polisintetic, se întâlnește în primele două stații. În aval apar varietăți brun-roșcate cu habitus prismatic, uneori prezintănd macla în genunchi.

Apatitul (1,1-5,9 %) uneori în cristale idiomorfe, de obicei cu contur rotunjit, conține incluziuni birefringente.

Zirconul (1,1-3,6 %) idiomorf apare uneori ușor rotunjit.

Epidotul (0,2-5,6 %) apare în cristale prismatice, galbene, cu crăpături transversale; conține numeroase incluziuni opace, cu excepția acelui din stația numărul 1.

Staurolitul (0,0-1,6 %), de culoare galbenă, este lipsit de incluziuni și prezintă contur zimțat caracteristic.

Curbele de distribuție ale conținuturilor fiecărui mineral în lungul

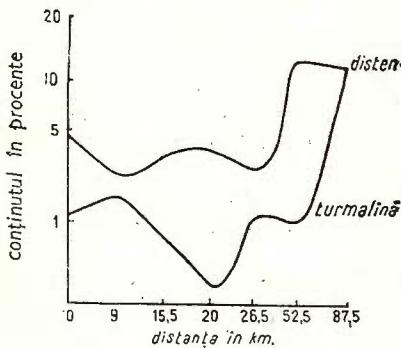


Fig. 4. — Curbe de distribuție ale mineralelor al căror conținut crește în aval.

Courbes de distribution des minéraux dont la teneur augmente en aval.

cursului văii Someșul Mare evidențiază evoluții variate. În funcție de acestea s-au recunoscut trei grupări :

- 1, gruparea turmalină, disten, care arată creșteri de conținut în aval ;
- 2, gruparea staurolit, epidot, sfen, apatit, al cărei conținut scade în aval ;

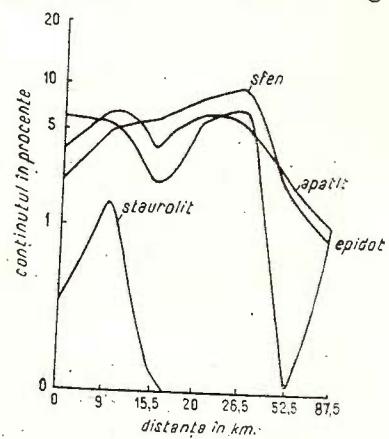


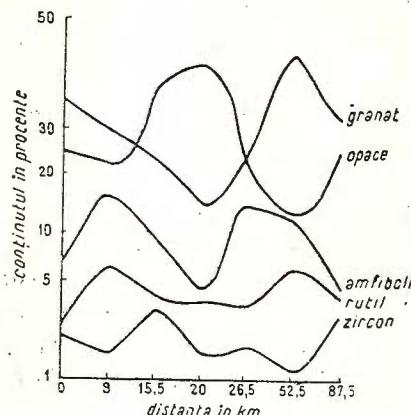
Fig. 5. — Curbe de distribuție ale mineralelor al căror conținut scade în aval.

Courbes de distribution des minéraux dont la teneur baisse en aval.

3, gruparea zircon, rutil, amfiboli, minerale opace, granat, cu conținut variabil pe direcție.

Evident, această distribuție este legată de natura variată a formațiunilor geologice din lungul cursului Someșului Mare. Aluviunile acestei văi sunt furnizate în principal de puternica masă cristalină a Rodnei și secundar

Fig 6. — Curbe de distribuție ale mineralelor cu conținut variabil pe direcție.
Courbes de distribution des minéraux à teneur variable sur la direction.



de eruptivul subvulcanic post-oligocen și depozitele sedimentare ale munților Bîrgăului.

Încercăm mai departe să prezentăm relațiile dintre variația conținutului fiecărui mineral și zona de aport.

La km 0 (aval de confluența cu valea Măria) ne găsim în prezența tuturor speciilor mineralogice.

La km 9 (aval de confluența cu valea Cobășelului) se semnalează o creștere bruscă a conținutului în amfiboli (17,4 %), legată neîndoilenic de prima apariție a eruptivului subvulcanic al Bîrgăului din dealul Măgurii. Paralel, suferă o creștere cantitativă turmalina, apatitul și rutilul. O mențiune specială pentru staurolit care aici atinge un conținut maxim de 1,75 %, pentru ca în aval de km 15,5 (gura văii Izvorul Băilor) să dispara. Ne pare interesant faptul că acest mineral este întâlnit constant în fracțiunea grea a depozitelor miocene de la W, unde prezintă conținuturi în domeniul 0,4-3,5 %. Furnizoarea turmalinei, apatitului, rutilului și staurolitului este puternica masă de cristalin mezozonal din bazinul văii Cobășelului.

La km 15,5 (aval de confluența cu valea Izvorul Băilor) remarcăm doar un aport de minerale opace (care ating aici 40 %) și zircon (3,1 %).

La km 20,0 (aval de confluența cu valea Anieșului) sfenul atinge o valoare maximă a conținutului (7,96 %). Apatitul, epidotul și mineralele

opace ating aici aproape limita maximă. Aceste minerale au fost furnizate de rocile epizonale³ (șisturi clorito-amfibolice cu epidot) cu un conținut în epidot pînă la 25 % și sfen 1-4 %, și mezozonale⁴ (complexul amfibolic) ce pot conține pînă la 7 % apatit, 10 % sfen, 70 % epidot.

La km 26,5(aval de confluența cu valea Cormaia) crește pînă la valoarea maximă conținutul în sfen, apatit și epidot, de aici în aval conținutul lor scăzînd vertiginos. Bazinile văilor Anieșului și Cormaia sunt principalele surse pentru aceste minerale. Curba de distribuție a hornblendei anunță corpul andezitic din dealul Bucenitori. Turmalina depășește 1%.

În bazinul văii Rebra se dezvoltă complexul micașisturilor⁵, furnizor al distenului (care atinge în aluvioni valoarea maximă de 13,3%), al turmalinei, rutilului și granaților de talie mare, cu multe incluziuni de magnetit (km 52,5, aval de confluența cu valea Rebra).

La km 87,5 (în dreptul localității Beclean pe Someș) remarcăm existența unor conținuturi foarte mari în turmalină (12,9 %), disten (11,1 %), zircon (3,7 %) și la o scădere procentuală a tuturor celorlalte specii mineralogice.

Concluzii

Modul de variație a conținuturilor procentuale ale fiecărui mineral pe direcție a pus în evidență trei grupări. Primele două evidențiază variații simpatice în interiorul fiecăreia din ele, variații antipaticе între ele și mixte față de a treia grupare. Acest fenomen trebuie legat de constituția petrografică heterogenă a formațiunilor din lungul cursului Someșului Mare.

S-a arătat că staurolitul atinge un conținut maxim în stația a doua pentru că mai departe de stația numărul trei să nu mai fie semnalat. Prezența constantă a acestui mineral în depozitele sedimentare oligocene și miocene a dus la ideea că cea mai mare parte a staurolitului din sedimamente ar proveni din altă sursă decît cristalinul Rodnei (probabil o sursă

³ I. Rădulescu, Lăudmila Rădulescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în bazinul văii Anieș. 1962. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁴ I. Rădulescu, Lăudmila Rădulescu, I. Teucă. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în Munții Rodnei, sectorul Anieș. 1963. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁵ I. Focșa, Felicia Focșa, V. Ignat. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în Munții Rodnei, sectorul valea Rebra. 1963. Arh. Com. Stat. Geol. București.



sudică), fapt sprijinit de rezultatele analizei suprafețelor de tendință și de testul X^2 pentru staurolitul din sedimente.

Lipsa din aluviuni a indigolitului, mineral ce apare frecvent însă în cantități scăzute în depozitele sedimentare face să presupunem lipsa acestuia în domeniul cristalin al Rodnei și proveniența lui în depozitele sedimentare oligocene și miocene de la S, din aceeași sursă care a procurat și staurolitul.

FRACTION LOURDE DES ALLUVIONS DE LA VALLÉE DE SOMEŞUL MARE

(Résumé)

L'auteur y présente une étude sur la granulométrie et les fractions lourdes des sables alluvionnaires de la vallée de Someșul Mare.

Les courbes de distribution présentées mettent en évidence des variations sympathiques, antipathiques et mixtes entre les teneurs en pourcent des minéraux, poursuivis sur la direction. Ces variations sont déterminées par la constitution pétrographique hétérogène des formations géologiques placées le long du Someșul Mare.

Il résulte de la comparaison de la fraction lourde des alluvions avec la fraction des dépôts oligocènes et miocènes avoisinants, que tout les deux ont eu comme principale source le massif cristallin de Rodna. Les dépôts sédimentaires ont été aussi alimentés par une source cachée aujourd'hui, fournieuse principale du staurotide et de l'indigolite. Ce fait est aussi argumenté par la surface de la tendance linéaire pour le staurotide des roches sédimentaires.





Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol LV (1967–1968)

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

DISTRIBUȚIA MINERALELOR GRELE ÎN DEPOZITELE SEDIMENTARE DIN PARTEA DE NE A BAZINULUI TRANSILVANIEI¹

DE

ALBERT BALTREȘ²

Abstract

Distribution of Heavy Minerals in Sedimentary Deposits in the Northeastern Part of the Transylvanian Basin. An attempt is made to apply a mathematic model of trend surfaces in order to establish the distribution of heavy minerals in Oligocene and Miocene sediments within the northeastern part of the Transylvanian basin. The conclusion was reached that two sediment sources may exist: the first, Rodna crystalline formations in the northeastern part, and the second in the southern — southeastern part, nowadays hidden, which supplied staurolite and indigolite.

Un studiu comparativ al fractiunii grele din depozitele oligocene și miocene ale părții de NE a bazinului Transilvaniei și a aluviunilor râului Someșul Mare, ne-a arătat că numai o parte a speciilor minerale este comună ambelor domenii. Acest fapt ne-a îndemnat la un studiu al variației cantitative a fractiunii grele din gresiile oligocene și miocene, în scopul unei reconstituiri paleogeografice, adică a determinării surselor de sedimente. Se intuiște poziția unei surse, pornind de la raționamentul că scăderea progresivă a conținutului procentual al mineralelor provenite din aceasta, are loc cu creșterea distanței față de ea. În datele brute, variația neconstantă a factorilor de sedimentare provoacă fluctuații locale în sens crescător sau descrescător, pe lîngă variația introdusă de erorile de observație și măsurătoare, astfel încât imaginea brută trebuie

¹ Comunicare în ședință din 5 aprilie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecționi. Șos. Kiseleff nr. 2, București.



amendată de influența acestor factori prin aplicarea unor metode matematice. În acest scop s-a aplicat analiza suprafețelor de tendință.

Depozitele sedimentare a căror fracțiune grea a fost luată în studiu, aparțin Oligocenului superior și stratelor de Hida dintr-un perimetru situat în cursul mijlociu al văii Someșul Mare, între localitățile Feldru în E și Rebreșoara în W. Aceste depozite sunt dezvoltate într-un facies grezo-marnos, cu treceri la nivele flișoide. Din punct de vedere tectonic, aceste formațiuni constituie un monoclin cu căderi de pînă la 20° spre S—SW.

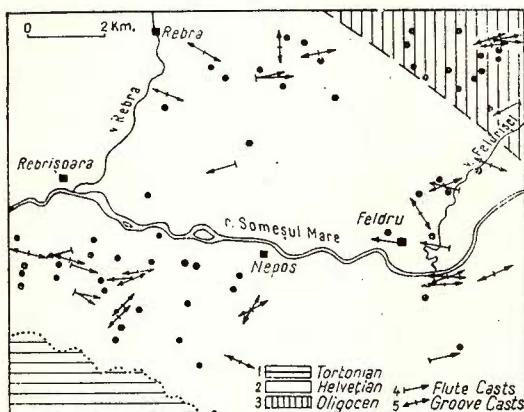


Fig. 1. — Schiță geologică cu amplasarea punctelor de observație și a urmelor de curenti:

1, Tortonian ; 2, Helvetian ; 3, Oligocene ; 4, Flute-casts ; 5, Groove-casts.

Schéma géologique avec l'emplacement des points d'observation et les traces des courants.

1, Tortonien ; 2, Helvétien ; 3, Oligocene ; 4, Flute-casts ; 5, Groove-casts.

Suportul statistic definit de rețeaua punctelor de observație în limitele cîmpului de distribuție, este constituit din 56 puncte, cu o distribuție neuniformă pe o suprafață de 140 km^2 .

În scopul amintit, au fost luate în considerație gresiile fine cu granule cuprinse între $1/4$ — $1/16 \text{ mm}$ care sunt susceptibile de a include o cantitate sporită de minerale grele.

Speciile minerale determinate, în număr de 13, sunt : granat, minerale opace, zircon, turmalină, indigolit, rutil, sfen, apatit, disten, biotit, clorit, staurolit, amfiboli.

Transpunerea datelor brute pe hartă, în condițiile unei distribuții normale și trasarea liniilor de egal conținut procentual pentru fiecare specie mineralogică a indicat în toate cazurile o zonă de maxim în colțul de SW al perimetrului, orientată NNW—SSE și înconjurată de valori decrescînd. În jumătatea de N a perimetrului izolinile au o dispoziție paralelă, fiind orientate E—W. Bazîndu-ne pe distribuția observată, suntem tentați să stabili două surse, a căror conturare pare evidentă : prima situată în SW-ul perimetrului, iar a doua undeva în afara perimetrului, spre NE, probabil cristalinul Rodnei.

Prin aplicarea analizei suprafețelor de tendință pentru variația regională a valorilor, constatăm că această imagine se modifică.

Pentru calcularea suprafeței de tendință de ordinul 1 după procedeul indicat de K r u m b e i n și G r a y b i l l (1965), se calculează pentru fiecare punct ecuația polinomială liniară :

$$X_{ij} = \alpha_{00} + \alpha_{10} U_i + \alpha_{01} V_j$$

În această ecuație α_{00} , α_{10} , α_{01} sunt coeficienții suprafeței de ordinul 1, U și V sunt coordonatele N—S și E—W a căror origine este în colțul de NW al caroiajului schițelor anexate, X_{ij} reprezentând valoarea calculată, iar i și j fiind numerele corespunzătoare punctului pe hartă.

Calcularea coeficienților suprafeței de tendință de ordinul 1 se face cu ajutorul relației $= S_1 \cdot g$, în care S_1 este o matrice de 3×3 de forma :

$$S_1 = \begin{bmatrix} 56 & 254 & 412 \\ 254 & 1651 & 1418 \\ 412 & 1418 & 3909 \end{bmatrix}$$

iar g este vectorul. Dăm aici vectorii pentru granat și staurolit :

$$g_g \text{ granat} = \begin{bmatrix} 815 \\ 3759 \\ 5782 \end{bmatrix} \quad g_s \text{ staurolit} = \begin{bmatrix} 59 \\ 328 \\ 358 \end{bmatrix}$$

Suprafața de tendință de ordinul 1 calculată, se exprimă cartografic prin izolinii paralele și echidistante (fig. 3).

Diferența între valorile calculate și valorile brute reprezintă reziduul (fig. 4), el dând abaterile locale de la tendința regională a caracterului examinat.

Calculul varianței se face pentru a controla puterea suprafeței de tendință. Aceasta rezultă din valoarea procentuală a varianței, și indică cu cât contribuie suprafața calculată la valoarea reală a tendinței. Contribuția suprafeței calculate pentru staurolit este de 64 %.

Hărțile de tendință liniară obținute marchează o deosebire interesantă pentru staurolit și indigolit față de tendința celorlalte componente mineralogice. Astfel, dacă pentru majoritatea speciilor se constată o evidentă creștere cantitativă pe direcția NE-ENE, în cazul staurolitului și indigolitului această creștere are loc spre SSE. Deoarece creșterea valorilor trebuie să aibă loc către sursă, faptul mai sus menționat ne face să presupunem că exagerata concentrare a fracțiunii grele în unele sectoare să ar datora neconstanței la scară regională a factorilor de sedimentare și deci intervenției unor fluctuații locale. Aceste date cît și faptul că în alu-

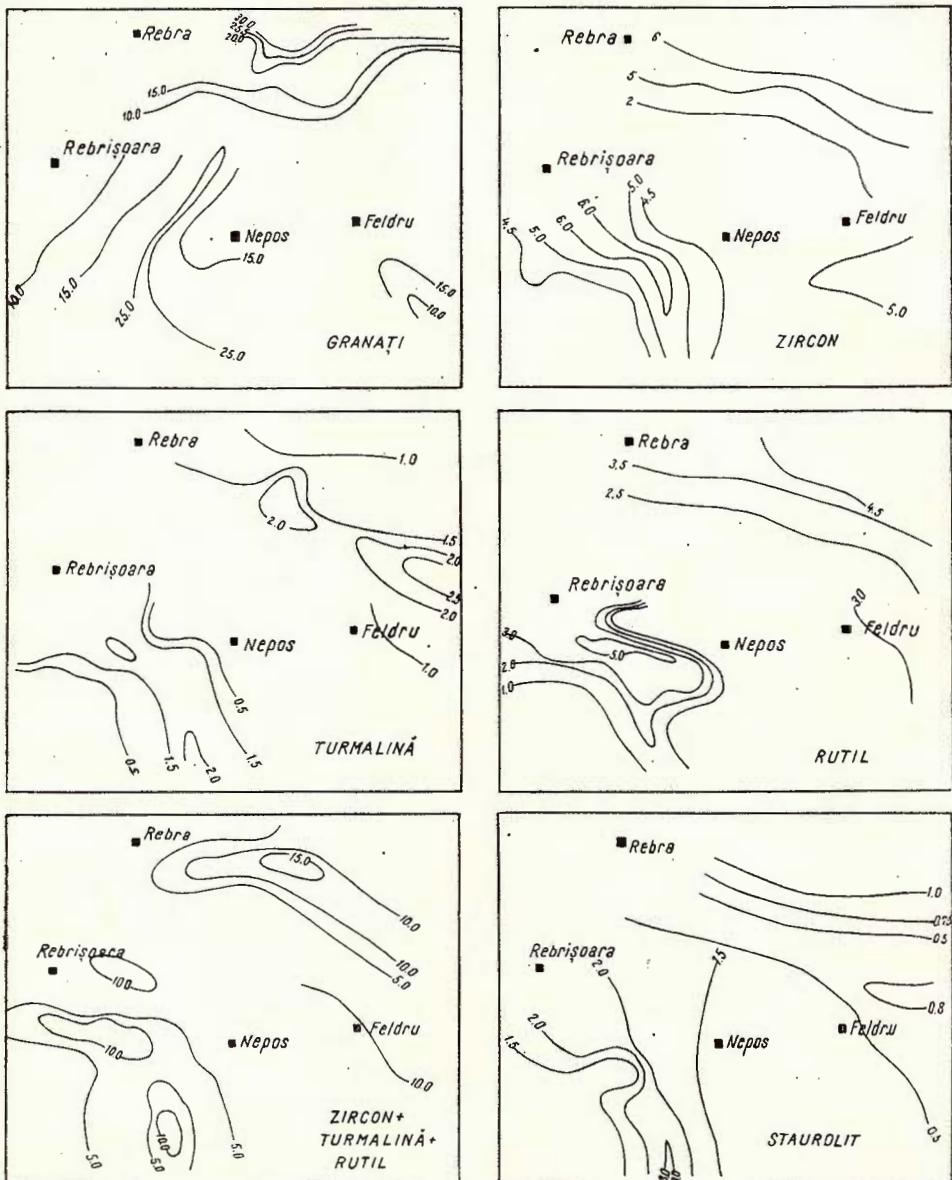


Fig. 2. — Hărți cu izolinii ale datelor de observație. Cifrele indică conținuturi procentuale
Cartes des isolignes des données d'observation. Les chiffres indiquent les teneurs calculées
en pour-cent.

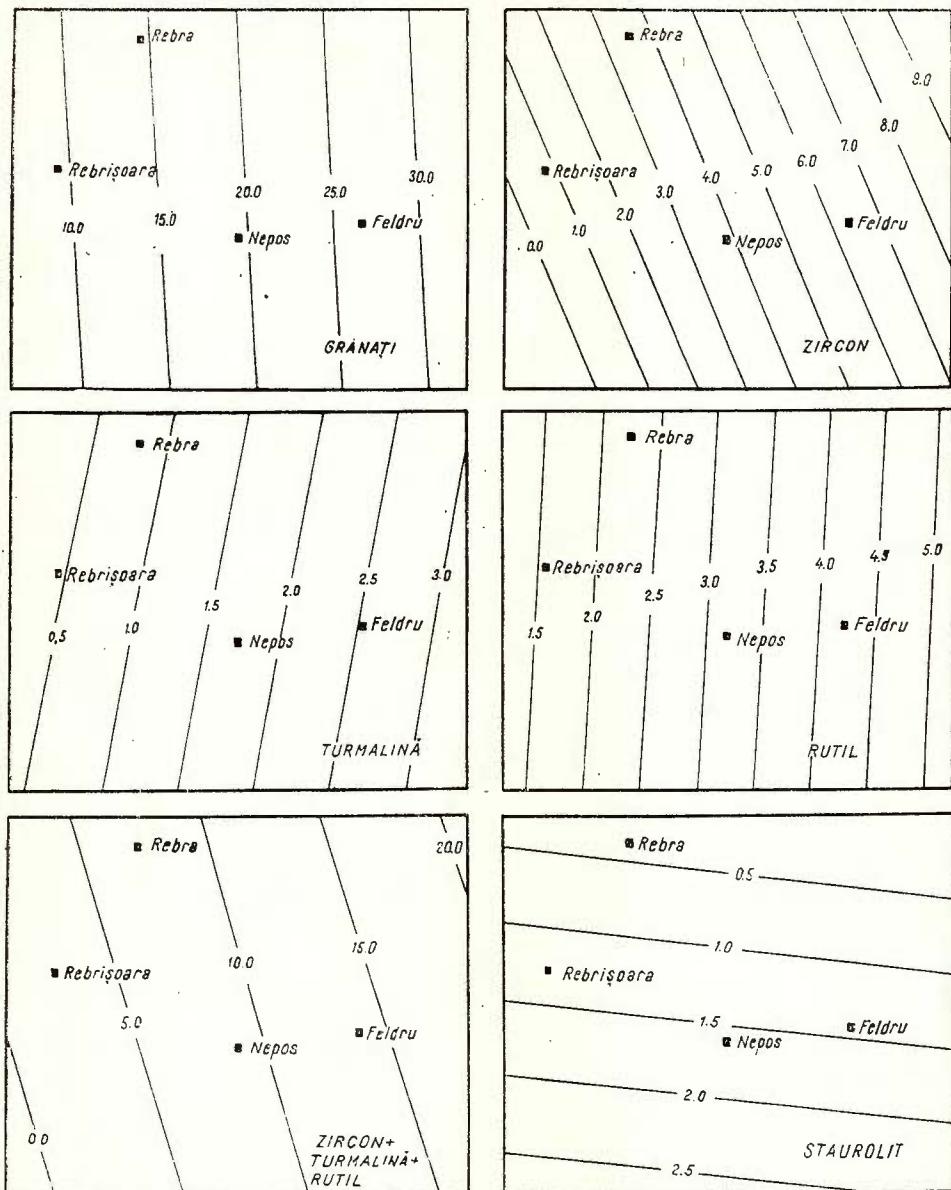


Fig. 3.— Hărțile tendinței liniare (suprafață de ordinul 1). Cifrele indică conținuturi procentuale. Cartes de la tendance linéaire (surface de premier ordre). Les chiffres indiquent les teneurs calculées en pour-cent.

