

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

23/24
23/24
23/24

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXII
1974 - 1975

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

1974-1975

BUCUREŞTI
1976



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LXII
(1974—1975)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



BUCUREŞTI
1976



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 22 noiembrie 1974 (în cîinstea Congresului al XI-lea al P.C.R.)

Prezidează: Dan Rădulescu.

— Dimitriu Al. — Evaluarea economică a zăcămintelor de minereu în ipoteza exploatarii lor în carieră*.

— Sandulescu M. — Corelarea structurală a segmentelor oriental și meridional ale Carpaților românești (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXII/5).

— Borcoș M., Gheorghită Ioana, Lang B., Mindroiu Viorica, Volanschi Ernestina — Considerații privind procesele metalogenetice desfășurate în extremitatea estică a munților Gutii (zăcămintele Băiuț-Vărătec)¹.

— Zîncenco D., Andăr P., Andăranca, Volanschi Ernestina — Analiza statistică-matematică a chimismului parțial al minereurilor de pirită și sulfuri polimetalice din zăcămintul Gura Băii (Maramureș)².

— Istrate Gh., Bratosin Irina — Caracterizarea geo-chimică a banatitelor din partea vestică a masivului Vlădeasa și sugestii pentru originea magmelor banatitice (p.99).

— Stanescu Josefina, Popescu Gh. — Microbiostratigrafia depozitelor Miocenului mediu de pe rama vestică a bazinului dacic (D.S.LXII/4).

Şedinţa din 23 noiembrie 1974 (în cîinstea Congresului al XI-lea al P.C.R.)

Prezidează: Sabba Stefanescu.

— Botezatu R. — Contribuții geofizice la studiul vulcanitelor neogene din România³.

* Se publică în *St. tehn. econ.* A 12, București.

¹ Se publică în *St. tehn. econ.* A 11, București.

² Nu se publică.

³ Se publică în *St. tehn. econ.* D 11, București.



— Constantinescu L., Cornea I., Radu C. — Codul conceptual și principalele rezultate ale zonării seismice din România⁴.

— Papiu C. V., Iosof V., Ghiurcă V., Popescu Floreica, Colios Elena, Papadopol Catrinel — Alcătuirea chimico-mineralologică a argilelor neogen-superioare din bazinul Băii Mari (D.S. LXII/2).

— Apostol A., Cristea P., Eisenburger D., Romanescu D., Vijdea V. — Contribuții geofizice la cunoașterea hidrogeologică a zonei Moneasa⁵.

— Visarion M., Polonic P., Ali-Mehmed Erdugan — Contribuții la studiul formelor structurale ale sării din depresiunea Transilvaniei⁶.

— Savu H., Schuster A., Vasiliu Cecilia, Udrăescu Constanța, Măruntiu M. — Studiul structural, geochemical și petrologic al granitoidelor din zona centrală și nordică a munților Parâng (p. 263).

Şedința din 17 ianuarie 1975

Prezidează: M. Sandulescu.

— Savu H. — Andezitul piroxenic de la Virfuri (Munții Apuseni (p. 195).

— Rusu A., Drăgănescu A. — Sedimentarea la nivelul calcarului de Hoia (Tongrian superior) în NW Transilvaniei (Tradusă în lb. engleză)⁷.

— Popescu B., Bratu Elena, Gheța N., Popescu Daniela — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei formațiunilor paleogene dintre Olt și Olănești (depresiunea getică) (D.S. LXII/4).

Şedința din 24 ianuarie 1975

Prezidează: Violeta Iliescu.

— Pană Ioana — Fauna pliocenă din regiunea Odorheiului Secuiesc (sud-estul bazinului Transilvaniei)⁸.

— Olteanu R. — Noi ostracode meotiene în vestul bazinului dacic (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXII/3).

— Giulescu R., Jakab I. — Cîțiva taxoni noi sau rari de la Chiuzbaia (Maramureș) (Punctul fosilifer Chiuzbaia F) (Retrasă de autor).

— Chintăuan I., Nicorici E. — Ostracodele miocene din sudul bazinului Șimleu (D.S. LXII/3).

⁴⁻⁵ Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.

⁶ Se publică în *St. tehn. econ.* D 11, București.

⁷ Se publică în *An. Inst. Geol. Geof.* XLVIII, București.

⁸ Publicată în *An. Inst. Geol. Geof.* XLVII, București.



Şedinţa din 31 ianuarie 1975

Prezidează: Violeta Iliescu.