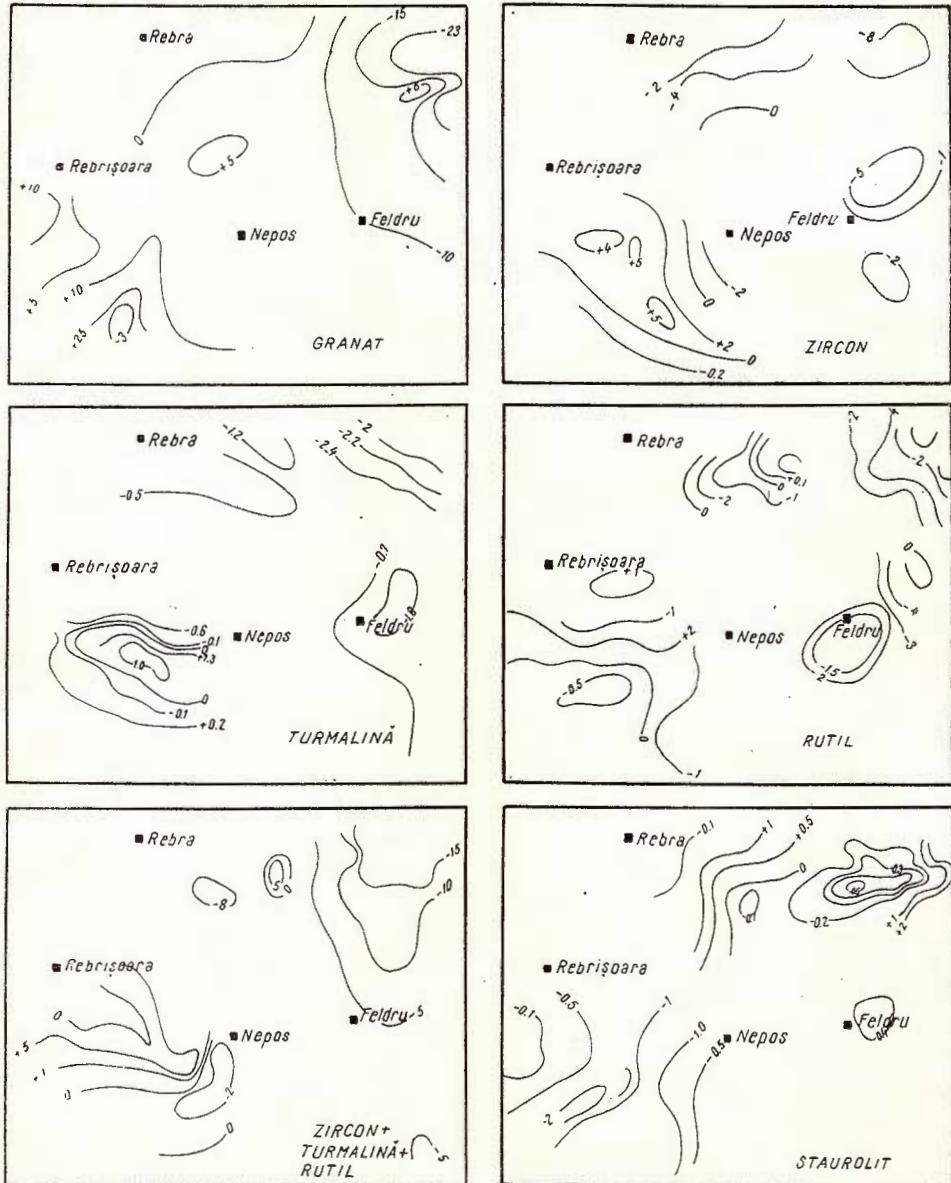


Fig. 4. — Hărțile abaterilor locale de la tendința liniară regională.
Cartes des déviations locales de la tendance linéaire régionale.

viunile rîului Someșul Mare, care provin din cristalinul Rodnei, turmalina albastră nu a fost întîlnită, iar staurolitul apare numai pe o porțiune redusă în partea superioară a cursului rîului, semnalează existența unei surse de sedimente situată undeva spre S-SE, sursă confirmată și de analiza suprafețelor de tendință.

Măsurările sporadice ale orientării mecanogliselilor pun în evidență o direcție E-W de transport; sensul de curgere nu poate fi precizat deoarece majoritatea mecanogliselilor prezente sunt de dragaj. Curentii se fac răspunzători cel puțin în parte de anomaliiile de concentrare a mineralelor grele în anumite zone situate pe direcția de orientare a acestora.

Concluzii. Modelul matematic utilizat în lucrarea de față ne-a adus confirmarea riguroasă a unei ipoteze, rezultată din examinarea comparativă a unor depozite aluvionare și sedimentare. El ne-a demonstrat că utilizarea datelor brute nu este suficientă în formularea unor concluzii, deoarece mediul de sedimentare nu este izotrop, ci supus unor fluctuații locale permanente al căror efect derulant poate fi corectat numai prin metode matematice.

BIBLIOGRAFIE

- B o m b o e P. (1966) Geologia, dialectica metodelor în cercetarea științifică. I, Ed. Științifică, București.
- C a d i g a n R. A. (1962) A method for determining the randomness of regionally distributed quantitative geologic data. *Jour. Sed. Petrology.* 32,4.
- D u m i t r i u C r i s t i n a (1967) Curente noi în sedimentologie. *Progresul științei.* 3, 7, București.
- K r u m b e i n W. C., G r a y b i l l F. A. (1965) An introduction to statistical models in geology. New York, St. Louis, San Francisco, Toronto, London, Sydney, McGraw-Hill Book Company.

DISTRIBUTION DES MINÉRAUX LOURDS DANS LES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES DU NE DU BASSIN DE LA TRANSYLVANIE

(Résumé)

L'analyse des surfaces de tendance, appliquée à la distribution des minéraux lourds des dépôts oligocènes et miocènes du NE du bassin de la Transylvanie a conduit à la conclusion de l'existence de deux sources de sédiments : le cristallin de Rodna au NE et une source, cachée aujour-



d'hui, vers S-SE, qui a fourni le staurotide et l'indigolite des sédiments. L'analyse des surfaces de tendance est confirmée par la teneur réduite en staurotide, rencontrée dans des alluvions sur une portion réduite du cours supérieur de la rivière Someșul Mare, qui prend sa source des monts Rodnei, et par l'absence de l'indigolite dans les mêmes alluvions.

En même temps, l'analyse de tendance a démontré que l'utilisation des données brutes n'était pas suffisante pour formuler des conclusions, parce que le milieu de sédimentation était soumis à des fluctuations locales dont l'effet pouvait être correcté par des méthodes mathématiques.



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967—1968)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

NOTĂ ASUPRA STRATIGRAFIEI ȘI PETROGRAFIEI TUFULUI DE APAHIDA¹

DE

TUDOR BERZA², THEODOR ORĂȘANU³

Abstract

On Stratigraphy and Petrography of the Apahida Tuff. The subject of the following paper is constituted by the Apahida tuff (stratigraphically corresponding to the Borșa-Hădăreni tuff), which has been petrographically studied in order to elucidate some problems of genetical character. The micropaleontological analyses of marls bordering the horizon of the Apahida tuff have pointed to a microfaunal association in which the predominant part is played by the *Cibicides predecarpaticus* Aisenstat species, revealing its Lower Buglowian age. The petrographic character is varied but prevailingly dacitic. The thickness of the cineritic horizon is increasing northsouthwards. As regards the Apahida tuff, it is presumed that the Metalliferous Mountains would be its most indicated place of origin.

În depozitele neogene ale bazinului Transilvaniei se întâlnesc frecvente intercalătii de roci piroclastice, care au constituit obiectul a numeroase studii, dintre care menționăm pe cele ale lui Koch (1900) și Szadeczký (1914, 1916, 1917), iar mai recent, pe ale lui Mirza (1960, 1962), care face o succintă descriere petrografică a tufului de Ghiriș și Ghergariu et al. (1964), care aduc interesante contribuții privitoare la procesul de bentonitizare, precum și considerații de ordin petrografic asupra tufului de Hădăreni.

Obiectul notei de față îl constituie tuful de Apahida (corespunzător stratigrafic tufului de Borșa-Hădăreni), care a fost studiat din punct de vedere petrografic, în scopul elucidării unor probleme de ordin genetic.

¹ Comunicare în ședință din 19 aprilie 1968.

² Academia R.S.R. — Institutul de geologie-geografie, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ Întreprinderea geologică de prospecționi. Cal. Griviței nr. 64, București.



Punctele cercetate se situează în nord-vestul bazinului Transilvaniei, pe un perimetru restrâns ca suprafață, cuprins între satul Vișea la E, Apahida la W și Cojocna la S, distanțele dintre localitățile respective nedepășind 15 km (fig. 1).

Depozitele neogene ce aflorează în regiune sunt constituite din roci pelitice, respectiv marne și argile, rareori nisipuri, atribuite Tortonianului

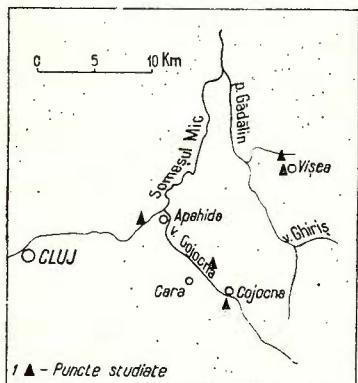


Fig. 1. — Schița regiunii cercetate.
Schéma de la région qui fait l'objet de l'étude.

și Sarmațianului inferior, în care se găsesc intercalate numeroase nivele de tufuri, dintre care două distințe, atât prin poziția lor stratigrafică și grosimile mult superioare celorlalte nivele, cit și prin extinderea lor în suprafață și anume: nivelul tufului de Apahida (Borșa), localizat în Buglovianul inferior și cel al tufului de Ghiriș a cărei vîrstă, precizată de Mîrză (1960), pare să fie volhiniană.

În perimetru cercetat de noi, nivelul tufului de Apahida apare bine deschis în versantul stîng al Someșului Mic, la Apahida, spre S pe valea Maraloiu și spre E în dreptul localității Vișea (fig. 1). Tuful apare uneori deschis pe distanțe de cîțiva kilometri, alteori însă, și cel mai adesea, în aflorimente cu dimensiuni reduse, de cîteva sute de metri sau mai puțin.

Numeroasele alunecări de teren ce afectează versanții duc la repetarea aceleiași intercalații de tuf la mai multe nivele în masa alunecată, ceea ce îngreuiază cercetarea de teren.

În lipsa unor argumente suficiente macro- sau microfaunistice, s-a considerat de către cercetătorii anteriori ca limită Tortonian-Buglovian tuful de Borșa-Apahida, convenindu-se totodată că el nu reprezintă în mod riguros o limită stratigrafică ci una cartografică.

Diagnosticurile micropaleontologice din marnele de sub și din acoperișul nivelului de tuf nu sunt totdeauna concluzante, asociația micro-

faunistică întîlnită situându-se însă frecvent în Buglovian, rareori indicind un Tortonian superior, și acela remaniat.

De aceea, optăm pentru considerarea tufului de Apahida de vîrstă buglovian-inferioară, însă lipsa unui reper micropaleontologic eloevent impune necesitatea menținerii (în mod arbitrar) drept limită Tortonian-Buglovian a nivelului tufului de Borșa-Apahida.

Din observațiile noastre rezultă că tuful de Apahida, încadrat între două pachete marnoase, este constituit dintr-o succesiune de strate, ale căror caractere se mențin în general aceleași în punctele cercetate și anume: în bază, un nivel de tuf preponderent psamitic, a cărui grosime nu depășește 1,5 m și care suportă un tuf cu granulație aleurito-pelitică cu rare intercalații psamitice. La partea terminală devin frecvente intercalațiile de marne tufacee și marne, care fac trecerea către pachetul marnos din acoperiș.

În comuna Vișea tuful apare bine deschis în flancul estic al anticlinalului Sic-Coasta și a fost studiat în două puncte, situate la o distanță de cca 3 km unul de altul, pe direcția N-S (fig. 1). În punctul nordic (situat la aproximativ 1500 m amonte de confluența văii Chereșului cu valea Vișea) aflorează un nivel de tuf a cărui succesiune este următoarea (fig. 2): în bază 0,10-0,15 m tuf albicios psamitic⁴, compact, vitroclastic⁵, cu granulația 0,1-0,5 mm (pl. I, fig. 1); 2,04 m tuf cenușiu-albicios, pelitic, vitrocerstaloclastic, în care sporadic apar fragmente de cristale (0,003-0,01 mm) prinse într-o matrice sticloasă; 0,25 m tuf psamitic vitrocerstaloclastic, alcătuit din fragmente de sticlă cu recristalizări sferulitice sau microlitice, fragmente de feldspat plagioclaz, cuarț și biotit, cu granulația 0,1-0,3 mm (către partea superioară a acestui nivel apare o intercalație aleuritică, deasupra căreia se observă sub microscop, o granoclasare: primul nivel este cristaloclastic, cu granulația 0,4-0,5 mm; urmează o diminuare gradată a granulației, pînă la valori de 0,1-0,2 mm); 0,20 m intercalație de marnă brun-roșietică, cu aspect rubanat, datorită alternanței zonelor marnoase cu zone feruginoase și prezintind diaclaze umplute cu carbonați. O analiză termică diferențială efectuată și interpretată de D. Todor⁶ a indicat prezența dolomitului, a cărui apariție o legăm de fenomene de diageneză; 0,10 m tuf psefitic, albicios, cristalolitovitroclastic, heteroclastic, alcătuit din fragmente sau cristale întregi de feldspat plagi-

⁴ În delimitarea claselor granulometrice s-au folosit următoarele valori: < 0,01 mm – tuf pelitic; 0,01-0,1 mm – tuf aleuritic; 0,1-2 mm – tuf psamitic; > 2 mm – tuf psefitic (E. F. Maleev, 1963).

⁵ În lipsa unor integrări, aprecierea proporțiilor de fragmente de sticlă, cristale sau rocă este aproximativă.

claz, cuarț, hornblendă și biotit, fragmente de rocă și fragmente de sticlă. Granulația este foarte variabilă, cele mai mari fragmente atingând 4,4 mm; 0,03 m marne cenușiu-albicioase, friabile, nefosilifere; 0,01 m un tuf psamitic, cristalovitroclastic, heteroclastic, alcătuit din fragmente de feldspat plagioclaz, cuarț și hornblendă, prinse într-o matrice formată

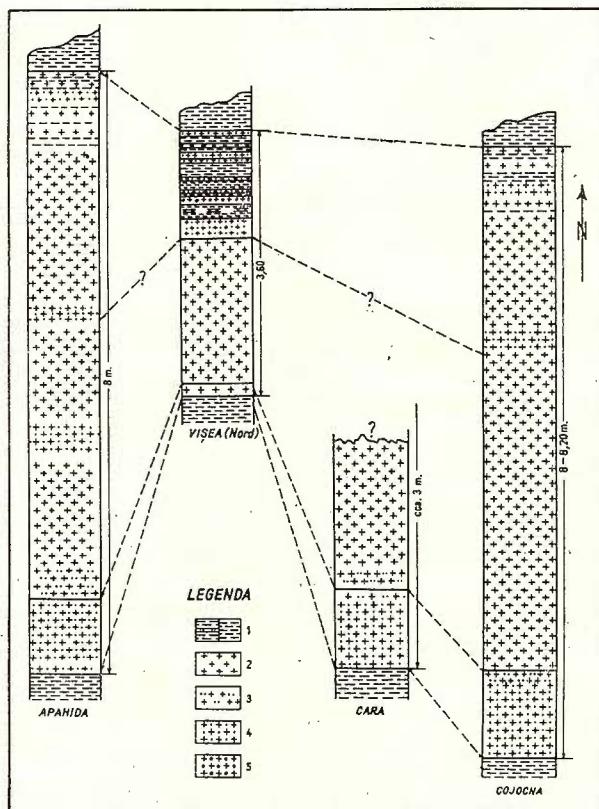


Fig. 2. — Coloanele stratigrafice ale tufului de Apahida în punctele cercetate.

1 a, marne cu diaclaze de calcit și dolomit; 1 b, marne; 2, tuf pelitic sau aleuritic fin; 3, tuf aleuritic; 4, tuf psammitic; 5, tuf psefitic.

Colonnes stratigraphiques du tuf d'Apahida dans les points étudiés.

1 a, marnes à diaclases de calcite et dolomie; 1 b, marnes; 2, tuf pélitique ou aleuritique fin; 3, tuf aleuritique; 4, tuf psammitique; 5, tuf psefítique.

din fragmente de sticlă; 0,10 m marne cenușii foioase, friabile, în care au fost determinate de M. Gheorghian⁶ următoarele exemplare:

⁶ Cărora le mulțumim și pe această cale.

Globigerina bulloides d'Orb.

Globigerina incompta Cifelli

Globoquadrina altispira (Cush., Jarvis)

Cenosphaera vesparia Haekel

Spongodiscus sp.

Succesiunea se continuă cu 0,20 m de tuf psamitic, vitroceristalo-clastic, în care, alături de fragmente de sticlă, plagioclaz și cuarț, apare și sanidina; 0,20 m marne cenușii friabile, cu aspect rubanat, datorită unei lame de tuf, albicioase, cu globigerinide: *G. bulloides*, *G. incompta* și *G. cf. ampliapertura* Bölli; 0,01 m tuf psamitic, vitroceristalo-clastic, în care alături de fragmente de sticlă, feldspat plagioclaz și cuarț, se disting zone calcitice și testuri de microorganisme; 0,10 m tuf aleuritic cristalo-vitro-clastic, alcătuit din fragmente de feldspat și cuarț (0,01-0,02 mm) și fragmente de sticlă; 0,10 m marne cenușii friabile, cu resturi nedeterminabile de foraminifere; 0,05 m tuf vitroceristalo-clastic, format dintr-o masă de sticlă (probabil și ceva material argilos) de dimensiuni pelitice, în care se întâlnesc, rar de tot, fragmente de cristale ce nu depășesc 0,01 mm. Apar și benzi în care s-au concentrat hidroxizii de fier; 0,10 m marne cenușiu-albicioase tufacee, cu globigerinide și radiolari de tip *Spongodiscus*; 0,01 m tuf psamitic, cristalo-vitro-clastic, în care apar cuiburi și fișii de calcit.

Peste nivelul de tuf urmează un complex marnos cenușiu, stratificat, cu lame nisipoase. Microfauna găsită în acest nivel este reprezentată în principal prin globigerinide (*G. bulloides*) și numeroase exemplare de *Cibicides* sp.

Asociația microfaunistică menționată mai sus indică prezența Tortonianului superior și este comparabilă cu cea citată de Mészáros (1962) în regiunea Comșești, Micești, Harmoș, corespunzînd nivelor micro-paleontologice T_{3b} și T_{3c}.

În sudul satului Vișea (fig. 1) nivelul de tuf apare bine deschis pe întreaga sa grosime (3,20 m) în mici cariere, din care este exploatat de către localnici. Se observă următoarea succesiune litologică și petrografică (fig. 2): în bază, peste un pachet de marne cenușii compacte, cu un conținut micropaleontologic neconcludent (Tortonian superior-Buglovian) se aşterne 1,0 m de tuf aleuritic spre psamitic, vitroceristalo-clastic, albicios și puternic diaclazat, alcătuit din fragmente de sticlă, imposibil de distins unele de altele, cu ușoare recristalizări și numeroase fragmente de feldspat plagioclaz de 0,03-0,08 mm, cărora li se asociază paie de muscovit de origine terigenă; 0,03—0,10 m marne cenușii foioase friabile, nefosilifere, care separă primul pachet de tuf de un alt doilea aleuritic, vitroceristalo-clastic cu spărtură concoidală, gros de 1,20 m, alcătuit dintr-o matrice pelitică,

în care sînt prinse fragmente de sticlă perfect izotropă și fragmente de cuarț și plagioclaz, de 0,02 – 0,08 mm.

Partea terminală a profilului este constituită dintr-o alternanță strînsă de tufuri pelitice vitrocristaloclastice și marne cenușii, cu grosimi ce nu depășesc 0,10 m. Analizele micropaleontologice din intercalăriile marnoase, ca și cele de deasupra nivelului de tuf, au pus în evidență fragmente de macrofaună indeterminabilă, precum și o asociație microfaunistică neconcludentă, alcătuită din forme a căror poziție stratigrafică se situează frecvent în Tortonian superior-Buglovian inferior.

La Apahida (fig. 1), după cum am mai menționat, tuful aflorează în versantul stîng al Someșului Mic, unde adesea apare pe întreaga sa grosime (7 – 8 m), în cariere rudimentare, în care a fost exploatat de localnici ca piatră de construcție.

În bază (fig. 2) apare pe 1 m grosime un nivel psamitic, heteroclastic, vitrocristaloclastic (pl. I, fig. 2), alcătuit din fragmente de sticlă, cuarț, feldspat plagioclaz, biotit și paiete de muscovit, cu granulația 0,1 – 0,3 mm ; deasupra acestuia se aşterne un nivel aleuritic, heteroclastic, vitrocristaloclastic, cu compoziție identică cu a primului, a cărui granulație scade de la 0,08 m la 0,1 mm în partea inferioară, la 0,01 – 0,03 mm în partea superioară, gros de 7 m, care cuprinde o intercalărie psamitică, vitrocristaloclastică, formată dintr-o matrice de fragmente alipite de sticlă, recristalizată felsofiric, fragmente subangulare de sticlă izotropă, feldspat plagioclaz, cuarț și biotit ; muscovitul și sporadic glauconitul reprezintă materialul terigen.

La unele nivele găsim intercalate în tuf lamine marnoase de culoare închisă, adesea cu impresiuni de plante, care marchează o stratificație fin încrucișată.

Urmele de picături de ploaie fosile pe suprafața unor plăci cu aspect litografic, din partea superioară a nivelului de tuf, dovedesc că sedimentarea a avut loc în condiții batimetrice de mică adîncime, uneori chiar în mediu subaerian.

Menționăm de asemenea și prezența unei impresiuni prost conservate de meduzoid, care poate fi asemănătoare cu forma *Semaeostomites* H a e c k e l, figurată și descrisă de Walcott în depozite jurasice (Walcott, 1898).

Deasupra pachetului de tuf masiv apar alternanțe de tufuri pelitice cu marne și marne tufacee friabile, care fac trecerea către marne cenușii compacte, uneori cu lamine nisipoase. Analizele micropaleontologice ale marnelor din baza și din acoperișul nivelului de tuf au pus în evidență prezența în explozie a unor exemplare din specia *Cibicides predcarpaticus*

Aisenstat, care indică vîrstă bugloviană. George Ghiașan (1967)⁷ arată că această specie a fost confundată de diversi cercetători cu specia *C. lobatus* (Walker, Jacob) sau cu *C. pokuticus*. Aisenstat. Poziția taxonomică a exemplarelor respective este în studiu. Specia sus menționată a fost găsită în profilul tip de la Buglovka și în depozite de aceeași vîrstă din Podolia.

În sudul perimetrelui cercetat, nivelul tufului de Apahida aflorează în versantul drept al văii Maraloiu, unde apare bine deschis în dreptul locației Cara, pe șoseaua Apahida-Cojocna (fig. 1) pe o grosime vizibilă de aproximativ 3 m și este constituit din următoarea succesiune (fig. 2): în bază, pe o grosime de 1 m, se separă un nivel de tuf psamitic, cristalovitroclastic, cu urme de plante, marcând o stratificație încrucișată și străbătut de numeroase diaclaze. Tuful este alcătuit din fragmente de cuarț, feldspat plagioclaz, sanidină, clorit, granule de calcit uneori maclate, testuri de foraminifere, muscovit și glauconit, prinse toate într-o matrice formată din fragmente de sticlă vulcanică cu devitrificări felsofirice, conturul granulelor fiind șters. Peste acesta se aşterne un tuf aleuritic, vitrocristaloclastic, gros de 1,70 m în care se remarcă fragmente de sticlă perfect izotropă, cu forme concave (bogenstruktur), fragmente de cuarț și feldspat, paie de muscovit și granule de calcit.

Partea superioară a nivelului de tuf este acoperită de material de pornitura superficială.

Analizele micropaleontologice efectuate în marnele din bază au pus din nou în evidență prezența abundantă a speciei *Cibicides predcarpathicus*.

În sudul comunei Cojocna⁸, pe valea Botoșul (fig. 1), tuful de Apahida are o grosime de aproximativ 8 m (fig. 2) și începe printr-un nivel gros de 1,20 m de tuf vitrocristaloclastic, preponderent psamtic, cu frecvențe intercalării aleuritice subcentimetrice, alcătuit din fragmente de sticlă recristalizată felsofiric, oligoclaz, sanidină (pl. I, fig. 3) și cuarț, de la care se trece treptat la un tuf aleuritic vitrocristaloclastic, gros de cca 7 m format din fragmente de cuarț, feldspat, sticlă devitrificată, sticlă „bogenstruktur” perfect izotropă, muscovit, granule de calcit și glauconit, toate prinse într-o matrice pelitică.

⁷ M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian. Raport micropaleontologic în depozitele miocene din sudul Transilvaniei și din regiunea cuprinsă între Turda-Cojocna-Apahida. 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁸ C. Boldor, C. Mihăilescu, Liliana Mihăilescu, P. Mihalache, P. P. Niță, Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi și sare între V. Someșului Mic și V. Mureșului. 1963. Arh. C.S.G. București.



La partea superioară acest nivel prezintă o intercalație psamitică, în care fragmentele de sticlă izotropă ating dimensiuni de 0,3 mm. Către partea terminală a profilului apar frecvențe intercalării de marne care fac trecerea către pachetul marnos din acoperiș. Analizele micropaleontologice din marnele ce încadrează nivelul de tuf au pus în evidență abundența speciei *C. predcarpaticus*, pe lîngă care apar rare exemplare de globigerinide și fragmente de macrofaună nedeterminabile.

Principalii constituENți ai tufului de Apahida sunt : cuarțul, feldspatul plagioclaz, feldspatul potasic, biotitul, hornblenda și sticla vulcanică.

Cuarțul apare în proporții și cu dimensiuni variate, în diferitele puncte sau la diverse nivele ale aceluiași punct, ca sfârîmături cu spărtură caracteristică sau în cristale întregi, în care caz prezintă frecvențe coroziuni magmatice.

Feldspatul plagioclaz, adesea zonat, reprezintă în general mineralul cel mai abundant. Dimensiunile sale variază foarte mult, după granulația tufului, putind atinge pînă la 3 mm. Determinările executate cu M.U.F. au indicat variații largi de compoziție (fig. 3), cu o grupare a determi-

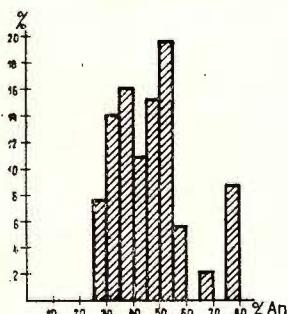


Fig. 3. — Distribuția procentuală a conținutului în An.
Distribution de la teneur en An, calculée en pour-cent.

nărilor în domeniul 30-55 % An (76 % din măsurători). În cîteva cazuri s-au întîlnit compozitii de 75-80 % An. Acestea corespund părților centrale ale unor cristale zonate, ce au în zonele periferice 55-60 % An, sau, într-unul din cazuri, unui mic cristal timpuriu, inclus într-un plagioclaz mai puțin bazic. Compozițiile mai acide decît 30 % An reprezintă doar 7,6 % din măsurători și se situează toate în domeniul 25—30 % An. În general privind, plagioclazul din tuful de Apahida este un andezin-labrador.

Legile de maclă întîlnite sunt : albit, Karlsbad, albit-Karlsbad, aclin-periclin și albit-alaB, în ordinea descrescîndă a frecvenței (fig. 4).

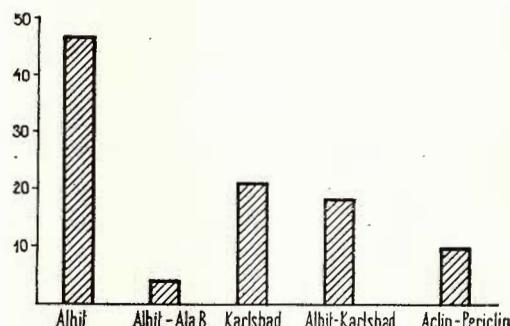
Sporadic apare feldspatul potasic, în cantități subordonate (în cîteva fragmente într-o secțiune subțire). Măsurătorile de unghi al axelor optice ($-2V = 10^\circ - 12^\circ$) indică o sanidină.

Dintre mineralele feromagneziene biotitul este cel mai des întâlnit. Este frecvent decolorat datorită alterației supergene, fiind uneori complet levigat.

Hornblenda comună apare sporadic, cele mai mari cristale întâlnite fiind de 0,2-0,4 mm. Este pleocroică (în nuanțe de verde oliv, verde-gălbui) cu $C \wedge Ng = 15^\circ$.

Fig. 4. — Distribuția procentuală a tipurilor de macle (71 macle).

Distribution des types de macle (71 macles), calculée en pour-cent.



Sticla vulcanică reprezintă un component principal al tufului de Apahida, ajungând uneori, în nivelele vitroclastice, să constituie întreaga rocă. După caracteristicile lor, au fost deosebite 3 tipuri de sticlă.

Tipul cel mai frecvent, care apare singur sau însotit de unul din celelalte două, este reprezentat prin granule subangulare de sticlă, cu indice de refracție apropiat de 1,500 și cu recristalizări felsofirice caracteristice. De la acest tip există o trecere gradată spre structuri sferulitice, hialopilitice sau microlitice. În ultimele cazuri fragmentele pot fi deja considerate fragmente de rocă.

Uneori, pe lîngă tipul descris, se întâlnesc fragmente de sticlă cu forme colțuroase, adesea concave (bogenstruktur), perfect izotrope, lăptosi, cu relief mai scăzut decât al primului tip, reprezentând fragmente de piatrăponce.

Sporadic s-a întâlnit un al treilea tip de sticlă, caracterizat printr-un relief mai mare decât al sticlei cu recristalizări felsofirice, dar mai mic decât al balsamului de Canada, în granule cu conture subangulare, perfect izotropă, dar cu numeroase incluziuni ce-i dau o înfățișare caracteristică în lumină paralelă (pl. I, fig. 4).

Varietatea acestor tipuri de sticlă este un indiciu și o consecință a diversității materialelor azvirlite în aer de exploziile vulcanice.

Alături de materialul vulcanic se întâlnesc și materiale de origine sedimentară. Acestea sunt reprezentate prin granule sau plaje neregulate

de calcit, paiete de muscovit (de diverse dimensiuni, de la infime la 0,3 - 0,5 mm), granule de glauconit (0,03-0,4 mm) și testuri de microorganisme calcaroase. Deși nu s-au întîlnit fragmente de cuarț cu extincții rulante, este posibil ca în acest tuf o parte din cuarț să fie de origine terigenă.

Atunci cînd structura tufului este destul de grosieră (psamitică sau psefitică) se pot observa, alături de fragmente de cristale sau sticlă, numeroase fragmente de rocă. Adesea, acestea cuprind doar pasta (în tufurile psamitice) rocii eruptive, formată din microlite de plagioclaz, eventual și cu un colț de fenocristal. Alteori (în tufurile psefitice), pe lîngă pasta ele mai conțin și unul pînă la cîteva fenocristale.

În singurul punct (nivelul psefitic, Vișea) în care au fost întîlnite fragmente din ultimul tip, ele reprezintă cca o treime din rocă. Sînt mari, subangulare sau subrotunjite, putînd atinge pînă la 4,4 mm.

Din punct de vedere structural și textural se pot deosebi cîteva tipuri ce au însă o compoziție mineralogică asemănătoare. Prezența fenocristalelor de feldspat plagioclaz imprimă tuturor fragmentelor de rocă (bineînțeles, cu excepția celor prea mici) un caracter porfiric. Varietatea structurilor observate este dată, astfel, de către pasta, care este de la aproape complet hialină, cu recristalizări felsofirice, la holocristalină, trecînd prin varietățile structurale hialopilitică, microlitică și pilotaxitică.

Deși este în general neorientată, textura devine subfluidală în cazul fragmentelor cu structură pilotaxitică.

O analiză chimică⁹ efectuată asupra unui tuf vitroclastic, recoltat din baza aflorimentului de la Vișea, a indicat următoarele valori :

Oxizi	%	% recalculat fără apa
		higroscopică și carbonat
SiO ₂	62,75	69,70
TiO ₂	—	—
Al ₂ O ₃	10,65	11,86
Fe ₂ O ₃	0,76	0,85
FeO	—	—
MnO	—	—
MgO	1,26	1,40
CaO	3,34	3,73
Na ₂ O	0,48	0,53
K ₂ O	2,41	2,68
H ₂ O ⁻	4,80	—
H ₂ O ⁺	8,10	9,02
CaCO ₃	5,35	—
Total	99,90	99,77

⁹ Analist Georgeta Nedelcu.

pe baza cărora s-au calculat parametrii Niggli :

$$\begin{array}{llll} si = 434 & al = 43,5 & fm = 17,5 & c = 24,8 \\ qz = +277 & mg = 0,74 & k = 0,76 & alk = 14,2 \end{array}$$

Deoarece apa higroscopică este nesemnificativă, fiind dată de umiditatea probei, iar carbonatul nu este de origine vulcanică, analiza a fost recalculată fără acești compoziți. În secțiune subțire se observă fragmente de sticlă ușor recristalizată ($n \approx 1,500$), cu conturele subliniate de o matrice subțire marnoasă (pl. I, fig. 1). Acest aport terigen denaturează întrucîntva datele în ceea ce privește procentele de SiO_2 , Al_2O_3 și mai ales K_2O . Prezența acestui oxid în raport de 5 : 1 față de oxidul de sodiu este în totală contradicție cu compoziția mineralogică observată în tuful de Apahida. Neputind însă separa cantitatea de SiO_2 , Al_2O_3 și K_2O de natură terigenă, pentru a o elimina din calcule, parametrii Niggli obținuți au doar o valoare informativă, indicând totuși caracterul suprasaturat al rocii ($qz = +277$) și o magmă granodioritică (leucotonalitică).

Evident, valoarea $k = 0,76$ nu reflectă o realitate magmatică.

Se remarcă cantitatea mare de apă legată de sticlă, oxidarea completă a fierului (datorită alterației supergene) și corespondența între valoarea de 70% SiO_2 și cea corespunzătoare refringenței sticlei (Moore, 1963).

Cîteva probe analizate spectrografic au indicat conținuturile nesemnificative de V, Mo și Ba și valori sub limita de detecție pentru Cu, Pb, As, Sb, Ge, W, Sn, Ni, Cr, Cd, Zn, Ag, Co și Bi.

Pentru a corela în spațiu și timp tuful de Apahida cu un anumit loc de erupție, este necesar să se țină seama de vîrstă, natura petrografică și variațiile de grosime ale tufului de la un punct la altul.

După cum s-a mai arătat, erupțiile care au generat tuful de Apahida au avut loc la începutul Buglovianului inferior.

Caracterul petrografic al tufului este variabil, dar predominant dacitic. Astfel, la Vișea, în bază analiza chimică corespunde unui dacit (aproximativ 70% SiO_2), dar în nivelul psefitic, alături de fenocristalele milimetrice de cuarț (specifice dacitelor) apar fragmente de andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, pentru ca cu 20 cm mai sus să se identifice sanidina. Apariția acestor cele mai variate nivele și cantitatea foarte mare de fenocristale de cuarț, ca și lipsa permanentă a fragmentelor de piroxen (caracteristice pentru numeroase andezite) atestă natura dominant dacitică a cineritelor. În ceea ce privește natura plagioclazului, faptul că peste jumătate din numărul determinărilor provine

din nivelul psefitic de la Vișea, face ca aceasta să nu poată fi luată în considerație.

Deși problemele clasificării rocilor efuzive nu sunt complet rezolvate (Streckeisen, 1967) și aceeași rocă poate fi considerată de unii autori dacit, de alții andezit cuarțifer, dacă se iau în vedere caracterele pe baza cărora se deosebesc uzual dacitele de andezite (procentul de SiO_2 ridicat, fenocristalele mari și frecvențele de cuart, posibilitatea apariției feldspatului potasic, predominanța biotitului între melanocrate) tuful de Apahida trebuie considerat în ansamblu dacitic, deși local, pe orizontală sau verticală, apar și fragmente de andezite cuarțifere cu hornblendă.

Grosimea nivelului cineritic crește de la N spre S, indicând astfel, în mare, direcția în care trebuie căutat locul de origine.

Dacă se consideră ca puțin probabilă existența unor mari focare de erupție chiar în podișul Transilvaniei (deși este menționat un filon de andezit la Blaj, Stanciu et al., 1944) rămîn în discuție sudul zonei Călimani-Harghita și zona meridională a Munților Apuseni.

Bazat pe asemănarea dintre lavele andezitice cu piroxeni din Harghita și tuful de Ghiriș, Mîrză (1962) localizează în această regiune sistemul vulcanic care a dat naștere cineritelor.

În ceea ce privește tuful de Apahida, Munții Metaliferi apar ca locul de origine cel mai satisfăcător. Într-adevăr, Cioclica et al. (1968) separă în această regiune un complex vulcanogen sedimentar, al cărui nivel superior conține intercalații de „cinerite fine și grosiere, aglomerate cu elemente de andezite cuarțifere cu hornblendă, aglomerate dacitice, aglomerate cu andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit” și o microfaună tortonian-superioară, iar la partea terminală a complexului, bugloviană.

Prin numeroasele cinerite dacitice și aglomerate andezitice pe care le conține, acest complex marchează o importantă fază de activitate explozivă în evoluția vulcanismului din Munții Apuseni. Grosimea de cîțiva metri pe care o are tuful de Apahida în regiunea studiată, la peste 100 km de locul de erupție, arată amploarea deosebită pe care au avut-o exploziile (Stanasiu, 1958).

BIBLIOGRAFIE

- Anton S. (1944) Bentonitele de la Rugi (jud. Severin) și argilele bentonitice paleogene dintre Brebu și Präjani. *Rev. Muz. min.-geol. Univ. Cluj*, VIII, 1, Timișoara.
 Atanasiu I. (1958) Les cinérites du Néogène roumain et l'âge des éruptions volcaniques correspondantes. *An. Com. Géol. XXIV—XXV*, București.

- Cioflica G. r., Udubaşa G. G., Jude R., Istrate Gh., Popescu Gh. (1968) Noi contribuții la cunoașterea produselor vulcanice neogene din regiunea Băița-Săcărîmb (Mătăii Metaliferi). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, 13, 1, București.
- Filipescu M. G. (1944) Problema vulcanismului extracarpatic. *Rev. Muz. min.-geol. Univ. Cluj*, VIII, 1, Timișoara.
- Ghergariu I., Mirza I., Ionescu G. (1964) Contribuții la studiul geologic și mineralogic al bentonitului de la Ocna Mureșului. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai*, Cluj.
- Ilie D. M. (1952) Cercetări geologice în regiunea Cojocna-Turda-Ocna Mureșului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVII, București.
- Koch A. (1900) Az Erdélyrészeti harmadkori képződménye Néogen csoport. Budapest.
- Maleev E. F. (1963) Vulkanoclasticskie gornie parodi. Gosgheoltehizdat, Moskva.
- Mészáros N., Nicorici E. (1962) Contribuții la stabilirea limitei dintre Tortonian și Sarmațian între Cluj și Turda cu privire specială asupra conținutului și poziției stratigrafice a Buglovianului. Ed. Acad. R.P.R. *Stud. cerc. geol.* VII, București.
- Mirza I. (1960) Date noi asupra vîrstei tufului de Ghiriș. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria II, fasc. 1, geol-geogr.* Cluj.
- (1962) Contribuții la petrografia tufului de Ghiriș. Ed. Acad. R.P.R. *Stud. cerc. geol.* VII, 1, București.
- Moorehouse W. W. (1963) Prakticeskaia petrografia. Izdatel istvo inostrannoi literaturi Moskva.
- Răileanu G. r. (1952) Cercetări geologice în regiunea Cluj-Apahida-Sic. *D. S. Inst. Geol. XXXIX*, București.
- (1956) Prezența Buglovianului în regiunea Apahida. *An. Univ. C. I. Parhon*, 9, București.
- Stanciu V., Stoicovici E. (1944) Filonul eruptiv de la Blaj. *Rev. Muz. min.-geol. Univ. Cluj*, VIII, 1, Timișoara.
- Streckeisen A. L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. jb. Min. Abh.* 107, 2-3, Stuttgart.
- Szadeczky G. (1914, 1916, 1917) Tufatanulmányok Erdélyben : I, II, III. *Müz. Füzetek*, II, III, IV, Cluj.
- (1928) Munții vulcanici Harghita-Călimani. *D.S. Inst. Geol. XVI*, București.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București.

SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA PÉTROGRAPHIE DU TUF D'APAHIDA

(Résumé)

Le tuf d'Apahida (correspondant du point de vue stratigraphique au tuf de Borșa-Hădăreni) qui a été pétrographiquement étudié en vue d'élucider certains problèmes génétiques, forme l'objet de cet article.

Les profils étudiés se situent au NW du bassin de la Transylvanie, sur un périmètre restreint, compris entre les villages : Vișea à l'E, Apahida à l'Ouest et Cojocna au S. Les distances entre ces localités ne dépassent pas que 15 km (fig. 1).



Le tuf apparaît parfois ouvert sur des distances de quelques kilomètres. Mais le plus souvent, il apparaît sous formes d'affleurements à dimensions réduites (quelques centaines de mètres environ).

Les diagnostics micropaléontologiques des marnes de sous le toit du niveau de tuf et des marnes compris par ce toit ne sont pas toujours édifiants car l'association microfaunique que l'on y a rencontrée se situe fréquemment dans le Buglovien et n'indique que rarement un Tortonien supérieur remanié.

C'est pour cela que les auteurs considèrent le tuf d'Apahida d'âge buglovien inférieur ; mais l'absence d'un repère micropaléontologique concluant impose à maintenir arbitrairement le niveau du tuf de Borșa-Apahida en tant que limite tortonienne-buglovienne.

Il résulte des recherches effectuées que le tuf d'Apahida, encadré par deux paquets marneux, est formé d'une succession de couches, dont les caractères restent généralement invariables dans les points étudiés, notamment : à la base un niveau de tuf prépondérant psammitique, dont l'épaisseur ne dépasse pas 1,5 m, qui supporte un tuf à granulation aleurito-pélitique à rares intercalations psammitiques (fig. 2).

A certains niveaux, on trouve, intercalées dans le tuf, des lamelles marneuses foncées, souvent à intercalations de plantes qui marquent une stratification finement entrecroisée.

Les traces des gouttes de pluie fossiles sur la surface des plaques à aspect lithographique de la partie supérieure du niveau de tuf démontrent que la sédimentation a eu lieu dans des conditions batimétriques de petite épaisseur, souvent même dans le milieu subaérien.

Les principaux composants du tuf d'Apahida sont : quartz, feldspath plagioclase, feldspath potassique, biotite, hornblende et verre volcanique.

Le quartz apparaît en proportions et à dimensions variées, en divers points ou aux divers niveaux du même point, sous forme d'éclats à cassure caractéristique ou sous forme de cristaux complets à fréquentes corrosions magmatiques.

Le feldspath plagioclase, souvent zoné, représente généralement le minéral le plus abondant. Ses dimensions varient beaucoup selon la granulation du tuf et peuvent arriver jusqu'à 3 mm. Les déterminations effectuées avec M.U.F. ont indiqué de larges variations de composition (fig. 3), avec un groupement des déterminations dans le domaine de 30 à 55 % An pour 76 % des mesurages. Le plagioclase du tuf d'Apahida est généralement un andésine-labrador. Les lois de macle rencontrées sont : albite, Karlsbad, albite-Karlsbad, acclin-périclin et albite-alaB dans l'ordre décroissant de leur fréquence (fig. 4). Le feldspath potassique apparaît

sporadiquement en quantités subordonnées (quelques fragments dans une section mince). Les mesurages d'angle des axes optiques ($-2V = 10^\circ - 12^\circ$) indiquent une sanidine.

De tous les minéraux férromagnésiens, la biotite est le plus souvent rencontrée.

La hornblende commune apparaît sporadiquement, les plus grands cristaux rencontrés ayant de 0,2 à 0,4 mm. Elle est pléochroïque (en nuances de vert olive, vert-jaunâtre) à $C \wedge Ng = 15^\circ$.

Le verre volcanique représente une principale composante du tuf d'Apahida, arrivant parfois, dans les niveaux vitroclastiques, à constituer toute la roche. Selon ses caractéristiques on a séparer trois types de verre.

Le plus fréquent type qui apparaît seul ou accompagné par un autre type, est représenté par des granules subangulaires de verre à indice de refraction d'environ 1,500 et à recristallisations felsophyriques caractéristiques.

Parfois, en dehors du type décrit, on rencontre des fragments de verre à formes irrégulières, souvent concaves (bogenstruktur), parfaitement isotropes, claires, à moindre réfringence que celle du premier type, représentant des fragments de pierre ponce.

On a sporadiquement rencontré un troisième type de verre, caractérisé par un relief plus fort que celui du verre à recristallisations felsophyriques, mais moindre que celui du baume, en granules à contours subangulaires, parfaitement isotrope, mais à nombreuses inclusions, qui lui donnent un aspect caractéristique en lumière parallèle (pl. I, fig. 4).

La variété de ces types de verre est un indice et une conséquence de la diversité des matériaux éruptifs.

L'analyse chimique, effectuée dans un niveau de tuf psammitique de Vișea, correspond à une dacite (environ 70 % SiO_2). L'apparition de la sanidine aux plus variés niveaux et la très grande quantité de quartz, ainsi que l'absence permanente des fragments de pyroxène, confirment la nature dominante dacitique des cinérites.

En ce qui concerne l'origine du matériel pyroclastique qui forme le tuf d'Apahida, les Monts Metaliferi sont les plus satisfaisants.

Vraiment, Cioclică et al. (1968) ont séparé dans cette région un complexe volcanogène sédimentaire, dont le niveau supérieur comprend des intercalations de „cinérites fines et grossières, agglomérats à éléments d'andésites quartzifères à hornblende, agglomérats dacitiques, agglomérats d'andésites quartzifères à hornblende et biotite” et une microfaune tortonnienne-supérieure, qui à la partie terminale du complexe est buglovienne.



EXPLICATIA PLANSEI

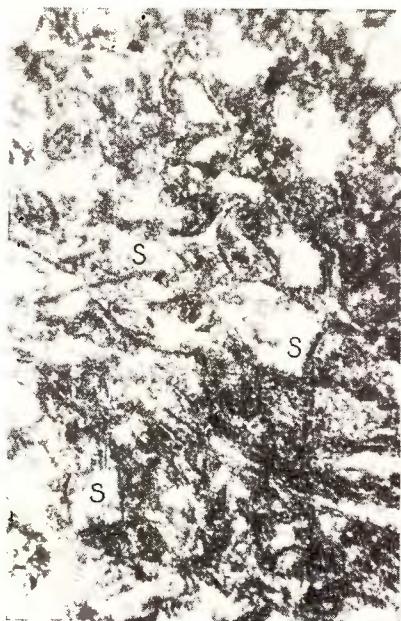
Fig. 1. — Structură psamitică, vitroclastică, N || ; \times 90. S = fragmente de sticlă.
Structure psammitique, vitroclastique. N || ; \times 90. S = fragments de verre.