— M a i e r O., V i s a r i o n A d i n a — Vîrsta formaţiunilor cristalofiliene din masivul Locva (D.S. LXII/4).

— J i p a D. C. — Observaţii asupra genezei intercalărilor nisipoase din depozitele abisale ale Mării Negre (Tradusă în lb. engleză) (p. 305).

— G i v u l e s c u R. — *Juglans bergomensis* (Balsamo Crivelli) Massalongo în Pontianul din R.S. România (D.S.LXII/3).

— N i c o r i c i E., N e a g ă E l e n a — Prezenţa Sarmațianului inferior calcaros la Suplacul de Bareău (D.S.LXII/4).

— N i c o r i c i E. — *Trilophodon angustidens* (Cuvier) din Sarmațianul inferior de la Minişul de Sus (bazinele Zarandului) (D.S.LXII/3).

Şedinţa din 7 februarie 1975

Prezidează: H. Savu.

— P e t r e s c u I., M ă r g ă r i t G h., M ă r g ă r i t M a r i a — Flora eocenă de la Gîrbău — Cluj (D.S.LXII/3).

— F l o r e a M. — Aspectele experimentale ale capilarităţii în nisipuri⁹.

— F l o r e a M. — Tasarea prin subsidentă, în urma coborîrii nivelului apei subterane, cu exemplu de calcul pentru C.T.E. Rovinari¹⁰.

Şedinţa din 28 februarie 1975

Prezidează: Violeta Iliescu.

— I o r d a n M a g d a l e n a — Impresii din excursiile geologice efectuate în provinciile paleozoice clasice din Anglia¹¹.

— P a p a i a n o p o l I. — Faciesurile și limitele Portaferianului din zona cutelor diapire externe dintre valea Cricovul Sărat și Valea Unghiului (județul Prahova) (D.S.LXII/4).

— P a p a i a n o p o l I. — O faună bosphoriană de tip Kamışburun în partea orientală a bazinei dacice (D.S.LXII/3).

— I o s i f S i e g l i n d e, I o s i f T. — Analiza spectrală complexă a cutremurului vrîncean din 2 octombrie 1970¹².

Şedinţa din 7 martie 1975

Prezidează: H. Savu.

— B ă d ă l u ț ă A u r e l i a — Precizări biostratigrafice asupra seriei mezo-jurasice de Anina (zona Reşiţa, Banat) (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/4).

^{9, 10} Se publică în *St. tehn. econ.* E 13, Bucureşti.

¹¹ Nu se publică.

¹² Se publică în *St. tehn. econ.* D 11, Bucureşti.



— Bădăluită Aurelia — Colocviul internațional asupra limitei Jurasic-Cretacic¹³.

— Gyula J. — Considerații asupra poziției spațiale a masivului alcalin de la Ditrău (Carpații Orientali) (p. 93).

— Pop Gr. — Zonele tithonian-valanginiene de calpionelide din Cuba (Tradusă în lb. engleză) (D.S.LXII/3).

Şedința din 4 aprilie 1975

Prezidează : D. Patruliș.

— Florea M. — Corelarea dintre greutatea volumetrică în stare uscată și umiditate, la iazul nou de decantare Deva¹⁴.

— Florea M. — Studiul sufoziunii pe taluzele iazului nou de decantare Deva¹⁵.

— Donos I., Georgescu Maria Olga — Date noi asupra geologiei bazinei superioare al Vișeului (Maramureș) (D.S. LXII/5).

— Donos I. — Asupra prezenței unei brece oligocene în bazinul mijlociu al pârâului Birțu (bazinul Borșa-Maramureș) (D.S. LXII/4).

Şedința din 8 aprilie 1975

Prezidează : H. Savu.

— Balintoni I., Isache C., Timpău T., Tihon Paulina — Geochimia elementelor Cu, Pb, Zn, S, As în zăcămîntul stratiform de pirită și sulfuri polimetale Lăsu Ursului (D.S.LXII/2).

— Andăr P. — Calculul automat al normelor Rittmann (p. 59).

— Murariu T., Dumitrescu Maria — Contribuții la geochimia și geotermometria pegmatitelor de la Copalnic (masivul Preluca-Lăpuș) (p. 379).

Şedința din 15 aprilie 1975

Prezidează : H. Savu.

— Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Rogge-Tărănu Elena — Studiul mineralelor grele din seria argilitelor vărgate din pînza șisturilor negre (flișul Carpaților Orientali) (p. 35).

— Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Voicu Gh., Iosof V., Colios Elena, Popescu Florica — Considerații chimico-mineralogice asupra unor roci cu rodocrozit din flișul Carpaților Orientali (Tradusă în lb. franceză) (p. 315).

— Stăfănescu M. — O nouă imagine a structurii flișului intern din regiunea de curbură a Carpaților (D.S.LXII/5).

¹³ Nu se publică.

¹⁴⁻¹⁵ Se publică în *St. tehn. econ.* E 13, București.



Şedinţa din 18 aprilie 1975

Prezidează : T. P. Ghîtulescu.

— E n e s c u D., I a n ă s M. — Încercări de prezicere a cutremurelor din Vrancea pentru anul 1975 și pentru perioadele 1976-1980 și 1981-1990¹⁶.

— A p o s t o l A., D i m i t r e s c u I. F l. — Măsurători radio-telemetrice ale variației diurne a semnalului dowsing¹⁷.

— R ă d u l e s c u F l., C o n s t a n t i n e s c u P., S a v a A., I b a d o f N. — Structura scoarței terestre pe profilul internațional XI (Galați-Oradea) determinată prin cercetări seismice¹⁸.

Şedinţa din 25 aprilie 1975

Prezidează : I. Bercia.

— M u r e ș a n M. — O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali (D.S.LXII/5).

— M o r a r i u A l e x a n d r a — Notă asupra Stomiosphaeridaelor (Incertae sedis) din valea Minișului (zona Reșița, Carpații Meridionali) (D.S.LXII/3).

— P o p o v i c i I. L., U r e a n T. — Contribuții la studiul proceselor de alterație hidrotermală din masivul Iezer-Păpușa (p. 253).

Şedinţa din 29 aprilie 1975

Prezidează : I. Bercia.

— S t ă n o i u I. — Contribuții la stratigrafia formațiunilor, paleozoice din versantul nordic al munților Vilcan (Carpații Meridionali), cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian (D.S.LXII/5).

— S o l o m o n I., V i s a r i o n A d i n a, I o r d a n M a g d a l e n a — Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vilcan și munții Retezat (Carpații Meridionali) (D.S. LXII/5).

— N ă s t ă s e a n u S. — Conglomeratele de Retezat, un reper stratigrafic în corelarea formațiunilor paleozoice din estul Carpaților Meridionali (D.S. LXII/5).

Şedința din 6 mai 1975

Prezidează : S a b b a Ș t e f ă n e s c u.

— M o r a r u N. — Noi geotermometre electronice¹⁹.

^{16, 18} Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.

¹⁷ Se publică în *St. tehn. econ.* D 11, București.

¹⁹ Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.



— Iosif T., Iosif Sieglind — Amplasarea optimă de noi stații în regiunile seismice din România²⁰.

— Dumitrescu C. — Determinarea conductivității termice a rocilor prin măsurători de fragmente de rocă²¹.

Şedința din 9 mai 1975

Prezidează: Violeta Iliescu.

— Papaiopol I. — Plagiodacnele din bazinul dacic (D.S. LXIII/3).

— Papaiopol I., Popescu Gapia — Variabilitatea și corelațiile dintre caracterele morfologice la *Phyllocardium planum* (Deshayes) (D.S.LXII/3).

— Szasz L. — Biostratigrafia și paleontologia Cretacicului superior din bazinul Brezoi (Carpații Meridionali) (D.S.LXII/4).

— Orășeanu I., Angel E., Gasparr E., Dinescu Lauro — Studii experimentale cu trăsori radioactivi pentru precizarea condițiilor hidrogeologice ale zăcămintelor Ghelar și Teliuc²².

— Popescu Gh. — Valoarea cronostratigrafică și relațiile liniilor evolutive ale genurilor Candorbolina, Velapertina și Orbulina (Tradusă în lb. engleză) (D.S.LXII/3).

Şedința din 13 mai 1975

Prezidează: Violeta Iliescu.

— Papaiopol I. — Asupra unor limnocardiide din depozitele Dacianului superior (D.S.LXII/3).

— Szasz L. — Specii noi de amoniți din Cenomanianul regiunii Hațeg (Carpații Meridionali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/3).

— Berza T., Udrescu Constanța, Medesan Alexandra — Geochimia granitoidelor de Tismana (p. 355).

— Lubenescu Victoria — Observații microfaunistice în depozitele neogene din regiunea Sândulești-Petrești-Tureni (NW Transilvania) (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/3).