Fig. 2. — Structură psamitică, vitrocristaloclastică. N + ; \times 60. Pl = feldspat plagioclaz;
Q = cuart; S = sticlă devitrificată.
Structure psammitique, vitrocristalloclastique. N + ; \times 60. Pl = feldspath plagioclase; Q = quartz; S = verre dévitrifié.

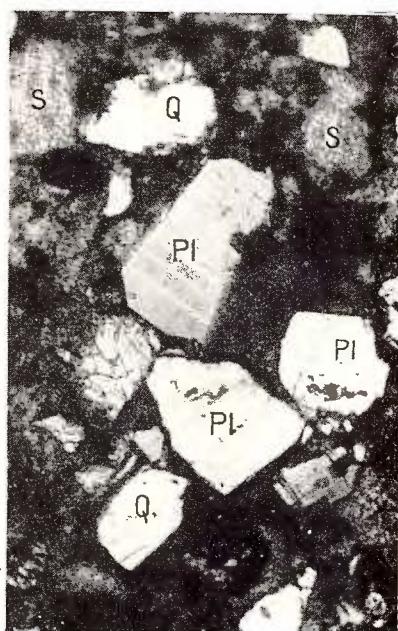
Fig. 3. — Sanidină. N || ; \times 90.
Sanidine. N || ; \times 90.

Fig. 4. — Fragment subangular de sticlă perfect izotropă, cu numeroase încluziuni S₁, pris într-o masă sticloasă recristalizată felsofiric — S₂. N || ; \times 90.
Fragment sous-angulaire de verre parfaitement isotrope, à nombreuses inclusions S₁ dans une masse vitreuse recristallisée felsophyrique — S₂. N || ; \times 90.

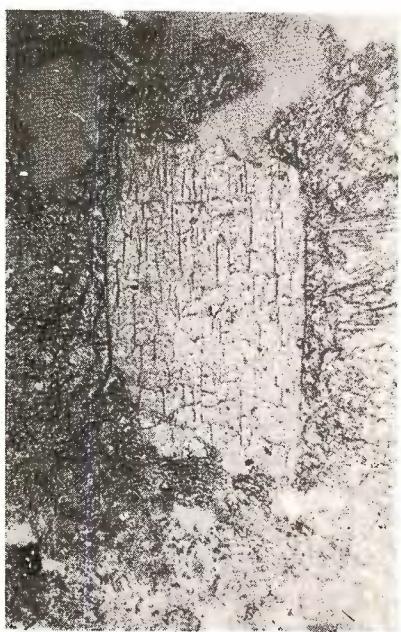




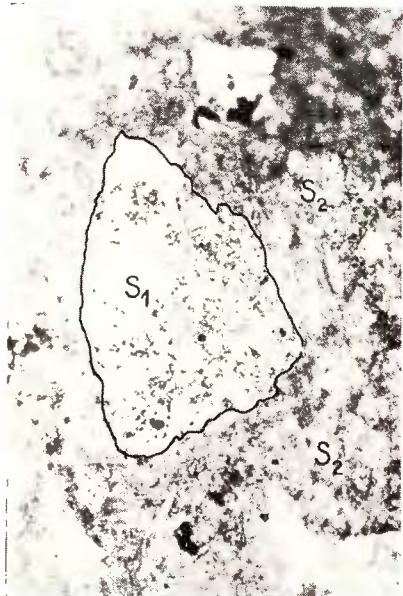
1



2



3



4

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

STUDIUL MINERALELOR GRELE DIN DEPOZITELE NEOGENE ALE BAZINULUI ORAVIȚA¹

DE

VICTOR CORVIN PAPIU, ALEXANDRU Z. MANEA²

Abstract

Study on Heavy Minerals in the Neogene Deposits of the Oravița Basin. The study on heavy minerals in the Neogene formation from the Oravița region (Banat S.R.R.) demonstrates the presence of a sedimentary petrographic province characterized by the epidote-garnet-hornblende group (green and brown), and a quantitative variation characterized by diminution at the Sarmatian level and abundance at the Tortonian and Pliocene level. Secondary variations are imposed by the occurrence of other minerals such as : rutile, tourmaline, zircon, staurolite. The origin of the material is linked to the Carpathian crystalline formations and to the contact aureoles of the banatitic rocks, subordinately to connected eruptive rocks.

I. Introducere

Rezultatele cercetărilor pe care le prezentăm, au fost obținute în urma prelucrării unui număr de cca 60 probe din roci preponderent nisipoase și mai puțin argiloase, probe care au fost prelevate în anul 1961 din depozitele neogene din regiunea Oravița.

Colectarea probelor a fost efectuată pe baza hărții și datelor stratigrafice expuse în raportul: Iliescu, Alexandrescu et al.³. și completate cu cele macro- și micropaleontologice obținute de Bratu⁴ și efectuate paralel cu cercetările noastre.

¹ Comunicare în ședința din 16 februarie 1968.

² Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ O. Iliescu, Gr. Alexandrescu, Ecaterina Alexandrescu, Elena Mateescu. Raport asupra lucrărilor de cartare în regiunea Forotic-Cacova-Oravița-Carașova. 1959. Arh. Inst. geol. București.

⁴ Elena Bratu. Studiu macro- și microfaunistic al depozitelor neogene din regiunea Oravița. 1962. Arh. Inst. geol. București.



Materialul colectat provine dintr-o seamă de profile dispuse cu preponderență la N și W de Oravița din următoarele unități stratigrafice; în imprejurimile orașului Oravița — Tortonian-Sarmațian și Pliocen; pe valea Carasu în amonte de comuna Vărădia — Tortonian (?) dispus peste cristalinul Locvei; în imprejurimile comunei Ticvanul Mare — Sarmațian și Pliocen și al comunei Ticvanul Mic — Pliocen; în imprejurimile comunei Surducul Mare — Pliocen; în imprejurimile comunei Forotic-Cîrnecea, pe valea Nărăștiei cum și pe valea Cacovei — Pliocen.

Orografia și hidrografia bazinului neogen ce se întinde la W de meridianul Oravița-Ticvanul Mare-Surducul Mare, care poate fi considerată ca limita aproximativă cu formațiunile cristalino-mezozoice ale domeniului getic, se caracterizează printr-un relief colinar cu culmi ce nu depășesc 250 m, punctele depresionare dispunindu-se la altitudini ce nu depășesc 100 m. Culmile colinelor sunt acoperite de depozite de terasă, versanții de deluvii groase și pretutindeni se dezvoltă o vegetație abundantă.

Principalul curs de apă care drenăza întreaga rețea hidrografică îl constituie valea Carasu care tăie aproximativ transversal formațiunile, orientându-se NE-SW și având ca afluenți mai importanți valea Lișavei (provenind din reunirea văilor Magurian și Răchitova) în sud, iar în nord văile Cernovățului și Cacovei.

II. Considerații geologice generale

Fundamentul regiunii este alcătuit din sisturi cristaline în facies epi- și mai ales mezozonal, depozite permo-carbonifere și mezozoice cum și din roci intrusive banatitice. Depozitele neogene reprezintă sedimente depuse pe rama estică a mării tortonian-sarmațiene și apoi a marelui lac pannonic, în care cristalinul Vîrșet-Vărădia constituia o insulă. Târmul estic al acestui bazin era reprezentat la S și E de cristalinul Locvei, iar la N, de masivul Dognecea-Ocna de Fier.

Între Sasca și Oravița, un golf al acestui bazin depășea cristalinul, pătrunzând pînă peste sedimentarul de peste Getic al zonei Reșița-Moldova Nouă.

După Codarcea et al. (1961) sisturile cristaline din regiune se caracterizează prin roci aparținând faciesului de sisturi verzi și subordonat faciesului albit-epidot-amfibolitic și părții superioare a faciesului amfibolitic. Masivul Locvei, insula de cristalin Vîrșet-Vărădia și masivul Dognecea-Ocna de Fier sunt alcătuite din sisturi în faciesul sistemelor verzi cu două complexe: unul cloritos cu porfiroblaste de albit, altul tufogen filitos, între ele existând raporturi tectonice. Aceste complexe sunt stră-



punse de aplite, micropegmatite, metagranite, metadiorite, metagabbrouri și serpentinite. După autorii citați, capătul de vest al insulei de cristalin Vîrșet-Vărădia și partea de vest a masivului Dognecea-Ocna de Fier sînt alcătuite din șisturi în celealte două faciesuri metamorfice menționate: gnaisă micacee cu granat și staurolit, gnaisă granitice, gnaisă oculare și micașisturi cu intercalații de gnaisă aplitice, pegmatitice, șisturi amfibolice și amfibolite.

După Iliescu, Alexandrescu et al. (1959) în regiunea Carașova-Nermeț apar depozite carbonifere superioare (Stephanian) în facies conglomeratic (cu elemente de șisturi cristaline) și depozite grezoase, argiloase, caracterizate prin șisturi ardeziene cu resturi vegetale. Autorii arată că Permianul, care apare în regiunea Carașova, în partea sa inferioară, este alcătuit dintr-un orizont șistos cu resturi de plante și dintr-un orizont superior cu conglomerate, microconglomerate și șisturi argilo-grezoase roșcate și cenușii. Jurasicul reprezentat prin calcare cu caracter recifal este citat în regiunea Cîrnea.

Banatitele cele mai apropiate, din regiunea Surduc-Forotic sînt reprezentate (după Constantinoff)⁵ prin granodiorite, sienodiorite, gabbrouri, lamprofire de diferite tipuri petrografice.

Formațiunea neogenă a fost atribuită de Iliescu, Alexandrescu et al. (1959) în bază, Miocenului (Tortonian și Sarmatian), iar la partea superioară, Pliocenului (Ponțian și posibil Dacian).

Tortonianul are o dezvoltare restrinsă. El alcătuiește o fișie care începe la S de Oravița, pînă la N de Răchitova cum și cîteva petece în regiunea Vărădia. Iliescu, Alexandrescu et al. (1959) deosebesc un „facies conglomeratic nisipos la partea inferioară” și un „facies calcaros la partea superioară”. Prima formațiune se compune din conglomerate poligene puternic cimentate în bază și mai friabile la partea superioară, remaniind rocile fundamentului getic, ale sedimentarului de peste acesta cum și roci banatitice. Aceste roci trec la nisipuri gălbui și cenușiu-albicioase cu intercalații de pietrișuri și cu totul subordonat, la gresii fine, micacee, curbicorticale, în plăci. Din acest complex au fost recoltate probe pe valea Carasu, în apropiere de comuna Vărădia și din apropierea terasamentului C.F.R. Oravița-Anina.

Cel de-al doilea facies, faciesul superior-calcaros, ocupă suprafețe mult mai restrînse și este reprezentat litologic prin calcare masive, preponderent albicioase, fosilifere, iar la partea superioară cu intercalații piroclastice.

⁵ D. Constantinoff. Cercetări geologice și petrografice între Bocșa Română-Valea Mare. 1954. Arh. Inst. geol. București.

În regiunea Oravița, unde s-a cercetat acest complex, se întâlnesc intercalații argiloase și marnoase fosilifere, iar peste ele se dispun nisipuri cu lentile de pietrișuri și argile, asupra căroră s-au făcut studiile de minerale grele. După Bratu, fauna arată aceeași vîrstă, pentru ambele „faciesuri” încadrîndu-se în Tortonianul mediu.

În Tortonianul superior se admite că a avut loc o lacună de sedimentare și în consecință depozitele Sarmatianului inferior se dispun în concordanță falsă peste depozitele tortoniene și peste celelalte roci ale fundamentului în zonele în care lipsea sau fusese erodat Tortonianul. Bratu (1962), Iliescu, Alexandrescu et al. (1959), deosebesc litologic un orizont inferior reprezentat prin conglomerate grosiere puternic cimentate și mărunte, la partea inferioară, și conglomerate slab cimentate, la cea superioară, trecind la pietrișuri și nisipuri grosiere fosilifere, deschise pe valea Carasu, la Ticvanul Mare și la S de Oravița.

Orizontul superior este alcătuit dintr-un pachet bazal (15 m grosime) de șisturi argiloase brun-roșcate, peste care urmează calcare detritice fosilifere pînă la lumașele (10—25 m grosime) peste care se dispun nisipuri și pietrișuri mărunte ce susțin marnele cu melanopside și congerii de vîrstă pontiană. Fauna confirmă vîrsta sarmatiană, fără a se putea preciza subetajul. Datele micropaleontologice obținute de Bratu, au dus la concluzia că în regiune este reprezentat numai Sarmatianul inferior peste care Pannonianul se dispune în falsă concordanță.

În studiul mineralelor grele s-a considerat Sarmatian (*sensu lato*). Mai subliniem și caracterul litologic foarte apropiat de al depozitelor pliocene prezentat de rocile din regiunea Ticvanul Mare și care ar indica poate schimbări în condițiile sedimentogenetice din Sarmatianul superior cu afinități tipului pliocen de mai tîrziu.

În concordanță aparentă cu depozitele sarmatiene se dispun formațiuni argilo-detritice atribuite Pontianului în care Iliescu, Alexandrescu et al. (1959) disting un orizont nisipos în bază, cu fragmente de lamelibranhiate nedeterminabile și un orizont marno-nisipos la partea superioară (între Cacova și Forotic) constituit din alternanțe de argile și marne cu intercalații nisipoase, în care, în jurul localității Cîrnecea, apar marne argiloase cu resturi de plante.

Pe baza cercetărilor micropaleontologice, Bratu consideră existența unui „prag bionomic” la limita dintre Sarmatianul inferior și „formațiunea pannoniană” marcat de totala dispariție a foraminiferelor și de „explozia” ostracodelor. Pannonianul ar fi reprezentat prin orizontul său superior marno-nisipos (recunoscut și de noi în regiunea Ticvanul Mare-Ciclova) cu congerii și limnocardiide mici, care ar corespunde Meotia-

nului și poate că în bază și Sarmațianului superior. Orizontul superior, nisipos cu intercalări de argile conținind limnocardii și congerii mari ar avea vîrstă pontiană și s-ar dezvolta mult, mai ales în regiunea Surduc-Forotic și Cacova.

În studiul mineralelor grele am considerat „Pliocenul” în ansamblul său, tratînd la un loc întreaga formațiune.

III. Paragenezele de minerale grele

A) Depozitele tortoniene. Din formațiunea tortoniană au fost cercetate atît faciesul conglomeratic nisipos (a) cît și cel calcaros (b).

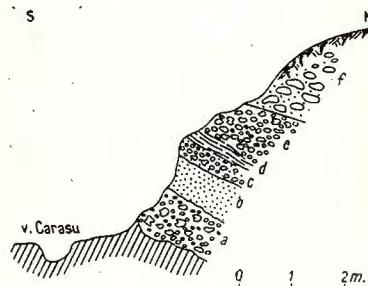
1. *Succesiunea din depozitele primului facies* este redată parțial în figura 1 (proba 7a,b,c,d,e,f).

Fig. 1 (proba 7). — Succesiunea depozitelor psamomorfice tortoniene de la W de Vărădia.

a, pietrișuri grosiere cu elemente de cristalin (1,5 m grosime); b, nisipuri gălbui cu rare fragmente psamfite (0,75 m grosime); c, pietrișuri fine vărgate (verzi-gălbui cu mult nisip (0,5–0,6 m grosime); d, nisip verzu cu elemente psamfite; e, pietrișuri limonitice (1,3 m grosime); f, terase.

(échantillon 7). — Succession des dépôts psammonosphéritiques tortoniens de l'O de Vărădia.

a, graviers grossiers à éléments de cristallin (1,5 m d'épaisseur); b, sables jaunâtres à rares fragments psamphitiques (0,75 m d'épaisseur); c, graviers fins bariolés (vertâtre-jaunâtre à beaucoup de sable (0,5 à 0,6 m d'épaisseur); d, sable verdâtre à éléments psamphitiques; e, graviers limonitiques (1,3 m d'épaisseur); f, terrasses.



Depozitul din bază este reprezentat prin pietrișuri grosiere cu elemente mari de roci cristaline (cuarțite, gnaisse clorito-muscovitice etc.). Fracția grea obținută din matricea nisipoasă este constituită din două clase granulometrice distincte: una grosieră reprezentînd 10–15% (0,35–0,85 mm) și restul, clasa fină (0,15–0,25 mm). În clasa grosieră dominarea apartîne mineralelor de origine cristalofiliană ca: almandin (angular pînă la rotunjit), urmat de sillimanit uneori fibrolit, care are concentrarea maximă în regiunea Oravița, apoi hornblenda verde și staurolitul în granule grosiere. Participări subordonate prezintă mineralele opace și epidotul. Pentru clasa fină dominarea netă este furnizată de grupa epidot + zoizit cu habitusuri angulare și rareori idiomorfe. Cantitativ această grupă este urmată de mineralele opace, granatul incolor, rutilul și turmalina. Remarcăm faptul că rutilul apare atît în varietatea galbenă cît și în varietatea nigrin. Semnalăm prezența leucoxenului ca rezultat al alterării ultimei varietăți. Cu totul sporadic apare zirconul și turmalina gălbui. Prezența granatului incolor, a rutilului și turmalinei în clasa fină dovedește

că alcătuirea mineralologică a fracției grele a fost determinată de compoziția mineralologică a șisturilor cristalofiliene care au furnizat două fracții granulometrice net distințe mineralogic și structural, legate probabil de surse deosebite de origine.

Peste pietrișurile de bază urmează nisipuri gălbui (0,75 m grosime) în care granulometria prezintă tot două clase ca și în orizontul bazal dar cu participări cantitative aproximativ egale. Grupa mineralelor de origine cristalofiliană constituie elementul principal al fracției grele. Dintre acestea grupa granațiilor (25%) domină în clasa grosieră, iar grupa epidot-zoizit în clasa fină. De asemenea se remarcă prezența unor fragmente mari de turmalină gălbuie, cum și granule milimetrice de epidot, din cărora sfârșirea rezultă probabil granulele fine. Având morfologie colțuroasă și mult mai rar pînă la rotunjită mai apar minerale opace, rutil (galben și roșu), subordonat hornblendă verde și staurolit, iar sporadic titanit.

Orizontul următor, reprezentat prin pietrișuri fine cu mult material nisipos verde-gălbui, prezintă un mare contrast în comparație cu probele precedente, reflectat în numărul mult mai redus de specii minerale. Dominarea aparține staurolitului cu granulație mare (0,25–0,60 mm) și subordonat mineralelor opace, prezintind ambele o morfologie asemănătoare, de la colțuros pînă la rotunjit, cu dominarea habitusului colțuros la staurolit. Participări cu totul subordonate prezintă: sillimanitul prismatic rotunjit pînă la fibros, turmalina brună care apare în granule colțuroase mari, zirconul rotunjit și idiomorf, precum și hornblenda verde.

Partea superioară a formațiunii în facies conglomeratic-nisipos este reprezentată printr-un nisip gălbui cu elemente psefitice. Mineralologic, fracția grea este dominată de grupa epidot + zoizit, urmată de granați, minerale opace (în proporții analoge) și hornblendă verde. În cantități mici apar: tremolit, rutil (roșu și galben), zircon, sillimanit și titanit.

Un alt profil cercetat este situat de o parte și de alta a terasamentului liniei ferate Oravița-Anina la cca 800–1000 m de stația C.F.R. Oravița. Depozitele tortoniene din acest profil sunt reprezentate prin nisipuri și pietrișuri fine, slab cimentate, gălbui-roșcate (cu ostreide și pecteni) cu intercalații concordante de gresii rezultate din cimentarea selectivă locală. Conțin frecvențe concrețiuni albe, cretoase (proba 21 a,b,c).

Mineralologic fracția grea din cele trei orizonturi, este dominată de granatul incolor, cantități ridicate de hornblendă verde (uneori și brună opacitizată), biotit, epidot cu participări foarte variate, precum și zoizit de dimensiuni mari, colțuros, care indică o sursă apropiată. Cu totul

subordonat apar : rutilul, zirconul, turmalina brună, sillimanitul, tremolitul și mineralele opace.

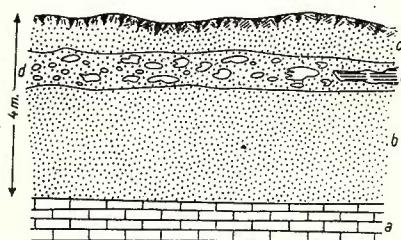
2. Faciesul calcaros. Materialul examinat provine din orizontul nisipos-feruginos dispus peste calcarele de Leitha cu *Conus*, *Cyprea*, *Ostrea*, corali etc. de pe o vale din apropierea Oraviței. Potrivit datelor paleontologice, acest orizont încheie succesiunea tortoniană, suportând direct pietrișurile atribuite Sarmățianului. În acest orizont apar intercalații lentiliforme de pietrișuri cu materiale : eruptiv și argilos (fig. 2, proba 22 și 23 a,b,c,d,e).

Fig. 2 (proba 23). — Succesiunea depozitelor tortoniene de pe valea Oraviței.

a, calcare de Leitha fosiliere; b, nisip fin; c, nisip grosier; d, lentile de pietriș; e, lentile argiloase.

(échantillon 23). — Succession des dépôts tortoniens de la vallée d'Oravița.

a, calcaires de Leitha fossilières; b, sable fin; c, sable grossier; d, lentilles de gravier; e, lentilles argileuses.



Probele din profilul acesta se caracterizează prin remarcabilă predominare a granatului incolor, a mineralelor opace, a epidotului și a hornblendei verzi. Minerale ca : tremolit, turmalină brună, biotit, zircon, rutil, sillimanit, corindon, apar în cantități subordonate. Se remarcă prezența unor granule mari colțuroase de zoizit și clinozoizit.

La capătul din aval al orașului Oravița, a fost întâlnită o alternanță de nisipuri grezoase și pietrișuri cu diferite grade de cimentare și gresii pînă la nisipuri cu concrețiuni calcaroase (fig. 3, proba 17 a,b).

În fracția grea domină grupa granaților și subordonat grupa mineralelor opace, hornblendă verde, epidot. Sporadic apar : biotitul, turmalina brună, rutilul, zoizitul, tremolitul.

În concluzie putem deci considera următoarele :

Faciesul conglomeratic nisipos prezintă o mare variație a paragenezei corelative de minerale grele în funcție de granulometrie. Dominarea aparține fie almandinului în clasa grosieră, fie grupei epidot-zoizit în clasa fină, fie staurolitului, cu reducerea corespunzătoare a precedentelor. Mineralele opace au fluctuații cantitative subordonate. În mod constant apar : sillimanitul și hornblenda verde.

Faciesul calcaros cu orizontul nisipos, feruginos, de peste calcarele fosilifere de Leitha, se caracterizează prin predominarea categorică a granatului incolor, urmat de hornblenda verde și de mineralele opace. Cu variații cantitative capricioase apare grupa epidot-zoizit.

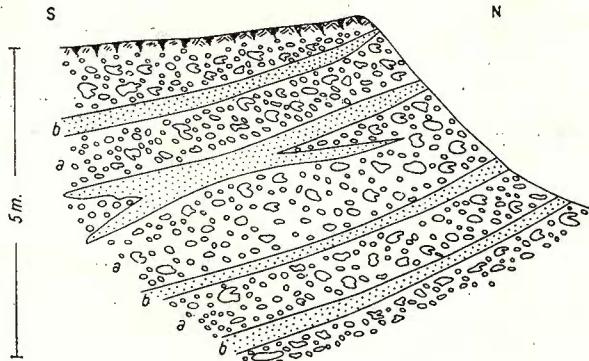


Fig. 3 (proba 17). — Pietrișuri (pînă la conglomerate) și nisipuri (pînă la gresii) în valea Oraviței (atribuite Tortonianului).

a, pietrișuri; b, nisipuri.