Şedința din 16 mai 1975

Prezidează: D. Patruliș.

— Bercia I., Medesan Alexandra — Studiul petrografic și chimic al masivului de gabbrouri de la Iuți (p. 63).

— Iliescu Violeta — Asociații palinoprotistologice de la limita Silurian-Devonian în platforma moasică (Tradusă în lb. engleză) (D.S.LXII/3).

— Popescu Illeana, Popa Elena — Noi date biostratigrafice privind calcarale de tip Hallstatt din pînza transilvană de Perșani (D.S.LXII/4).

^{20, 21} Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.

²² Se publică în *St. tehn. econ.* E 13, București.

— Tomescu Camelia, Bordea S. — Asupra prezenței unor amoniți ai Sinemurianului inferior în unitatea de Urmă (Valea Mare-Munții Bihor) (D.S.LXII/3).

— Avram E. — Succesiunea depozitelor tithonic-superioare și cretacic-inferioare din regiunea Svinița (Banat) (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/4).

Şedința din 20 mai 1975

Prezidează: H. Savu.

— Antonescu E., Patruliș D., Popescu Illeana — Corelarea biocronologică preliminară, pe baza asociațiilor palinologice, a cîtorva formațiuni din România atribuite Triasicului inferior (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/5).

— Codarcea Venera, Ghenea C. — Considerații minera-logicice asupra loessurilor din Dobrogea Centrală și Nordică (Tradusă în lb. franceză) (p. 13).

— Ianic Rosette-Elena — Compoziția chimică și minera-logică a unor bentonite din România²³.

— Tieleanu N., Huică I. — Notă asupra prezenței speciei Potamogeton martinianus Sitar în depozitele Meotianului de la Gura Văii (județul Bacău) (D.S. LXII/3).

— Patruliș D., Georghian Doina, Mirăuță Elena — Corelarea biocronologică a calcarului de Roșia, o formațiune triasică a sistemului pînzelor de Codru (Munții Apuseni) (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/4).

— Georghian Doina — Contribuții la cunoașterea unor microfaune triasice din Munții Apuseni (Pădurea Craiului) (D.S. LXII/3).

Şedința din 23 mai 1975

Prezidează: Jeana Ionescu.

— Savu H., Vasiliu Cecilia, Popescu Florica — Amfibolii actinolitici din rocile ultrabazice metamorfozate de la Pîrvova (munții Semenic) (D.S.LXII/2).

— Măruntiu M. — Asupra prezenței distenului în metamorfitele seriei de Ielova (Banatul de sud) (p. 245).

— Russo-Sandulescu Doina, Berza T. — Fereastra Boieriște de la Valea Muntelui-Coltești (Munții Trascău) (D.S.LXII/5).

— Russo-Sandulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Ianic Rosette — Contribuții la studiul petrologic al unor magmatite alpine din nordul munților Trascău (p. 165).

— Bărbulescu Aurelia, Mantea Gh., Bordea Josefină — Date noi privind depozitele neojurasice din vestul masivului Trascău (D.S.LXII/4).

²³ Se publică în *St. tehn. econ.* B 50, București.



— În torsureanu I. — Considerații cu privire la influența rocilor carbonatice asupra genezei oxizilor de fier în zăcămîntul Băisoara-sector Mașca (Munții Apuseni) (D.S.LXII/2).

Şedința din 24 mai 1975

Prezidează : Fl. Marinescu.

— Ion Janina — Asupra originii rotaliporelor. *Rotalipora praemontsalvensis* n. sp. (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/3).

— Ion Janina — Zone de foraminifere în Albian-Senonianul din Carpații Orientali (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/4).

— Patruliș D., Szasz L. — Specii ale genului *Gauthiericeras* în Neocretacicul din România (D.S.LXII/3).

— Sandulescu M., Tomescu Camelia, Iva Maria - Date noi cu privire la microfaciesurile și biostratigrafia formațiunilor mezozoice din sinclinalul Rarău (D.S.LXII/4).

— Iordan Magdalena — Studiul preliminar al unor brahio-pode triasic-superioare de la Frunzar-valea Comanei (munții Perșani) (Tradusă în lb. engleză) (D.S.LXII/3).

— Stănoiu I., Iliescu Viorelta — Precizări asupra stratigrafiei formațiunilor paleozoice de la obîrșia văii Motru (Carpații Meridionali) (D.S.LXII/4).

— Morariu D. — Date noi asupra litostratigrafiei seriei epimetamorfice de Zeicani și metaconglomeratelor de Baicu din bazinul superior al Bistrei Mărului (masivul Țarcu) (D.S.LXII/4).

Şedința din 27 mai 1975

Prezidează : Sabba Stefanescu.

— Constantinescu P., Badof N., Compilian A., Rădulescu Fl. — Considerații asupra sondajelor seismice de profunzime pe dispozitive circulare. Exemplificări din zona nordică a Munților Apuseni²⁴.

— Spinoche S. — Noi aspecte structurale în zona Palazu Mare obținute prin valorificarea măsurătorilor seismice²⁵.

— Berbeleac I. — Alterarea hidrometasomatică a andezitului cuarțifer neogen din regiunile Săliște, Vălișoara și Hărțăgani (Munții Metaliferi) (p. 327).

— Dubașa Gh., Istrate Gh., Anton I., Dafin E., Brauan Al. — Mineralizațiile polimetallice de la Bocșa-Leopold (N Săcărimb, Munții Metaliferi) (D.S.LXII/2).

— Hărtopanu I., Hărtopanu Paulina — Contribuții la studiul rocilor cu cloritoid din Carpații Meridionali centrali (p. 233).

^{24, 25} Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.

— Moisescu V. — Observații asupra regiunii Cimpa-Lonea (bazinul Petroșani) cu descrierea unui profil de referință pentru Egerian (D.S.LXII/4).

— Voicu G., Popescu Gh., Moisescu V. — Asupra nivelului cu Operculina din Miocenul depresiunii Petroșani (D.S.LXII/4).

— Marković V., Danilova Aleksandra — Jurasicul și Cretacicul din munții Miroč și Veliki Greben (Serbia de est) și o nouă opinie asupra tectonicii acestor munți (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/5).

Şedința din 30 mai 1975

Prezidează: I. Bercea.

— Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Tănăsescu Anca, Neacsu Vasilia — Interpretarea datelor geocronologice K/Ar pentru formațiunile metamorfice din Carpații Orientali²⁶.

— Iliescu Violeta, Kräutner H. G., Kräutner Florentina — Precizarea vîrstei siluriene a seriei de Repedea s.s. din munții Rodnei (Carpații Orientali) pe baza unor asociații palinologice (D.S.LXII/4).

— Timpău T., Isache C., Balintoni I. — Relația dintre conținutul în Cu, Pb, Zn, S, As și greutatea volumetrică, pentru minereuri metamorfice de tip Leșul Ursului (D.S.LXII/2).

— Mureșan M., Tănăsescu Lucia — Asupra prezenței unor roci paleozoice pelito-psamitice slab metamorfozate în fundamentul cristalofilian al regiunii Mădăraș-Ciuc (Carpații Orientali) (D.S. LXII/5).

— Stanciu Constantina — Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș (foraj 3) din munții Harghita (p. 199).

— Edelstein O., Sorociu M., Răduț M., Dragu Valentine, Istvan D., Ciortoianu Vera — Unele puncte de vedere privind cronologia proceselor geologice și metalogenetice în munții Oaș-Igniș-Vărătec, în baza unor date K-Ar²⁷.

— Kovacs P., Paulini P., Răduț M., Ciortoianu Vera — Alunitizarea din valea Brada-Negrești Oaș (munții Gutii)²⁸.

Şedința din 31 mai 1975

Prezidează: H. Savu.

— Patrulius D., Avram E. — Stratigrafia și corelarea terenurilor neocomiene și barremo-bedouiene din culoarul Dîmbovicioara (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S.LXII/4).

— Sandulescu M. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldova (Carpații Orientali) (D.S.LXII/5).

²⁶ Nu se publică.

^{27, 28} Se publică în *St. tehn. econ.*, A 11, București.



— M i c u M. — Flișul extern și Miocenul subcarpatic dintre valea Agapiei și valea Almașului (D.S.LXII/5).

— D u i c u M. — Utilizarea radiometriei în cartarea geologică a formațiunilor din masivul Gîrbovei (muntele Persani) ²⁹.

— U d u b a ș a G h. — Mackinawit și calcopirotină în minereurile epigenetice de la Rodna, Carpații Orientali (p. 45).

— P o p a G h. — Cercetări litostratigrafice și structurale între valea Oltului și Mihăileni (Carpații Orientali) (D.S.LXII/5).