(échantillon 17). — Graviers (jusqu'à conglomérats) et sables (jusqu'à grès) de la vallée d'Oravița (attribués au Tortonien).

a, graviers; b, sables.

După cum se vede, aria de alimentare a fost constituită predominant din roci cristalofiliene de epi-mezozonă și din rocile aureolelor de contact ale banatitelor, iar formele morfologice dominant colțuroase și uneori idiomorfe ale mineralelor grele ne atestă apropierea sa.

B) Depozitele sarmatiene. Sarmatianul a fost considerat în ansamblul său. Pe valea Oraviței el este reprezentat printr-un nisip negru fosilifer cu cardiace ce flanșează un ax anticlinal conglomeratic. Fracția grea este dominată de granați incolori, subcolțuroși pînă la subidiomorfi. Cu conținuturi foarte scăzute apar în ordine : epidotul, hornblenda verde, mineralele opace și staurolitul. La 300 m de localitatea Răchitova apare un nisip feruginos cu intercalări centimetrice limonitice (2–3 cm), care suportă conglomerate cu elemente de calcare. Fracția grea este dominată de epidot și granat incolor și cu totul subordonat apar minerale opace și hornblendă verde. Sporadic apar : sillimanit, zircon și granule mari de zoizit.

Un profil interesant îl constituie cel de la gura văii Ciclova (fig.4, proba 24 a,b,c,d).

Peste conglomeratele dure cu elemente de calcare din bază, repauzează nisipuri cu intercalații de argile nisipoase, cum și gresii și conglomerate. Ca și în profilele precedente, fracția grea este abundantă dar cu număr redus de specii minerale. Dominarea netă aparține granatului incolor în fragmente mari colțuroase uneori chiar idiomorfe și în mod cu totul

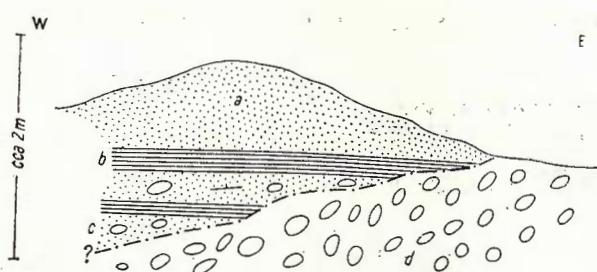


Fig. 4 (proba 24). — Afloriment la gura văii Ciclova.

a, nisip fin feruginos; b, argile nisipoase (0,3 m grosime); c, gresii + conglomerate; d, conglomerate cu blocuri decimetrice de calcar recifal mezozoic.

(échantillon 24). — Affleurement à l'entrée de la vallée Ciclova.

a, sable fin ferrugineux; b, argiles sableuses (0,3 m d'épaisseur); c, grès + conglomerats; d, conglomerats à blocs décimétriques de calcaires récifaux mésozoïques.

subordonat hornblendei verzi, epidotului cum și zoizitului și clinozoizitului (granule mari și colțuroase). Fracția grea a intercalației de gresii și conglomerate este constituită practic numai din granat incolor.

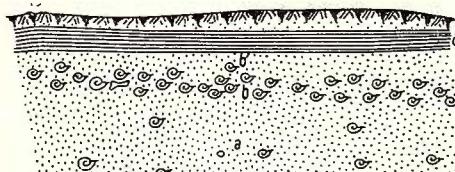
În spatele cimitirului din localitatea Ticvanul Mare se recunoaște o alternanță de calcare gălbui-roșcate și nisipuri argiloase, slab micacee în care calcarele sunt fosilifere și prezintă tranziții litologice după cum urmează: nisip — calcar nisipos — calcar nefosilifer — calcar lumașelic. Fracția grea este cu mult mai abundantă cantitativ și ca număr de specii față de celelalte profile sarmațiene studiate. Dominarea aparține clasei fine ($< 0,08$ mm) formată din grupa epidot + zoizit, uneori perfect idiomorfe și rare granule mari de minerale opace și granat incolor. În asociație apar tremolit, sillimanit și zircon granular uneori sub formă de incluziuni în muscovit. De asemenea mai apar turmalină brună și gălbui, rutul galben și roșu.

În concluzie, depozitele sarmațiene studiate se caracterizează prin sărăcia fracției grele, prin numărul redus de specii minerale, prin dominarea granatului incolor și prin participările constante ale grupei epidot-zoizit.

C) Depozitele pliocene. Unul dintre cele mai clare profile cercetate în formațiunea pliocenă se găsește pe teritoriul comunei Forotic, pe malul drept al pârâului Tilvei affluent al văii Nărăștiei (fig. 5, proba 12 a,b,c).

În bază apar nisipuri fine micaferă, feruginoase, slab fosilifere deasupra cărora urmează o zonă de cca 0,4 m grosime bogată în congerii mari, peste care repauzează nisipuri slab fosilifere. La partea superioară apar marno-argile nisipoase, cenușiu-albicioase, stratificate, cu concrețiuni

Fig. 5 (proba 12). — Depozite pliocene de pârâul Tilvei.



a, nisip feruginos (6–7 m grosime); zonă fosiliferă cu congerii mari (0,4 m grosime); b, nisip slab fosilifer; c, marno-argile cu concrețiuni calcaroase (1,0 m grosime). (échantillon 12). — Dépôts pliocènes du ruisseau

Tilvei.

a, sable ferrugineux (6 ou 7 m d'épaisseur); zones fossilifère à congères grandes (0,4 m d'épaisseur); b, sable faiblement fossilifère; c, marno-argiles à concrétiions calcaires (1,0 m d'épaisseur).

albe cretoase. În fracția grea domină net staurolitul, uneori de dimensiuni psamitice grosiere și minerale opace. Subordonat apar: epidot, turmalină brună, rutil, zircon, granați (incolor și almandin), sillimanit (granule prismatice și fibrolit).

La E de localitatea Cîrnecea, pe valea Nandrașului au fost colectate probe care provin din gresii cenușii intercalate între argile nisipoase (proba 14) cum și din nisipuri galbui-roșcate micacee (proba 15 a). În ambele probe fracția grea este abundantă cu numeroase specii minerale, iar alcătuirea lor diferă. Proba 15 a conține cantități mult mai mari de minerale opace, granat incolor, zoizit, hornblendă și tremolit, în timp ce roca argilo-nisipoasă o depășește categoric în epidot, biotit + clorit și rutil. O altă deosebire constă în aceea că prima conține disten și sillimanit care lipsesc în cea de a doua. Proba 15 a conține în schimb staurolit și zircon și nu conține disten și sillimanit. Roca grezoasă posedă o cantitate foarte mare de muscovit. Pe fondul de muscovit se mai remarcă cantități ridicate de epidot și zoizit cu habitus idiomorf cum și rutilul (galben și nigrin), zircon, turmalină brună, granule mari de hornblendă verde și granat incolor. În roca argilo-nisipoasă, pe fondul preponderent epidotic, apar fragmente mari de granat incolor, biotit și staurolit.

La marginea de NW a localității Surducul Mare se găsește o carieră în care se exploatează nisipuri fin micacee de culoare albă, pigmentate uneori cu pete răzlețe de oxizi de mangan, iar altele cu zone stratificate de oxizi ferici care la partea inferioară produc local concrețiuni dure, prin cimentarea diagenetică a nisipului (proba 9 a). La partea superioară apare

un orizont de pietrișuri cuarțoase grosiere, cu lentile de nisipuri. Această succesiune prezintă o fracție grea bogată, în care predominarea aparține mineralelor opace și staurolitului și cu totul subordonat apar: sillimanit, epidot-zoizit, tremolit și disten.

Pe Valea Mare, în imprejurimile localităților Ticvanul Mare și Ticvanul Mic, apar argile nestratificate cenușiu-gălbui. Deși depozitul este preponderent pelitic, mineralele fracției grele au dimensiuni pînă la psamitice grosiere (peste 0,68 mm) și constituie o fracție bogată atât sub raport cantitativ cât și al numărului mare de specii minerale, heterogranulare. Granatul incolor, împreună cu mineralele opace, staurolitul și epidotul constituie fondul dominant al fracției grele. Sillimanitul, grupa epidot-zoizit, turmalina brună, zirconul, zoizitul+clinozoizitul, hornblendă verde și tremolitul apar subordonate cantitativ; sporadic apar: turmalina gălbuiie și distenul.

Din regiunea localității Ticvanul Mic au fost studiate nisipurile mai mult sau mai puțin feruginoase într-un număr ridicat de probe (8) analoge și ca poziție stratigrafică și ca aspect macroscopic (probele 25, 26, 27, 28, 30, 32, 35 a,b). Examinarea curbei de repartiție (fig. 6) ne furnizează imaginea heterogeneității speciilor minerale și o distribuție cantitativă capricioasă. Cu excepția epidotului și a mineralelor opace care fie că predomină, fie că apar în cantități echivalente, celelalte minerale prezintă variații procentuale mari. Sub raportul numărului de specii minerale se constată că trei probe (25, 32, 35 a) prezintă numărul cel mai mic dintre toate probele pliocene cercetate, în timp ce celelalte probe sunt abundente (14—15 specii minerale).

Examinarea comparativă a mineralelor grele din probele pliocene studiate ne conduce la următoarele concluzii: 1, mineralele opace variază foarte mult cantitativ. Partial ele provin din opacitizarea hornblendelor, în rest reprezentate prin granule de magnetit, ilmenit sau goethit ușor transparente (proba 35 b). 2, Granatul incolor apare destul de constant și variază structural de la așchii colțuroase pînă la idiomorf. Almandinul este subordonat. 3, Participarea staurolitului este capricioasă. Domina net doar într-o singură probă (proba 35 a), alături de cantitățile reduse de disten și sillimanit. 4, Biotitul, mai mult sau mai puțin eloritizat, apare în toate probele, dar participarea procentuală nu este concludentă. 5, Grupa epidot + zoizit (\pm clinozoizit) apare pretutindeni cu o participare în general ridicată cu excepția probei 35 a în care lipsește zoizitul și clinozoizitul. 6, Hornblendă verde participă la alcătuirea fracției grele în toate probele, însotită adeseori de tremolit și mai rar de varietatea brună sau albastră (sodică). 7, Conținuturi cu totul subordonate prezintă:

turmalina brună, zirconul, rutilul (în varietățile galben, roșu și nigrin, în unele probe dispărind total). 8, Sporadic apar: corindon și anataz (proba 30). 9, Parageneza corelativă de minerale grele pentru întreaga succesiune de depozite pliocene este furnizată de mineralele de origine cristalofiliană în facies epi-mezozonal și poate de rocile metamorfice de contact ale banatitelor, cu un număr apreciabil de specii minerale.

Considerații privind distribuția mineralelor grele în depozitele neogene din bazinul Oravița

În lumina datelor expuse pînă acum și din examinarea graficului de distribuție (fig. 6), facem următoarele considerații de ordin general și comparative privind mineralele grele din depozitele bazinului neogen dintre Oravița și Surducul Mare.

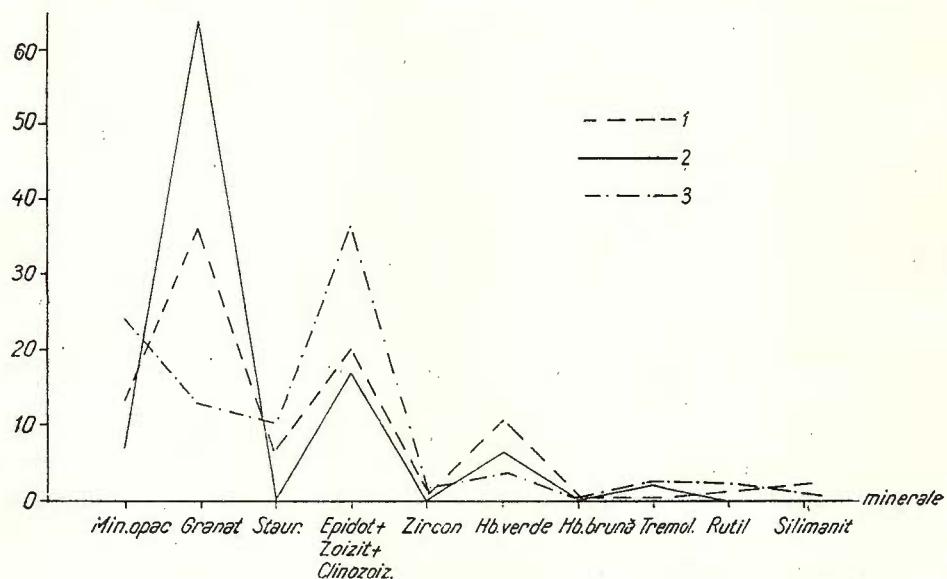


Fig. 6. — Comparație procentuală între conținuturile în minerale grele din depozitele neogene din regiunea Oravița.

1. Tortonien; 2. Sarmatiän; 3. Pliocen.

Comparaison en pour-cent entre les teneurs en minéraux lourds des dépôts néogènes de la région Oravița

1. Tortonién; 2. Sarmatién; 3. Pliocène.

În variația cantitativă și calitativă (numărul de specii minerale) a fracției grele din materialul detritic se constată următoarea situație: cea mai săracă fracție grea o prezintă depozitele sarmatiene, crește în cele tortoniene pentru ca să devină bogată în depozitele pliocene.

1. *Depozitele tortoniene* pot fi împărțite în două grupe :

a) Tipul *vestic* de pe insula Vîrșeț-Vărădia, caracterizat prin faciesul conglomeratic nisipos. Acest tip prezintă următoarele caracteristici mineralogice : fracție grea heterogenă, cu predominări chiar în interiorul aceluiași profil, cînd a almandinului, cînd a grupei epidot-zoizit (\pm clinozoizit), cînd a staurolitului. Mineralele opace sunt abundente.

b) Tipul *estic* reprezentat atât prin faciesul conglomeratic nisipos cît și prin faciesul calcaros, pe limita cu fundamentul carpatic. Pentru acest tip constituția mineralologică a fracției grele este caracterizată prin dominarea categorică a granatului incolor, urmat de grupa epidot + zoizit și în subsidiar de mineralele opace.

2. *Depozitele sarmațiene* în ansamblul lor pot fi derivate, sub raportul fracției grele, din depozitele tortoniene prin scăderea numărului de specii minerale. Parageneza corelativă este constituită din : granat incolor și grupe epidot-zoizit (\pm clinozoizit).

3. *Depozitele pliocene* se caracterizează printr-o mare abundență cantitativă și calitativă a fracției grele. Predominarea aparține, în majoritatea cazurilor, grupei epidot + zoizit și minerale opace, mai rar, staurolitului sau granatului incolor. Caracteristica o constituie fondul alcătuit din grupa epidot-zoizit cărora li se adaugă almandin, minerale opace și hornblendă verde.

Pe baza datelor obținute din compararea celor trei formațiuni a fost întocmit alăturatul tabel.

TABEL

Formațiuni	Parageneze comune	Parageneze specifice	Variată conținutului fracției grele
Pliocen		Fracția grea bogată cu grupa : rutil, turmalină, zircon \pm staurolit	Domină epidot și minerale opace, mai rar domină staurolit și granatul incolor
Sarmațian	Epidot-Granat-Hornblendă verde (\pm brună)	Fracția grea săracă fără grupa : rutil, turmalină, zircon \pm staurolit	Domină granatul incolor și epidotul
Tortonian	Faciesul vestic	Fracția grea bogată cu grupa : rutil, turmalină, zircon \pm staurolit	Mineralul dominant variază : epidot, staurolit almandin
	Faciesul estic		Domină granatul incolor și epidotul

Pentru depozitele neogene din bazinul sedimentar neogen Oravița putem conchide că avem de-a face cu o singură provincie petrologică sedimentară caracterizată prin proveniența cristalofiliană și de contact a mineralelor grele, cu parageneza formată din grupa : epidot, granat, hornblendă verde (\pm brună) căreia i se adaugă subordonat : rutil, turmalină, zircon \pm staurolit.

Concluzii

Potrivit datelor expuse pînă acum, mineralele grele din formațiunea neogenă a bazinului Oravița se caracterizează prin prezența grupei epidot-granat-hornblendă, care este generală la toate formațiunile, cu următoarele adăosuri specifice :

În Tortonian și Pliocen se constată că fracția grea este bogată în specii minerale, adăugîndu-se grupe rutil-turmalină-zircon \pm staurolit. Pentru Tortonianul de tip estic se constată dominarea granatului incolor și a epidotului (\pm clinozoizit). În Tortonianul de tip vestic, mineralul dominant variază : epidot-almandin-staurolit, iar în Pliocen de obicei epidotul și mineralele opace, mai rar granatul și staurolitul.

Sarmațianul se caracterizează prin penuria de forme (fracție grea săracă) fără grupa rutil-turmalină-zircon (\pm staurolit) cu dominarea granatului incolor și a grupei epidot-zoizit, specifică întregului Neogen.

Proveniența mineralelor este legată de cristalinul domeniului getic și al masivului Locvei, ca și de rocile metamorfice de la contactul dintre banatite și calcarele mezozoice. Datorită faptului că sursa este comună, apare justificată conturarea unei singure provincii sedimentare care se caracterizează prin parageneza : epidot-granat-hornblendă (verde sau brună).

După apoturile destul de substanțiale de la nivelul Tortonianului se constată o micșorare cantitativă și calitativă în Sarmațian care se datoră probabil unor cauze curentologice sau ariei distributive, pentru că la nivelul Pliocenului să apară o adevărată explozie în cantitatea fracției grele și mai ales în numărul de specii minerale. Această mărire de la nivelul Pliocenului poate avea două cauze :

Ridicarea uscatului în ultima fază a orogenezei alpine a furnizat o suprafață mare și variată acțiunii alterării și transportului cum și o sedimentare rapidă.

La nivelul formațiunilor tortoniene și sarmațiene, acțiunea diagenetică a soluțiilor interstitionale a persistat o perioadă mai îndelungată și în acest mod a îndepărtat o seamă de minerale metastabile.



Marea cantitate de granați, staurolit și subordonat rutilul, turmalina, zirconul, distenul, sillimanitul se leagă în primul rînd de domeniul șisturilor cristaline, în timp ce epidotul și zoizitul, mai ales formele mari și idiomorfe, trebuie corelate cu formațiunile de contact dintre calcarele mezozoice cu banatite. Codarcea (1930) citează din aceste zone, granatite și epidotite (de la Ocna de Fier). Hornblenda verde derivă în primul rînd din amfibolite; împreună cu o parte din zoizit, poate proveni din amfibolitele cu zoizit (pînă la 25%), din seria cristalofiliană citată de Codarcea (1930) cum și din șisturile epidoto-amfibolice din masivul Locvei. Granulele mari de turmalină pot proveni eventual din rocile pegmatitice ale domeniului getic.

BIBLIOGRAFIE

- Ciuieva N. M. (1950) Mineralogiceskii analiz šlihov i rudnih konzentratov. Gosgeolizdat, Moscova.
- Codarcea A.I. (1930) Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri de la Ocna de Fier (Banat). Minele Reichenstein. D.S. Inst. Geol. Rom. XII, București.
- (1930) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (jud. Caraș-Banat). An. Inst. Geol. Rom. XV, București.
 - Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstaseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților meridionali dintre Dunăre și Olt. Ghidul Excursiilor. C. Carpații meridionali Congr. V Asoc. Geol. Carp.-Balc. București.
 - Pommerech. (1961) Sur l'origine des minéraux lourds des sables de l'Eocène supérieur du bassin de Paris. C.R. des Seances de l'Academie de Sciences. 253, Paris.
 - (1961) Existence de deux provinces pétrographiques dans le bassin de Paris, à l'Albien et en Cénomanien. C.R. Sommaire S. de la Soc. Géol. de France. 10, Paris.

ÉTUDE DES MINÉRAUX LOURDS DES DÉPÔTS NÉOGÈNES DU BASSIN ORAVITA

(Résumé)

Les études des minéraux lourds des formations néogènes de la partie occidentale de la R. S. de Roumanie portent aussi sur le bassin néogène Oravița, situé dans la partie centrale du Banat, qui représente un golfe du bassin pannnonien où l'on reconnaît des dépôts d'âge tortonien, sarmatien et pliocène. Le soubassement de cette région est constitué de schistes cristallophylliens épi- ou mésométamorphiques, appartenant au



domaine géétique des Carpates Méridionales, de dépôts permo-carbonifères et mésozoïques, ainsi que de roches intrusives banatitiques (Crétacé supérieur-Paléogène) à auréoles de contact et à gisements de fer du type Dognecea-Ocna de Fier. Le cristallin Virșet-Vărădia formait une île et les bords oriental et méridional étaient constitués par le cristallin de Locva (faciès des schistes verts et subsidiairement faciès albite-épidote-amphibolitique).

Les dépôts tortoniens présentent deux faciès synchrones appartenant (selon les déterminations micropaléontologiques — Bratu) au Tortonien moyen: un faciès oriental détritique et un faciès occidental argileux-calcaieux à sables et à graviers à la partie supérieure. La formation sarmatienne, à caractère détritique à la partie inférieure, passe à la partie supérieure à des graviers et des sables fossilifères. L'horizon supérieur a un caractère argileux-lumachellique.

Le Pliocène d'eau douce, est constitué de formations argileuses-détritiques et fossilifères.

L'étude de la fraction lourde de ces formations a indiqué des caractéristiques pour chaque formation (Tortonien en faciès oriental, Tortonien en faciès occidental, Sarmatién et Pliocène).

Le groupe épidote-grenat-hornblende (verte \pm brune) se trouve dans toutes les formations.

On constate pour le Tortonien et le Pliocène que la fraction lourde est riche en espèces minérales où s'ajoute le groupe : rutile, tourmaline, zircon \pm staurotide. Pour le Tortonien oriental on constate la prédominance du grenat incolore et de l'épidote (\pm clinzoisite). Dans le Tortonien oriental, le minéral dominant varie entre épidote, almandin et staurotide. Dans le Pliocène domine d'habitude l'épidote et les minéraux opaques, parfois le grenat et le staurotide. Le Sarmatién est caractérisé par la pénurie des formes dépourvu de rutile, tourmaline, zircon (\pm staurotide) avec la prédominance du grenat incolore et de l'épidote \pm zoïsite, spécifique pour toute la formation néogène.

Les minéraux sont issus du cristallin géétique et de Locva, ainsi que des roches métamorphiques du contact des banatites et des calcaires mésozoïques.

La source commune justifie une province pétrographique sédimentaire, caractérisée par l'association épidote-grenat-hornblende (verte \pm brune). Le Sarmatién est beaucoup plus pauvre en minéraux lourds que le Tortonien. Au niveau du Pliocène on assiste à une véritable explosion quantitative et qualitative des minéraux lourds.



Ces données mènent à la conclusion que la grande quantité des minéraux lourds au niveau du Pliocène peut être corrélée à deux constatations :

- a) le soulèvement de l'orogène carpatique, créant une vaste et variée province distributive;
- b) l'action diagénétique des solutions interstitielles qui ont persistées plus longtemps au niveau des formations tortoniennes et sarmatiennes, détruisant les minéraux métastables.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fréquence des minéraux lourds dans les dépôts détritiques néogènes de la région Oravița.

1, minéraux opaques ; 2, grenat incolore ; 3, almandin ; 4, staurotide ; 5, épidoite ; 6, zoïsite + clinozoïsite ; 7, zircon ; 8, hornblende verte ; 9, hornblende brune ; 10, rutile ; 11, sillimanite ; 12, grenat rouge ; 13, trémolite.

Planche II

Carte géologique avec les points d'où on a prélevé les échantillons pour l'étude des minéraux lourds du périmètre Oravița, Greoni, Vărădia, Surducu Mare (limites géologiques selon O. Iliescu, Gr. Alexandrescu, Ecaterina Alexandrescu, Elena Mateescu).

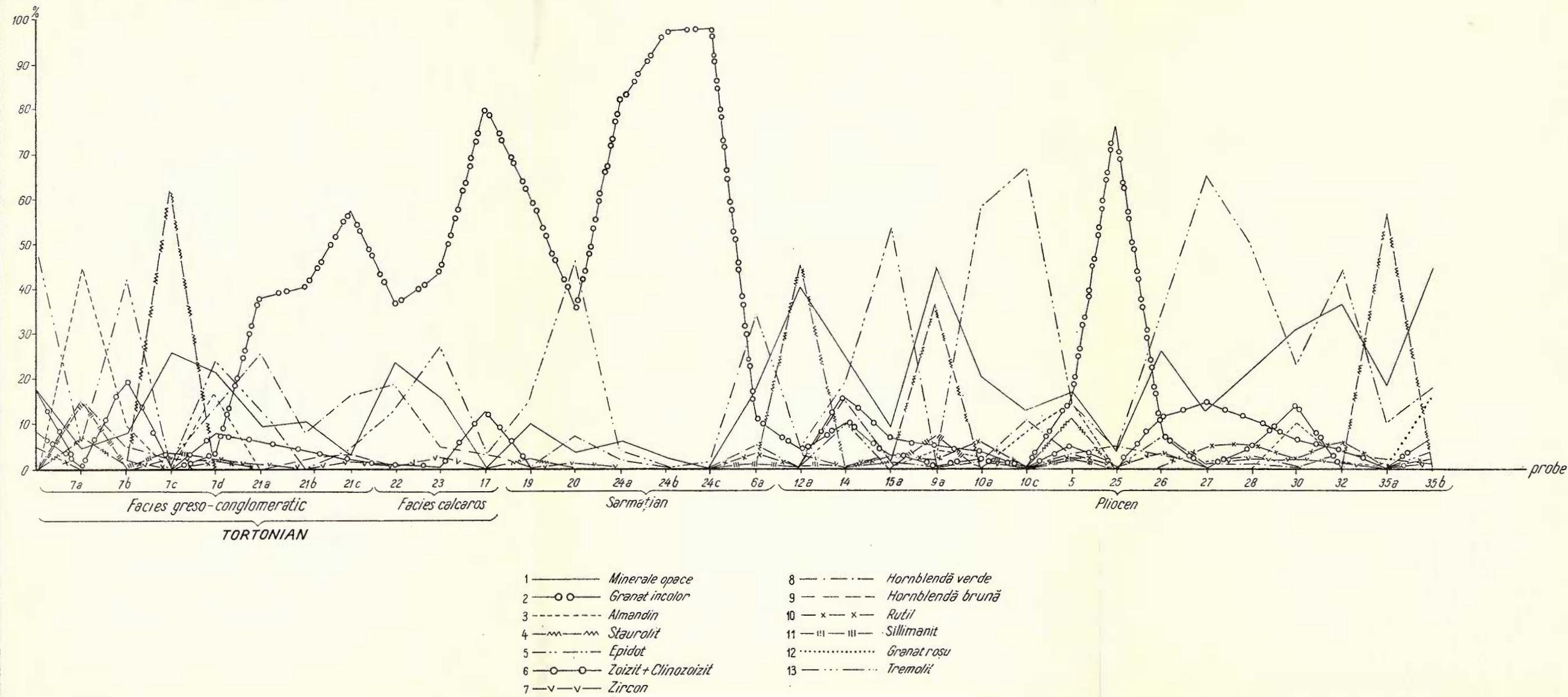
1, Quaternaire ; 2, Pontien (+ Dacien?) ; 3, Sarmatien ; 4, Tortonien ; 5, calcaires mésozoïques ; 6, éruptif-bananites ; 7, schistes cristallins ; 8, endroit du prélèvement des échantillons pour les minéraux lourds ; 9, ligne de chevauchement.





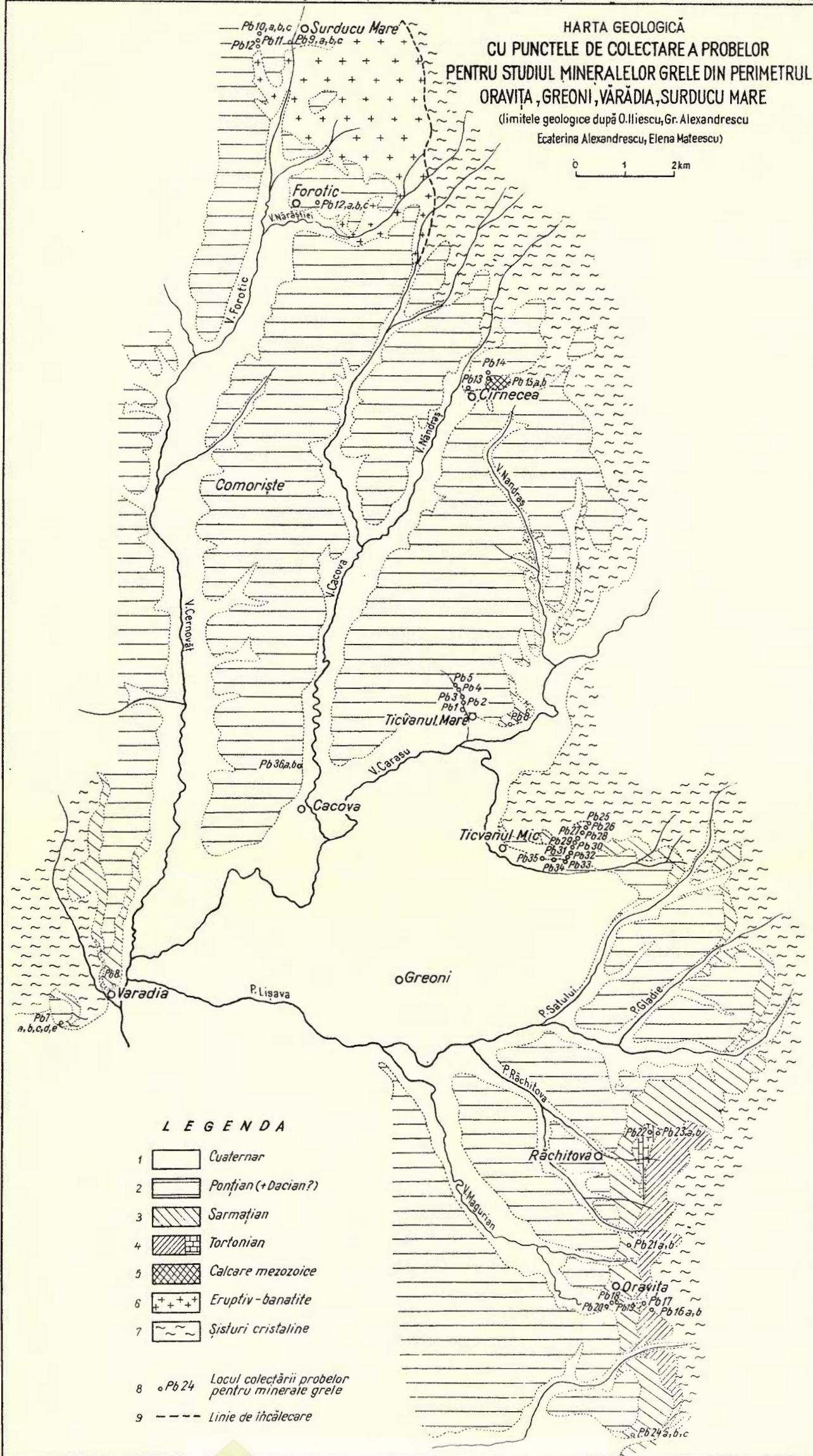
Institutul Geologic al României

FRECVENȚA MINERALELOR GRELE ÎN DEPOZITELE DETRITICE NEOGENE DIN REGIUNEA ORAVIȚA



**HARTA GEOLOGICĂ
CU PUNCTELE DE COLECTARE A PROBELOR
PENTRU STUDIU MINERALELOR GRELE DIN PERIMETRUL
ORAVITA, GREONI, VÂRĂDIA, SURDUCU MARE**
(limitele geologice după O.Hănescu, Gr. Alexandrescu
Ecaterina Alexandrescu, Elena Mateescu)

0 1 2 km



Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

CONTRIBUȚII PRIVIND RĂSPÎNDIREA ELEMENTELOR RADIOACTIVE ÎN ȘISTURILE CRISTALINE DIN MASIVUL FĂGĂRĂȘ¹

DE
MARIOARA-MIA LEMNE²

Abstract

Contributions to the Widespread of Radioactive Elements within the Crystalline Schists in the Făgăraș Massif. This paper comprises data resulting from determination of contents of uranium, thorium and potassium by means of gamma spectrometry for a number of 54 samples collected from crystalline formations in the Făgăraș Massif. The material has been grouped by families: eyed gneisses, plagioclase paragneisses, micaschists and amphibolic schists. It has been stated that the total radioactivity, the content in thorium and in potassium increase starting from amphibolic schists to eyed gneisses. It is presumed that the surplus of thorium and potassium in the eyed gneisses is due to a supply of material in the migmatic gneisses.

1. Observații generale

Progresul realizat în geochemie în ultima perioadă se datorează în bună parte nenumăratelor posibilități oferite de tehnica cea mai recentă, posibilități care pun la îndemâna acestei discipline un număr important de rezultate, date, analize.

Radiometria, prin specificul său, prin analizele rapide și puțin costisoare, poate oferi un volum impresionant de date care să completeze tabloul general al rezultatelor geochemice existente.

Obiectul lucrării de față îl constituie răspândirea elementelor radioactive U, Th și K în șisturile cristaline din versantul sudic al masivului Făgăraș.

Cu această lucrare se încearcă a se pune bazele unui studiu mai amplu privind răspândirea elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Meridionali.

¹ Comunicare în ședința din 1 martie 1968.

² Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Studii radiometrice de laborator pe material provenit din formațiuni cristalofiliene sunt foarte puține. Explicația este dată de istoria complexă a acestor formațiuni care creează dificultăți în sistematizarea rezultatelor și în stabilirea unor concluzii corecte. Din această cauză există astăzi în literatură nenumărate lucrări privind geochemia uraniului și thoriului în roci magmatice, puține pentru roci sedimentare și foarte puține pentru șisturile cristaline.

În țară s-au ocupat cu studii radiometrice de teren și laborator pe formațiuni cristalofiliene colectivul Ianovici, Pitulea, Lemne (Ianovici et al., 1967).

Materialul analizat în lucrarea de față a fost colectat de-a lungul văilor principale care străbat masivul Făgăraș, versantul sudic: valea Doamnei, valea Vilsanului, valea Argeșului și valea Topologului. Punctele de colectare sunt marcate în figura 1 care cuprinde și principalele informații pentru încadrarea lor în geologia regiunii.

În perimetru din care au fost colectate probele, șisturile cristaline apar în două zone inegale ca suprafață, separate de bazinul sedimentar al Loviștei. Datele existente în prezent arată că aceste șisturi s-au format în condițiile unui metamorfism de tip mezozonal și aparțin unei singure serii cristaline.

Dacă luăm în considerare faptul că formațiunile cristaline din masivul Făgăraș se împart în trei zone: zona migmatică, zona ectinitelor și zona ectinitelor diaftorizate (Arion et al., 1965)³, materialul analizat provine numai din primele zone și cu totul sporadic din zona ectinitelor diaftorizate. Din zona complexului migmatic au fost colectate atât probe specifice zonei migmatice — din complexul de gnais oculare, cât și probe specifice zonei ectinitelor. Acceptând că geneza și compoziția mineralologică a tuturor gnaiselor migmatice este aceeași, în lucrarea de față nu s-au mai făcut grupări pe diferite varietăți structurale și texturale (gnais oculare, lenticulare, rubanate etc.), urmând ca în viitor să se urmărească distribuția uraniului și thoriului și în funcție de aspectele textural-structurale.

Din zona ectinitelor, zonă în care colectivul Arion cuprinde toate rocile formate în cadrul unui metamorfism mezozonal fără aport de substanță, au fost colectate paragnaise biotitice, paragnaise cu două mice, micașisturi cu două mice, micașisturi faneroblastice cu granat, cu stau-

³ M. Arion, Gh. Popa, N. Ceaușu, V. Ignat, Domnița Ignat, Al. Andrei, V. Teodoreanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase și elemente rare și disperse în regiunea Izvorul Argeșului-R. Vilsan. 1965, Arh. Com. Stat. Geol. București.

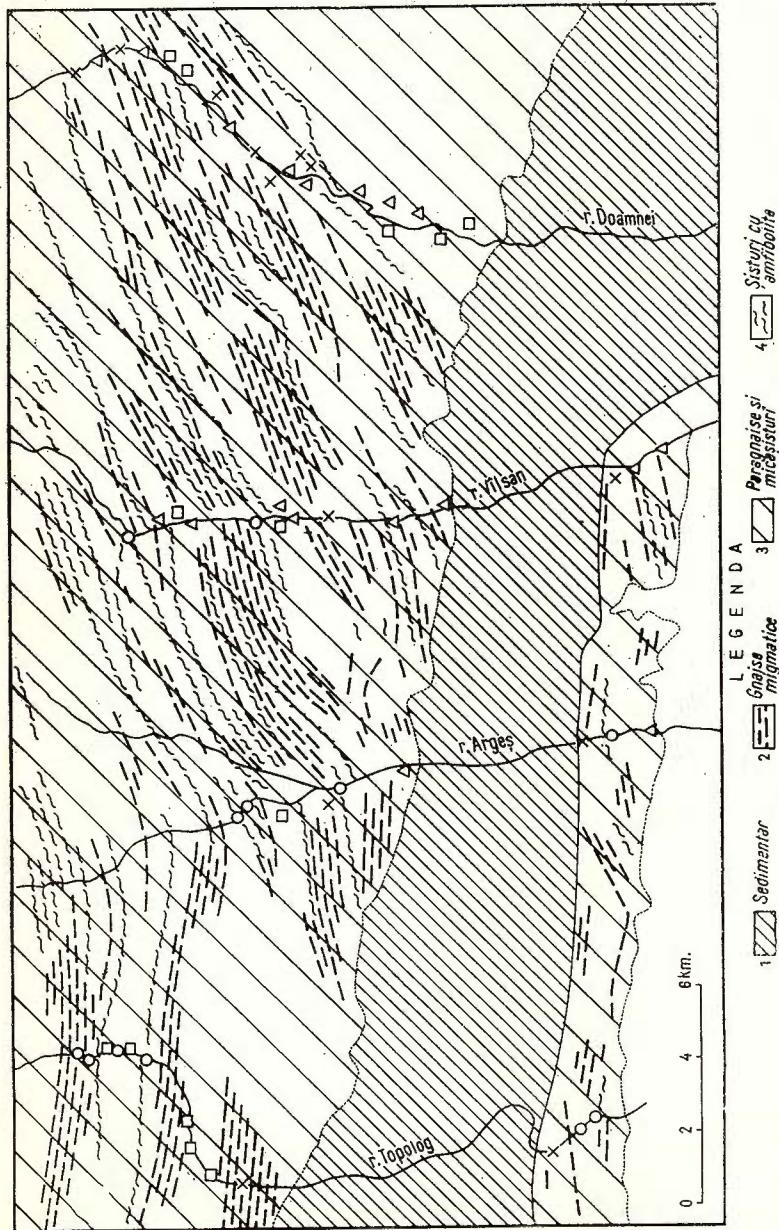


Fig. 1. — Regiunile din care au fost recoltate probele analizate. (Geologia după Harta geologică 1 : 200.000 a Institutului geologic).

1, sedimentar; 2, gneiss migmatitic; 3, paragneiss și micaschisturi; 4, slăuri cu amfibolite; 5, gneiss oculară; 6, amfibolite; 7, paragneiss; 8, micaschisturi.
Régions d'où on a recueilli les échantillons analysés. (selon la Carte géologique au 1:200.000e de l'Institut Géologique).
1, Sédimentaire ; 2, gneiss migmatitique ; 3, paragneiss et micaschistes ; 4, schistes à amfibolites ; 5, gneiss œillets ; 6, amphibolites ; 7, paragneiss ; 8, micaschistes.

rolit, cu disten, amfibolite, gnaisse amfibolice și sisturi amfibolice. Nici la acest material nu s-a pus problema colectării de aşa manieră încit să se detalieze răspândirea uraniului și thoriului pe toate aceste variații tipuri. S-a urmărit deocamdată răspândirea acestor elemente pe grupe mai mari, în care criteriul de selecționare îl constituie compoziția medie — mineralologică — esențială.

2. Metodica

Dozarea elementelor radioactive uraniu, thoriu și potasiu s-a efectuat prin spectrometrie gamma. Pentru executarea dozărilor s-a folosit unul din cele mai moderne mijloace — selectorul de amplitudini cu 400 canale.

Acesta oferă condiții de ridicare a spectrelor gamma de mare detaliu, putîndu-se separa nuclizi gamma emițători diferențiați numai printr-o energie de 4—5 kev.

Energiile cu care s-au identificat elementele uraniu, thoriu și potasiu au fost următoarele : uraniu 0,092 Mev, thoriu 0,240 Mev și potasiu 1,46 Mev, iar lărgimea canalului 8,26 kev.

Verificarea echilibrului radioactiv al probelor analizate s-a efectuat pe baza picurilor fotoelectrice ale RaB — 0,24 Mev și RaC — 0,609 Mev. Toate probele analizate în lucrarea de față sint probe în echilibru radioactiv și aceasta se datorește colectării de probe proaspete, evitîndu-se zonele de fracturi, fisuri, alterări. Determinările au fost făcute pe probe medii de 2-3 kg.

Precizia rezultatelor s-a stabilit cu ajutorul unui număr mare de determinări pe standarde preparate în laborator.

În tabelul 1 pot fi urmărite rezultatele obținute pe etaloanele mixte de U, Th și K.

TABELUL 1

Etalon I	Nr.crt.	Uppm	Thppm	K %	Etalon II	Uppm	Thppm	K %
U 5 ppm	1	4,6	30	5,4	U 10 ppm	10,7	9,2	5,6
Th30 ppm	2	4,8	29,5	5,5	Th 10 ppm	11	9,5	5,5
K 5,65 %	3	5,1	31	5,5	K 5,65 %	10,5	10	5,6
	4	4,8	29	5,6		9,8	10,2	5,6
	5	4,6	30	5,5		10,8	10,9	5,5
	6	4,4	29	5,6		11,2	9,9	5,6
	7	4,7	30	5,6		9,9	9,8	5,5
	8	4,8	31	5,5		10,6	10,8	5,4
	9	4,8	30	5,4		10,2	10,4	5,6
medie	10	4,6	30,5	5,5		9,7	9,8	5,6
		$4,72 \pm 0,06$	$30 \pm 0,22$	$5,51 \pm 0,02$		$10,44 \pm 0,6$	$10,05 \pm 0,17$	$5,55 \pm 0,20$



3. Rezultate radiometrice

Rezultatele radiometrice obținute pe 54 de probe, sănt prezentate în tabelul 2 ; pe lîngă conținuturile în U, Th și K el conține și valorile raportului Th/U și ale radioactivității totale. Radioactivitatea totală este exprimată în suma de impulsuri uraniu și thoriu, pe canalul 9 (corespunzător energiei 0,092 Mev) pentru 100 grame probă și 30 minute timp de măsură.

Rezultatele sănt grupate pe tipurile de probe analizate: gnais oculare, gnais cu plagioclaz și gnais cu microclin, micașisturi și gnais amfibolice, sisturi amfibolice și amfibolite. În grupa gnaiselor oculare au fost cuprinse probele caracterizate prin prezența ochiurilor de microclin de dimensiuni variabile. În compoziția mineralogică a acestor probe, alături de microclin apare cuarțul, plagioclazul acid, biotitul, muscovitul și minerale accesoria : zircon, apatit, sfen.

În grupa gnaiselor cu plagioclaz au fost cuprinse paragnaise plagioclazice cu două mice sau numai biotit ± granat. Biotitul apare uneori cloritizat. Ca minerale accesoria în compoziția acestor paragnaise s-au întîlnit zirconul, sfenul, apatitul, epidotul. În cîteva din aceste paragnaise se întâlnește și microclinul în granule mărunte, răspândite neuniform în masa rocii. Acestea s-au subgrupat ca paragnaise cu microclin. Ele se întâlnesc sporadic și, după cum s-a arătat, sănt caracterizate prin așezarea neregulată a granulelor de microclin, care nu arată o tendință de dezvoltare porfiroblastică. În aceste roci apare nelipsit și muscovitul în cantități relativ reduse.

Grupa micașisturilor cuprinde roci faneroblastice alcătuite din cuarț, muscovit, biotit, deseori almandin, cîteodată staurolit sau disten.

Grupa gnaiselor amfibolice, a sisturilor amfibolice și amfibolitelor, cuprinde roci caracterizate prin prezența amfibolului în cantități apreciabile, crescînd de la gnais la amfibolite. În gnaisele amfibolice apare și granat, clinozoit, epidot, iar în unele sisturi amfibolice, biotit.

Analizînd datele de radioactivitate totală din tabelul 2 se observă o creștere a valorilor de la grupa gnaiselor amfibolice, sisturilor amfibolice și amfibolitelor, la micașisturi, paragnaise și gnais oculare. Aceeași variație a radioactivității totale, a fost obținută prin măsurători radiometrice de teren, efectuate de Pitulea (Ariion et al., 1965)⁴.

Diferențierea radioactivității totale pe grupele analizate se datorește de fapt thoriului care variază în același sens cu radioactivitatea totală, în timp ce uraniul este neuniform repartizat în toate tipurile de roci studiate în afara micașisturilor. Explicația variabilității uraniului în

⁴ Op. cit. pct. 3

TABELUL 2

Nr. crt.	Locul colecării-valea	Descrierea grupei	Uppm	Thppm	Th/U	K %	Rad. tot. imp./30 min.
1	Vilsan	Gnaise oculare — gnaise cu ochiuri de microclin	6,1	25,4	4,1	4,2	366
2	Vilsan		3,0	25,7	8,5	3,8	305
3	Argeș	dimensiuni variabile +	5,5	21,0	3,8	3,8	315
4	Argeș	cuarț, plagioclaz acid,	7	37	5,3	3,7	468
5	Doamnei	biotit, muscovit și	3,8	26,8	7,0	4,0	330
6	Doamnei	minerale accesori:	7,8	27,5	3,5	3,7	405
7	Doamnei	zircon, apatit, sfen.	4,0	21,5	5,3	3,6	284
8	Doamnei		3,7	17,5	4,7	4,1	247
9	Doamnei		0,59	23,0	≈40	3,9	227
10	Doamnei		1,0	20,4	≈20	4,9	198
11	Doamnei		1,2	19,0	15	5,4	224
12	Topolog		2,5	25,6	10	4,5	296
13	Topolog		0,2	33,5	mare	5,7	218
14	Vilsan	Paragnaise plagioclazice	3,7	8,5	2,1	2,2	123
15	Vilsan	cu două mici sau numai	0,7	6,7	9,6	1,6	90
16	Vilsan	biotit ± granat. Biotitul apare uneori cloritizat.	2,2	7,7	3,5	1,9	80
17	Vilsan	Minerale accesoria: zircon, sfen, apatit, epidot.	4,0	11,0	2,7	3,7	200
18	Vilsan		1,8	13,7	7,6	3,0	189
19	Doamnei		2,4	13,0	5,4	202	
20	Doamnei		6,0	12,1	2,0	0,5	
21	Doamnei		1,1	11,4	10	4,1	168
22	Doamnei		4,0	14,3	3,6	3,0	230
23	Doamnei		5,5	11,3	2,0	3,2	226
24	Doamnei		3,2	15,2	4,8	4,5	222
25	Doamnei		3,6	16,8	4,6	3,7	189
26	Topolog		1,9	18,1	9,5	5,0	253
27	Vilsan	Paragnaise cu microclin și plagioclaz puțin. Microclin în granule neregulate răspândite fără tendință porfiroblastică. Muscovit în cantități reduse.	6,4	13,4	2,1	1,6	234
28	Vilsan		2,9	12,2	4,2	3,1	184
29	Vilsan		0,1	13,0	130	3,0	72
30	Argeș		5,1	14,0	2,7	4,4	246
31	Vilsan	Roci faneroblastice alcătuite din cuarț, muscovit, biotit, deseoari almandin, citoedată staurolit sau disten.	4,8	15,0	3,1	3,1	252
32	Vilsan		3,7	13,1	3,6	3,5	243
33	Argeș		4,9	16,2	3,3	4,3	260
34	Doamnei		3,1	12,4	4,0	2,9	192
35	Doamnei		3,2	17,5	5,4	3,9	241
36	Doamnei		3,8	15,6	4,1	3,4	230
37	Doamnei		0,4	17,0	42	4,1	185
38	Topolog		4,2	15,7	3,7	4,7	265
39	Topolog		4,6	17,0	3,7	1,0	209
40	Topolog		5,1	13,0	2,5	2,8	244
41	Topolog		3,1	17,0	5,4	3,2	226
42	Topolog		3,1	11,6	3,7	3,0	175
43	Topolog		3,1	nu s-a determinat		4,4	308

TABELUL 2 (continuare)

Nr. crt.	Locul colec-tării-valea	Descrierea grupei	Uppm	Thppm	Th/U	K %	Rad. tot. imp./30 min.
44	Vilsan	Gnaise amfibolice, șisturi	0,7	6,4	9,1	0,8	29
45	Vilsan	amfibolice și amfiboli-te. În gnaisele amfi-	2,4	1,5	0,6	1,6	72
46	Argeș	bolice apare și grana-	0,56	0,18	0,3	0,3	25
47	Argeș	tul iar în unele șisturi	1,7	5,2	3,0	1,8	97
48	Argeș	biotitul.	0,2	2,0	10	0,5	26
49	Topolog		0,95	2,7	2,8	0	26
50	Topolog		2,0	3,7	1,8	1,9	83
51	Topolog		1,5	4,9	3,2	0,3	74
52	Topolog		0	4,7	∞	0,3	65
53	Topolog		0,5	2,1	4,2	0	32
54	Topolog		2,2	7,1	3,2	2,3	119

sînul aceleiași grupe și legat de aceasta, nediferențierea sa pe grupei prezентate este dată de faptul că uraniul hexavalent și compușii săi, sînt ușor solubili, ceea ce face ca mobilitatea lor să crească, și în procesul metamorfismului fixarea lui să fie neregulată.

Pentru o primă privire de ansamblu, s-a făcut o prelucrare statistică-matematică a datelor obținute pentru întreg materialul colectat pentru a se putea separa astfel grupările prezентate anterior. În acest scop s-a trasat curba de distribuție a thoriului (fig. 2). Această curbă sugerează

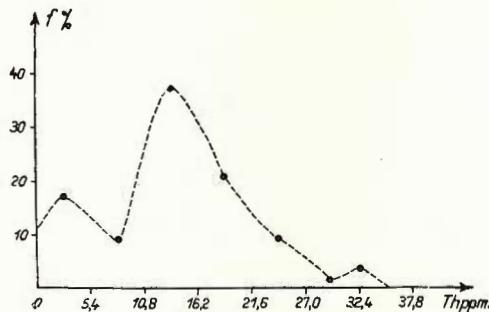


Fig. 2. — Curba de distribuție a thoriului obținută pe 54 probe de șisturi cristaline.
Courbe de distribution du thorium obtenu sur 54 échantillons de schistes cristallins.

rezărea existența a trei grupări în ceea ce privește conținutul de thoriu: o grupă cu conținutul de thoriu cuprins între 0 și 8 ppm, o grupă cu conținut mediu de 13,5 ppm Th și o grupă cu conținut mediu de 25 ppm Th.

Separarea în aceste grupe este pusă și mai bine în evidență prin construirea dreptei Henri (fig. 3), pentru conținutul de Th și reprezentarea norului de puncte corelative U-Th și K-Th (fig. 4, 5).

În aceste prelucrări statistice s-a considerat atât pentru thoriu cât și pentru potasiu o distribuție normală. Curbele de frecvență luate pe

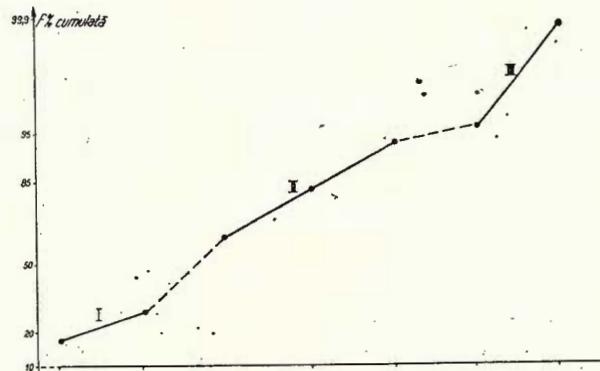


Fig. 3. — Dreapta Henri reprezentată cu datele concentrațiilor de thoriu pentru 54 probe de șisturi cristaline.
Droite Henri contenant les concentrations de thorium pour 54 échantillons de schistes cristallins.

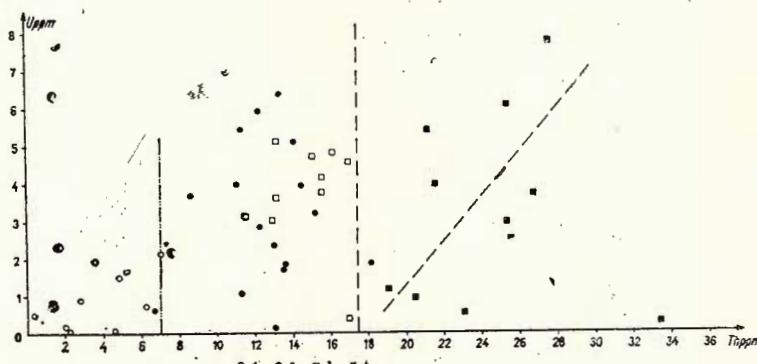


Fig. 4. — Norul corelativ U—Th pentru 54 probe de șisturi cristaline.
1, roci amfibolice; 2, paragnaise oligoclazice; 3, micașist; 4, gnaise oculară.
Corrélation U—Th pour 54 échantillons de schistes cristallins.
1, roches amphibolitiques; 2, paragneiss oligoclasiques; 3, micaschiste; 4, gneiss oeillé.

grupe de probe sugerează și mai bine această distribuție. Explicația distribuției normale este dată de faptul că atât thoriul cât și potasiul pot fi concentrate în mai multe minerale componente ale materialului studiat (de exemplu: thoriul poate fi găzduit în biotit, zircon, sfen etc.).

Împărțirea evidentă a materialului studiat atât din punct de vedere al compoziției mineralogice cît și din punct de vedere al rezultatelor radiometrice, în grupe, obligă la discutarea separată a acestora.

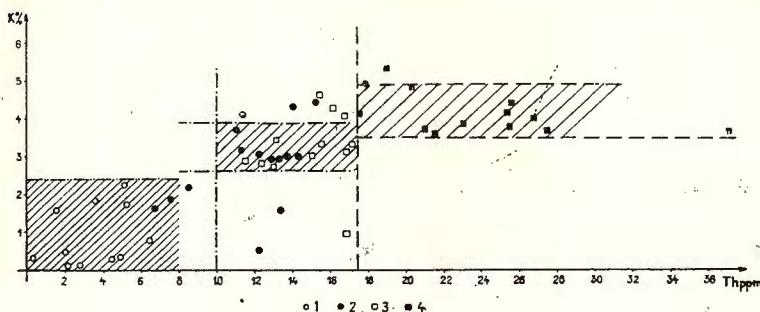


Fig. 5. — Norul corelativ K-Th pentru 54 probe de șisturi cristaline.

1, roci amfibolice; 2, paragneiss oligoclasice; 3, micașist; 4, gneiss oculare.

Corrélation K-Th pour 54 échantillons de schistes cristallins.

1, roches amphibolitiques; 2, paragneiss oligoclasiques; 3, micaschiste; 4, gneiss œillés.

3. 1. Distribuția elementelor radioactive în gnaisele oculare. Grupa gnaiselor oculare se caracterizează prin radioactivitate totală ridicată (300-400 imp./30 min./100 g) și prin conținut ridicat de thoriu (medie 25 ppm), în raport cu restul materialului studiat.

Comportarea thoriului în gnaisele oculare, față de cea a uraniului este diferită. În timp ce thoriul are domeniul de frecvență restrâns pe un interval de 8 ppm, 20-28 ppm, ceea ce reprezintă 29 % din valoarea maximă, uraniul are o variație largă de la 0,5 ppm, la 7,8 ppm, pe un interval de 7,3 ppm ceea ce reprezintă 93 % din valoarea maximă. Curba de distribuție a thoriului reprezentată în figura 6 a sugerează distribuția normală a acestui element și plasează maximul la un conținut de 27,1 ppm.

Conținutul în potasiu în gnaisele oculare este aproape constant. Curba de distribuție a potasiului (fig. 6 b) plasează maximul de frecvență la valoarea de 4,2 % K.

Dreptele Henri construite pentru frecvențele cumulate thoriu și potasiu ilustrează același lucru — existența unei singure clase, omogene din punct de vedere al conținutului în thoriu și potasiu (fig. 7 a, b).

Corelarea perechilor U-Th-K (fig. 4, 5) indică o oarecare dependență între conținutul în U și Th, sugerând o corelare directă în timp ce K rămîne constant pe întregul domeniu de variație al thoriului.

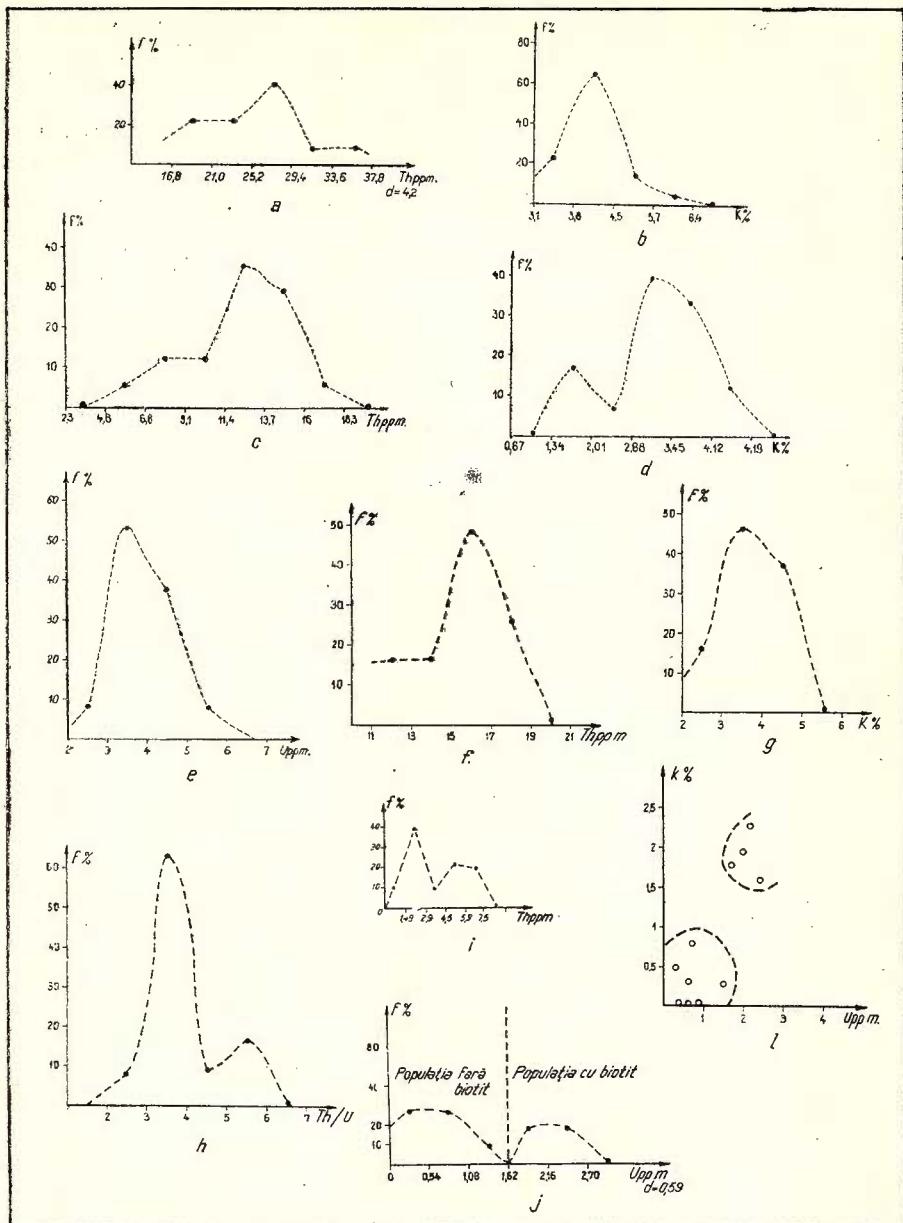


Fig. 6. — Curbe de frecvență a conținuturilor elementelor radioactive, pe tipuri de roci.
 a, curbă de frecvență a conținutului în thoriu în gneise oculare; b, curbă de frecvență a conținutului de potasiu în gneise oculare; c, curbă de frecvență a conținutului de thoriu în gneise cu plagioclaz; d, curbă de frecvență a conținutului de potasiu în gneisele cu plagioclaz; e, curbă de frecvență a conținutului de uraniu în micaschisturi; f, curbă de frecvență a conținutului de thoriu în micaschisturi; g, curbă de frecvență a conținutului de potasiu în micaschisturi; h, curbă de frecvență a raportului Th/U în micaschisturi; i, curbă de frecvență a conținutului în uraniu în roci amfibolice; j, curbă de frecvență a conținutului în uraniu în roci amfibolice; l, nor corelativ U—K pentru roci amfibolitice.

Courbes de fréquence des teneurs des éléments radio-actifs, sur types de roches.
 a, courbe de fréquence de la teneur en thorium des gneiss oeillés; b, courbe de fréquence de la teneur en potassium des gneiss oeillés; c, courbe de fréquence de la teneur en thorium des gneiss à plagioclase; d, courbe de fréquence de la teneur en potassium des gneiss à plagioclase; e, courbe de fréquence de la teneur en uranium des micaschistes; f, courbe de fréquence de la teneur en thorium des micaschistes; g, courbe de fréquence de la teneur en potassium des micaschistes; h, courbe de fréquence du rapport Th/U des micaschistes; i, courbe de fréquence de la teneur en thorium des roches amphibolitiques; j, courbe de fréquence de la teneur en uranium des roches amphibolitiques; l, corrélation U—K pour les roches amphibolitiques.

În figura 8 a este prezentat un spectru energetic gamma reprezentativ pentru gnaisele oculare. Spectrul pune în evidență prezența ambelor familii radioactive (U și Th) dar cu un pronunțat caracter al prezenței thoriului, demonstrând prezența prioritară a acestuia în comparație cu uraniul.

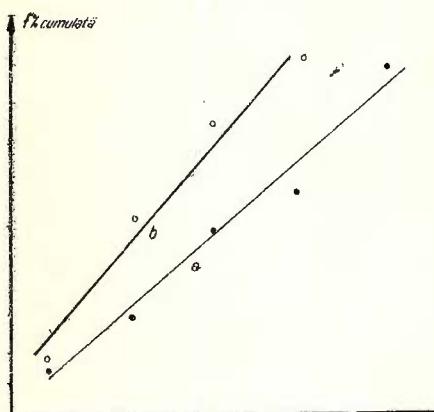


Fig. 7. — Dreptele Henri pentru conținutul în thoriu (a) și potasiu (b) în gnaisele oculare.
Droites Henri pour la teneur en thorium (a) et en potassium (b) des gneiss oeillets.

3.2. Distribuția elementelor radioactive în gnaisele cu plagioclaz. Grupa paragnaiselor plagioclazice se caracterizează printr-o radioactivitate totală mai scăzută decât cea a gnaiselor oculare. Scăderea radioactivității totale este legată de scăderea conținutului în thoriu, deoarece uraniul are aceleași limite de concentrație ca și în cazul gnaiselor oculare (fig. 4).

Uraniul variază între 0,2 și 6,4 ppm iar thoriul între 11 și 18 ppm cu excepția probelor 14, 15 și 16 în care thoriul scade pînă la 6,7 ppm. Conținutul în potasiu se micșorează față de cel al gnaiselor oculare (fig. 5) fiind într-o ușoară corelație directă cu thoriul.

Trasarea curbelor de distribuție pentru thoriu și potasiu (fig. 6 c, d) sugerează repartiția normală a acestor elemente cu un ușor caracter bimodal dat de prezența celor trei probe sus amintite.

Caracterul bimodal se menține și la dreptele Henri (fig. 9 a, b). Cele trei probe ale căror conținuturi de thoriu scad, sunt colectate din valea Vilsanului. La analiza microscopică obișnuită nu au prezentat caractere deosebite din punct de vedere mineralologic, care să explice aceste valori scăzute. Se poate discuta însă de o medie a conținuturilor în thoriu și potasiu dată de maximele curbelor de distribuție, corespunzătoare la 13-14 ppm Th și 3,45 % K.

În figura 8 b este prezentat un spectru gamma energetic, caracteristic acestei grupe de probe.

Datorită scăderii conținutului de thoriu aproape la jumătate față de gnaisele oculare și menținerii în aceleași limite a conținutului de uraniu, caracterul thoric al spectrului nu mai este atât de evident.

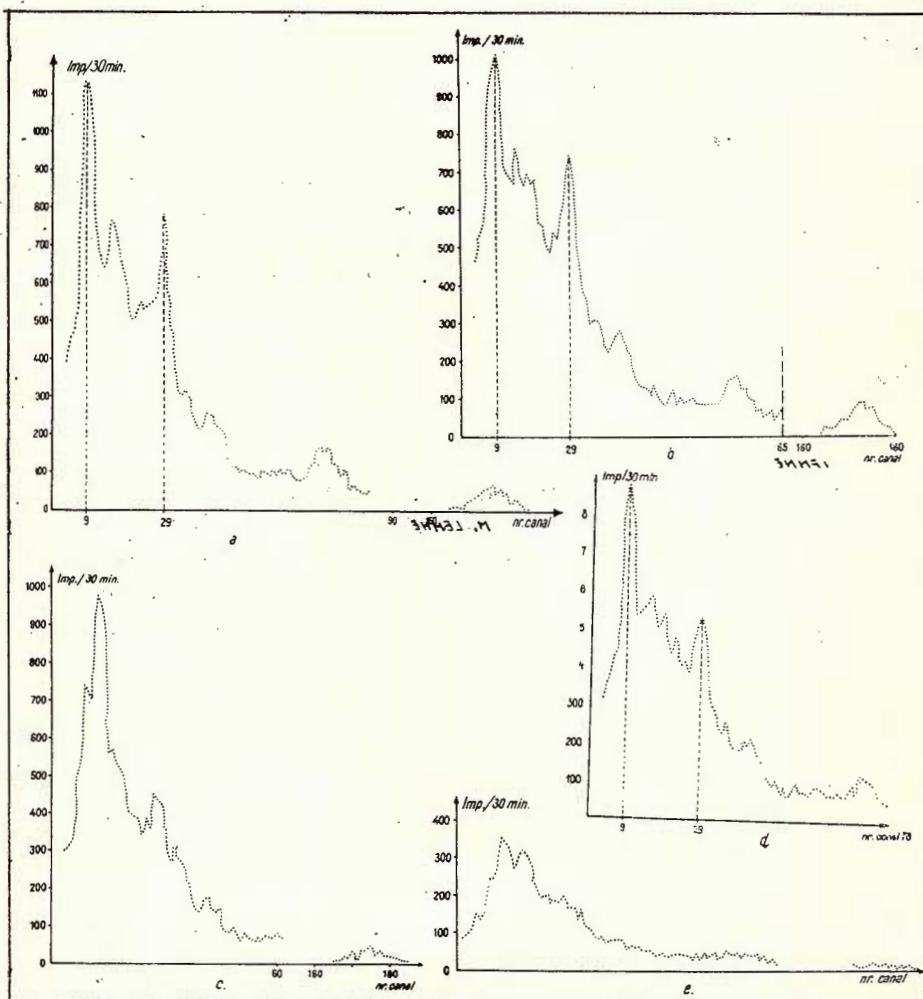


Fig. 8. — Spectre gamma energetice pentru diferite tipuri de roci.

a, gneis ocular; b, gneis cu plagioclaz; c, micașist; d, gneis amfibolic cu biotit; e, gneis amfibolic fără biotit.

Spectres gamma énergétiques pour différents types de roches.

a, gneiss osillé; b, gneiss à plagioclase; c, micaschiste; d, gneiss amphibolitique à biotite; e, gneiss amphibolitique sans biotite.

3.3. Distribuția elementelor radioactive în micașisturi. Grupa micașisturilor este cea mai omogenă din punct de vedere radiometric; de această dată însuși conținutul în uraniu este suficient de omogen.

Omogenitatea conținuturilor de uraniu, a permis efectuarea curbei de distribuție a raportului Th/U. Curbele de distribuție : a uraniului, tho-

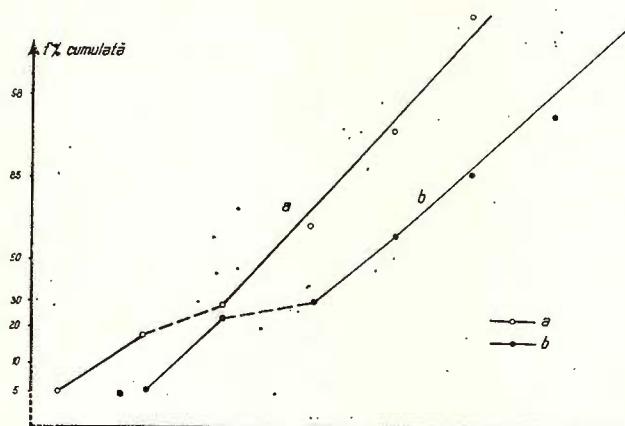


Fig. 9. — Drepte Henri pentru conținutul în thoriu (a) și potasiu (b) în gnaisele cu plagioclaz.

Droites Henri pour la teneur en thorium (a) et en potassium (b) des gneiss à plagioclase.

riului, potasiului și a raportului Th/U, pot fi urmărite în fig. 6 e, f, g, h. Media conținutului în uraniu se placează la 3,5 ppm, a thoriului la 16 ppm iar a potasiului la 3,5 %. Din punct de vedere al conținutului în potasiu și thoriu, micașisturile se apropie de grupa gnaiselor cu plagioclaz.

Caracterul ușor bimodal sugerat de curba de distribuție a Th/U nu reprezintă ceva esențial. El se datorează unor probe în care thoriul scade, compoziția mineralologică a acestora indicând o fază de trecere de la paragneise plagioclazice la micașisturi (proba 34).

Spectrul gamma energetic prezentat în figura 8 c este asemănător spectrului gnaiselor cu plagioclaz indicând aproximativ aceleași caractere din punct de vedere radiometric.

3.4. Distribuția elementelor radioactive în gnaise amfibolice, sisturi amfibolice și amfibolite. Această grupă se caracterizează prin radioactivitate totală scăzută, concentrații de uraniu și thoriu evident mai mici și

foarte mici în comparație cu restul materialului studiat. Domeniul de variație al concentrației de uraniu este 0-2,4 ppm, iar al thoriului 0,18-7,1 ppm.

Comparind în figurile 4 și 5 poziția acestor probe față de gnaisele cu plagioclaz, micașisturi și gnaise oculare, se observă că norul de puncte reprezentând gnaisele amfibolice, șisturile amfibolice și amfibolitele se plasează cu totul individualizat la începutul domeniului.

Reprezentând graficul de frecvență a conținutului în thoriu (fig. 6 i), se observă că această histogramă sugerează existența a două populații, având un caracter bimodal.

Prima populație ar fi caracterizată de conținuturi în Th între 0 și 3 ppm, iar a doua populație de conținuturi în thoriu cuprinse între 4,5 și 7,5 ppm. Este hazardat însă să se tragă de aici o concluzie, întrucât domeniul de variație al thoriului este totuși strîns, atât 3 ppm cât și 6 ppm reprezentând la scara conținuturilor de Th, conținuturi mici.

Dreapta Henri trasată în scopul de a lămuri această problemă nu aduce nimic în plus, întrucât ea poate fi interpretată în ambele moduri (una sau două populații).

Tinând seama de variațiile pe care le prezintă thoriul în diferitele tipuri de roci, se poate aprecia că este vorba de o singură populație și că criteriul de stabilire a domeniilor, în cazul de față este prea detaliat. Ceea ce apare mai evident la această grupă este deosebirea în conținuturile de uraniu, considerind că pentru uraniu care variază între 0 și 2,4 ppm, diferențe de 1 ppm sunt semnificative.

Patru din probele analizate din această grupă au un conținut relativ ridicat de uraniu (proba 45-2,4 ppm, proba 50-2,0 ppm, proba 51-1,5 ppm și proba 54-2,2 ppm). Se folosește termenul de relativ ridicat, întrucât un conținut de 2 ppm nu este semnificativ pentru conținuturi ridicate de uraniu, dar în cazul de față se detașează de restul materialului amfibolic analizat al cărui conținut oscilează în jurul valorii de 0,5 ppm.

Curba de distribuție a uraniului prezentată în figura 6 j indică existența a două populații și, tinând seama de caracterul distribuției uraniului se poate accepta în acest caz existența a două populații. Analiza microscopică a acestor probe pune în evidență existența biotitului în probele cu conținut relativ ridicat în uraniu și lipsa lui în restul materialului. Acceptând că din mineralele melanocrate biotitul poate avea pînă la 40 ppm U (Voitkевич, 1961) se poate aprecia că în cazul acestei subclase de material amfibolic purtătorul radioactivității este biotitul.

La reprezentarea norului de puncte corelativ U-K, se observă desarea, gruparea probelor cu biotit (fig. 6 1).

La acestea, corelația K-U este directă (crește U-crește K). Ceea ce este de asemenea interesant de remarcat este faptul că spectrele gamma energetice ale acestor probe (cu biotit) diferă de restul reprezentării lor din aceeași clasă, prin apariția clară a maximelor de pe canalele 9 și 12 și raportul diferit al picurilor 29 și 9 (fig. 8 d, e).

În încheierea comentariului asupra gnaiselor amfibolice, șisturilor amfibolice și amfibolitelor, se reține că acestea sunt slab active, lucru ce era de așteptat prin prezența amfibolului și că prezența biotitului în unele din aceste probe ridică conținutul în uraniu.

Concluzii

Şisturile cristaline mezometamorfice din versantul sudic al munților Făgăraș, prezintă variații radiometrice care pot fi grupate în raport cu caracteristicile lor mineralogice, considerind grupele mari de : gnais migmatice, paragnaise plagioclazice cu biotit, paragnaise cu microclin, micașisturi, șisturi cu amfiboli (gnaise amfibolice, șisturi amfibolice, amfibolite). Se constată că rezultatele radiometrice urmăresc în limite strânse aceste grupe.

Radioactivitatea cea mai scăzută și deci cele mai mici conținuturi în U și Th, îl au gnaisele amfibolice, șisturile amfibolice și amfibolitele. Acest lucru se datorează materialului inițial, sărac în elemente radioactive. Deși conținutul în Th este oarecum identic în grupa paragnaiselor și a micașisturilor, radioactivitatea totală crește de la paragnaise la micașisturi datorită uraniului prezent în ultimele, în conținuturi mai ridicate și, ceea ce este mai important, constantă în micașisturi în comparație cu întreg materialul studiat. Începînd cu șisturile cu amfiboli și terminînd cu gnaisele oculare, variația radioactivității totale și aceea a conținutului în thoriu este oarecum aceeași, crescînd de la primele la gnaisele oculare (fig. 10).

Conținutul în elemente radioactive al tuturor rocilor analizate rămîne însă în limitele clarkeice de distribuție ale U și Th în diferite tipuri de roci.

Deoarece uraniul este instabil și rezultatele radiometrice confirmă acest lucru (variate concentrații de U nelegate de parametrii mineralogici) ar fi părut normal ca diagramele de variație ale thoriului și radioactivității totale, în care intervine și uraniul, să nu urmeze aceleași legi.



Faptul că cele două variații sunt asemănătoare (fig. 10) este un argument în plus că totuși media radioactivității totale, sumă de uraniu și thoriu, variază în aceleași raporturi ca și thoriul, crescând de la gnaise amfibolice la gnaisele oculare.

Potasiul variază în același sens cu thoriul, conținutul de potasiu fiind minim în șisturile cu amfiboli, crescând la micașisturi și paragnaise plagioclazice și atingând maximul la gnaisele oculare.

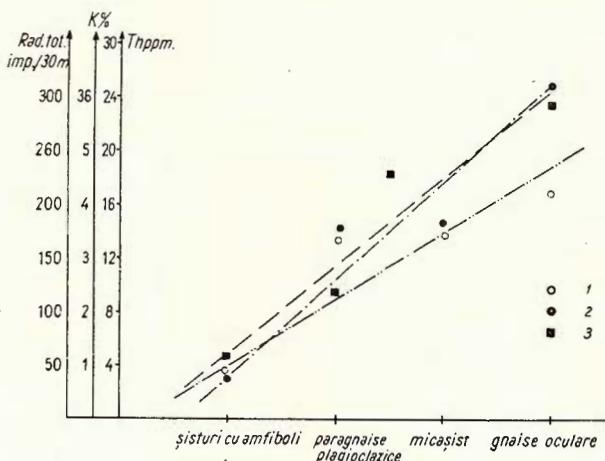


Fig. 10. — Variația conținutului în thoriu, potasiu și a radioactivității totale în funcție de grupa de roci.

1, potasiu; 2, thoriu; 3, radioactivitate totală.

Variation de la teneur en thorium, en potassium et de la radioactivité totale par rapport au groupe de roches.

1, potassium; 2, thorium; 3, radio.activité totale.

Acceptînd teoria mobilității reduse a thoriului, faptul că acesta se găsește în concentrație de două ori mai ridicată în gnaisele oculare față de paragnaise și micașisturi ar sugera un aport de substanță în gnaisele migmatice prin fluide care ar fi transportat și depus în acestea surplusul de thoriu și cel de potasiu.

Deși numărul de probe cercetate este redus, faptul că provin dintr-o zonă largă și corespund la roci variate din fiecare grup, conduce la aprecierea caracterului reprezentativ al valorilor stabilite și posibilitatea de a susține pe această bază unele concluzii genetice.

BIBLIOGRAFIE

- Adams J. A. S. (1964) Laboratory γ -ray spectrometer for geochemical studies. *Semicentennial publication Rice University*.
- Coulobert R., Goldztein M., Schiltz J. C. (1965) Traitement par ordinateurs des spectres γ . Application au dosage des mélanges des radioéléments naturels ou artificiels. *Rap. CEA R 2850*. Centre d'études nucléaires de Fontenay-aux-Roses.
- Gasparini P. (1962) Sul comportamento del torio e dell'uranio nel processo di differenziazione magmatica. *Annali dell'Osservatorio Vesuviano*. Napoli.
- Ianovici V., Pitulea G., Lemne Maria (1967) Contribuții la studiul răspândirii elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații orientali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XII, 2, București.
- Jurain G. (1962)) Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'Uranium — Radium et du Thorium dans les Vosges Méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'Uranium. Thèses présentées à la faculté des Sciences de l'Université de Nancy.

CONTRIBUTIONS À LA DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS RADIOACTIFS DANS LES SCHISTES CRISTALLINS DU MASSIF FĂGĂRAŞ

(Résumé)

La mise en évidence des teneurs en uranium, thorium et potassium des schistes cristallins du massif Făgăraş fait l'objet de cet article.

Les échantillons ont été prélevés d'un large périmètre, le long des vallées Doamna, Vilsan, Argeş et Topolog (fig. 1). Dans ce périmètre, les schistes cristallins apparaissent en deux zones inégales comme superficie, séparées par le bassin sédimentaire de Loviște. Les données existentes à présent démontrent que ces schistes se sont formés dans les conditions d'un métamorphisme mésozonal et qu'ils appartiennent à une série cristalline unique.

Les déterminations radiométriques ont été effectuées à l'aide d'un sélecteur à 400 chaînes SA-40 B, par spectrométrie gamma.

On a travaillé avec des énergies de 0,092 Mev pour l'uranium, de 0,24 Mev pour le thorium et de 1,46 Mev pour le potassium. L'erreur admise par le système de mesure et d'interprétation des résultats est de 5 %. Le poids moyen pour échantillon analysé est de 2 ou 3 kilos et la largeur du canal de 8,26 kev.



Les résultats radiométriques ont été groupés en fonction de la composition minéralogique des échantillons. Ils sont présentés dans le tableau 1.

Trois groupes distincts du point de vue des valeurs radiométriques ont résulté : le groupe des schistes à amphiboles, le groupe des micaschistes et des paragneiss à plagioclases et le groupe des gneiss oeillés. Le même groupement résulte de l'analyse statistico-mathématique des données : la droite Henri tracée selon les teneurs en Th (fig. 3), la corrélation U-Th (fig. 4) et la corrélation Th-K (fig. 5).

Les discussions et les représentations graphiques ont été faites en tenant compte des valeurs de la radio-activité totale du thorium et du potassium. L'uranium présente de grandes variations des teneurs à cause de la solubilité de ses composés hexavalents et c'est pour cela qu'on n'a pas pu l'interpréter et le systématiser (tableau 1).

À la suite de l'analyse des données d'ensemble et de celles de détail, on est arrivé aux conclusions suivantes :

Les schistes à amphiboles ont la plus réduite radio-activité et par conséquence les plus petites teneurs en U et en Th (gneiss amphibolitique, schistes amphibolitiques et amphibolites). Ce fait est dû au matériel initial pauvre en éléments radio-actifs.

La radio-activité totale, la teneur en thorium et la teneur en potassium augmentent dans la même direction, en commençant par les schistes à amphiboles et finissant avec les gneiss oeillés. Cette augmentation est plus accentuée pour le thorium qui se redouble dans les gneiss oeillés par comparaison aux micaschistes. Le potassium augmente avec 20 % par rapport aux micaschistes et aux paragneiss à plagioclases.

On peut suivre ces résultats dans le tableau 2 et la figure 5.

Dans le tableau 2, on présente les valeurs de la moyenne arithmétique des teneurs en Th, K et de la radio-activité totale, par groupes d'échantillons.

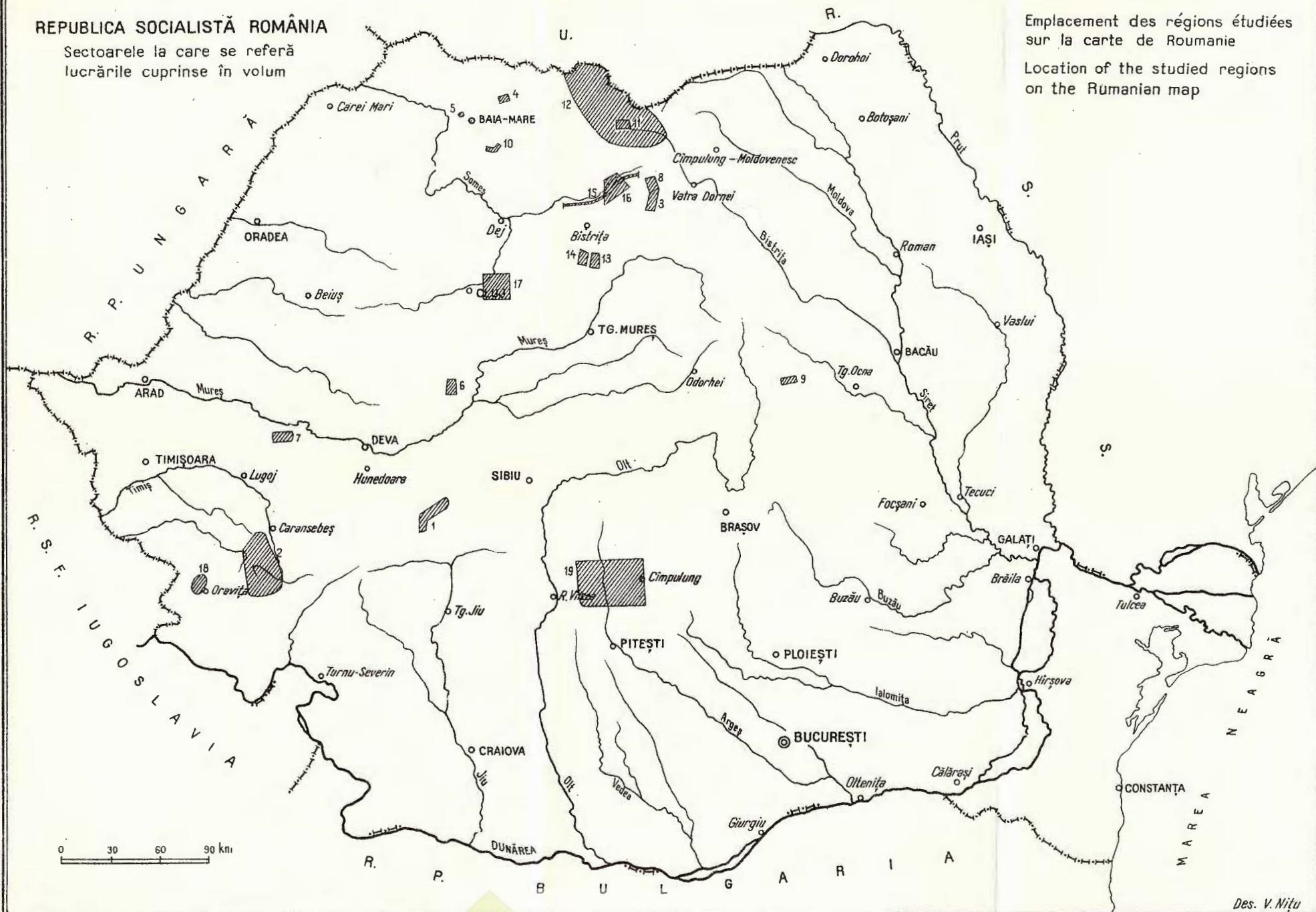
Acceptant la théorie de la mobilité réduite du thorium, le fait que celui-ci se trouve en concentrations deux fois plus grandes dans les gneiss oeillés que dans les paragneiss et les micaschistes suggérerait un apport de substance dans les gneiss magmatiques, apporté par des fluides qui ont transporté et ont y déposé le surplus de thorium et de potassium.

Bien que le nombre des échantillons étudiés soit réduit (54), le fait qu'ils proviennent d'une large aire et appartiennent à des roches variées du chaque groupe mène à la conclusion que les valeurs statistiques établies ont un caractère représentatif et donne à l'auteur la possibilité d'appuyer sur cette base certaines conclusions génétiques.



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions on the Rumanian map

Des. V. Nițu

C U P R I N S

MINERALOGIE

	<u>Pag.</u>
1. Pavelescu L., Pavelescu Maria. Studiu cristalochimic al unor minerale de mangan din munții Sebeș	13
2. Savu H. Condițiile de formare a unor minerale de Ti și Fe în zona cu disten, staurolit și almandin din provincia metamorfică a munților Semenic	33

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

3. Cosma St. Cercetări petrografice în regiunea Strunior-Pietrosu (munții Călimani de N)	49
4. Edelstein O., Dragu Valentina, Chiorpe c Mioara. Observații asupra vulcanitelor și depozitelor sarmațiene străbătute de forajul 303 — valea Colbului-Băița (Baia-Mare)	69
5. Gherasi N., Stanciu Constantina. Observații privind vulcanitele neogene străbătute de forajul din valea Borcutului (Baia-Mare)	83
6. Lupu M. Prezența unor roci efuzive de vîrstă vraconian-cenomaniană în partea de E a masivului Trascău	105
7. Peltz S., Peltz Margareta, Urcean T. Contribuții la cunoașterea vulcanismului neogen din regiunea Groși-Bulza-Fintoag (Extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi)	109
8. Teodoru I., Teodoru-Brestoiu Camelia. Contribuții la cunoașterea raporturilor dintre ocile subvulcanice și cele extrusive din zona pîrlului Colbu (munții Călimani de W)	135

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

9. Ciorniei P., Vasilescu Olympia, Tănăsucică I. Studiu petrografic și chimic al dolomitelor de la Voșlobeni (Carpății Orientali)	151
10. Kalmár I. Porțelanitele din Copalnic și Coaș (Județul Maramureș)	165
11. Kräutner H. G., Kräutner Florentina. Formațiunile cristaline din versantul nordic al măsivului Rodna	173
12. Kräutner Florentina, Mirăuță Elena. Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali	197



PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

13. Baltrăș A. Asupra constituției conglomeratelor tortoniene și sarmațiene din partea de NE a bazinului Transilvanie	215
14. Baltrăș A. Asupra unor gipsuri diagenetice din Sarmațianul părții de NE a bazinului Transilvanie	227
15. Baltrăș A. Fracțiunea grea din aluvioniile riului Someșul Mare	231
16. Baltrăș A. Distribuția mineralelor grele în depozitele sedimentare din partea de NE a bazinului Transilvanie	239
17. Berza T., Orășanu Th. Notă asupra stratigrafiei și petrografiei tufului de Apahida	247
18. Papiu C. V., Manea Al. Z. Studiu mineralelor grele din depozitele neogene ale bazinului Oravița	263

GEOCHIMIE

19. Lemne Marioara - Mica. Contribuții privind răspândirea elementelor radioactive în șisturile cristaline din masivul Făgăraș	281
--	-----



C O N T E N U

(Résumés)

MINÉRALOGIE

	<u>Page</u>
1. Pavelescu L., Pavelescu Maria. Étude cristallochimique de certains minéraux de manganèse des monts Sebeș	30
2. Savu H. Conditions de formation de certains minéraux de Ti et de Fe dans la zone à dysthène-staurolite-almandin de la province métamorphique des monts Semenic	45

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

3. Cosma St. Investigations pétrographiques dans la région Strunior-Pietrosu (partie septentrionale des monts Călimani)	67
4. Edelstein O., Dragu Valentina, Chiorpesc Mioara. Observations sur les volcanites et les dépôts sarmatiens traversés par le forage 303 – valea Colbului-Băița (Baia-Mare)	80
5. Gherasi N., Stanciu Constantina. Observations sur les roches volcaniques néogènes traversées par le forage de Borcut (Baia-Mare)	98
6. Lupu M. La présence des roches effusives d'âge vraconien-cénomanien dans la partie E du massif Trascău	108
7. Peltz S., Peltz Margareta, Urcaș T. Contributions à la connaissance du volcanisme néogène de la région Groși-Bulza-Fintoag (extrémité SW des monts Metaliferi)	131
8. Teodoru I., Teodoru-Brestoiu Camelia. Contributions à la connaissance des rapports existents entre les roches subvolcaniques et les roches extrusives de la zone du ruisseau Colbu (partie occidentale des monts Călimani)	148

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

9. Ciorniei P., Vasilescu Olympia, Tănăsuică I. Étude pétrographique et chimique des dolomies de Voșlobeni (Carpates Orientales)	164
10. Kalmár I. Porcelanites des environs de Copalnic et de Coaș (district Maramureș)	170
11. Kräutner H. G., Kräutner Florentina. Les formations cristallines du versant septentrional du massif Rodna	192
12. Kräutner Florentina, Mirăuță Elena. Sur la présence du Dévonien-Carbonifère dans les terrains cristallophylliens des Carpates Orientales	210



PÉTROLOGIE DES ROCHES EXOGÉNES

13. Balteș A. Sur la constitution des conglomérats tortoniens et sarmatiens du NE du bassin de la Transylvanie	225
14. Balteș A. Sur certains gypses diagénétiques du Sarmatien de la partie NE du bassin de la Transylvanie	230
15. Balteș A. Fraction lourde des alluvions de la vallée de Someșul Mare	237
16. Balteș A. Distribution des minéraux lourds dans les dépôts sédimentaires du NE du bassin de la Transylvanie	245
17. Berza T., Orășanu Th. Sur la stratigraphie et la pétrographie du tuf d'Apa-hida	259
18. Papiu C. V., Manea Al. Z. Étude des minéraux lourds des dépôts néogènes du bassin Oravița	277

GÉOCHIMIE

19. Lemne Marioara-Mia. Contributions à la distribution des éléments radioactifs dans les schistes cristallins du massif Făgăraș	297
--	-----



Redactor : MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor : P. MIHALCEA!
Corector : GEORGETA BORLEA
Traduceri : MARGARETA HÂRJEU, F. CHIUTU
Illustrația : V. NITU

Dat la cules: iulie 1969. Bun de tipar: martie 1970. Tiraj: 1100 ex. Hărție
scris I. A. Format 70 × 100/56. Coli de tipar: 19. Comanda 270. Pentru biblioteci
indicele de clasificare: 55 (058).

Intreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brezoianu, nr. 23 – 25, București,
România.



Institutul Geologic al României

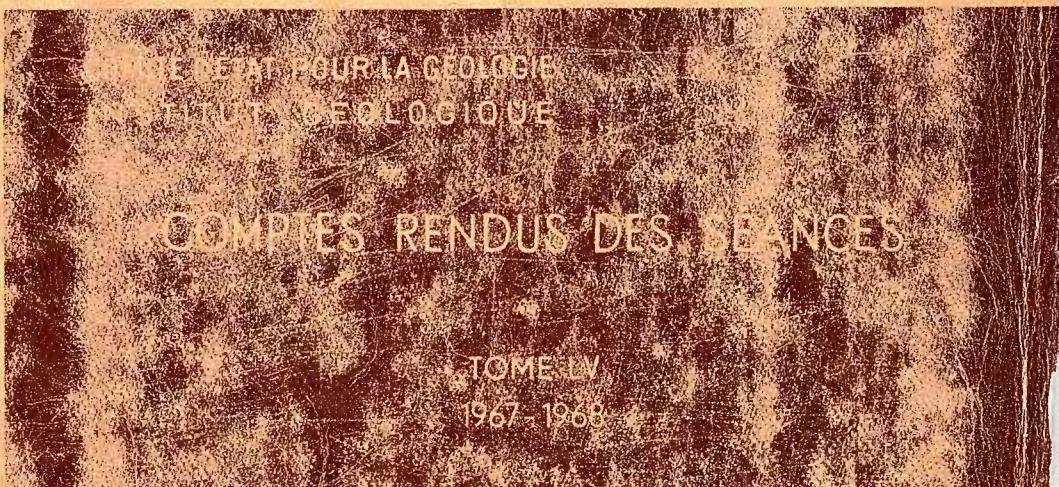
3007



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



I. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GEOCHIMIE



Institutul Geologic al României