— M u r e ș a n M., M u r e ș a n G e o r g e t a — Concentrațiile hidrotermale plumbo-zincifere metamorfozate din zona Paltin-Singeroasa, un nou tip genetic de mineralizație asociată formațiunilor epimetamorfice cambrian-inferioare ale seriei de Tulgheș (Carpații Orientali)³⁰.

— M u r e ș a n M., M u r e ș a n G e o r g e t a — Mineralizațiile de sulfuri vulcanogen-sedimentare metamorfozate din zona Hârlăgia în contextul litostratigrafic, magmatogen și tectonic al seriei de Tulgheș (Carpații Orientali)³¹.

²⁹ Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.

³⁰⁻³¹ Se publică în *St. tehn. econ.* A 12, București.



MINERALOGIE

CONSIDÉRATIONS MINÉRALOGIQUES SUR LES LOESS
DE LA DOBROGEA CENTRALE ET SEPTENTRIONALE¹

PAR

VENERA CODARCEA, CONSTANTIN GHENEÀA²

Abstract

Mineralogical considerations on the Northern and Central Dobrogea loesses. The paper presents the results of the mineralogical studies on the psamitic classe 0.05 mm (classes 0.25-0.16 and 0.16-0.06 mm) of the loess and paleosoils from Northern and Central Dobrogea. The quantitative and qualitative results of the optical studies refer to the global mineralogical analysis and especially to the study of heavy minerals. The data obtained are synthesized in 4 plates and 5 figures annexed to the paper.

I. Introduction

Par suite des recherches faites pendant les années passées sur le contenu minéralogique des loess de la partie occidentale de la Dobrogea, en 1964, ces recherches ont porté également sur le territoire de la Dobrogea centrale et septentrionale.

Si dans la Dobrogea occidentale les coupes analysées ont prouvé l'existence des loess et des paléosols bien développés dans des successions qui nous ont permis d'identifier des variations climatiques pendant le Pléistocène, dans la partie centrale et septentrionale de la Dobrogea les loess apparaissent sous divers aspects. Si l'on excepte les coupes situées en général le long du rivage du Danube, où les loess atteignent de grandes épaisseurs et où apparaissent fréquemment des paléosols, sur une grande partie de la région en question, la manteau de loess forme une couverture discontinue, ayant des épaisseurs réduites (dans certains cas, on mentionne la présence d'un dépôt secondaire). Le matériel éolien déposé initialement dans les zones plus élevées du point de vue morphologique a été éloigné par érosion, déposé de nouveau dans les secteurs

¹ Reçu le 6 Mai 1975, accepté le 14 Mai 1975, présenté à la séance du 20 Mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



dépressionnaires, engendrant des loess coluviaux décrits dans la littérature de spécialité sous le nom de „dépôts loessoïdes”.

Les auteurs ont étudié des coupes de loess situées sur le territoire de la Dobrogea centrale (11 coupes) et sur le territoire de la Dobrogea septentrionale (15 coupes).

Les coupes de la Dobrogea centrale, ont été emplacées d'une telle manière si bien qu'elles se situent dans la continuation des coupes étudiées antérieurement en Dobrogea méridionale, les unes dans le rivage du Danube (Ghindărești, Dăieni, Girliciu, Peceneaga) et les autres dans la partie est de la région (Valea Neagră-Mamaia Sat, Năvodari, Nuntas). Pour avoir une image plus claire de la composition minéralogique des loess de la zone des schistes verts, dans le secteur central ont été encore analysées 4 coupes (Fintinele, Grădinari, Casimcea et Topolog).

Vu la diversité de la structure géologique de la Dobrogea septentrionale on a dû examiner quelques coupes de loess situées dans la zone des massifs éruptifs paléozoïques de Turcoaia-Greci-Mircea Vodă, dans la région d'affleurement des porphyres quartzifères de Camena-Cirjelari des corps diabasiques de Niculițel, dans le secteur de la mise au jour des formations triasiques calcaires de la zone de Tulcea (Agighiol), des calcaires crétacés du Bassin de Babadag (Ciucurova, Babadag, Slava Rusă) et dans la zone de développement des formations quaternaires, représentées par des alluvions du Danube (Jijila-Somova-Mahmudia).

On a récolté 130 échantillons de loess soumis ensuite à des déterminations minéralogiques concernant la classe psammitique ($> 0,05$ mm), à des analyses granulométriques et à des déterminations concernant le contenu en carbonates.

L'étude optique effectuée en particulier sur la classe de 0,16-0,06 mm (plus rarement sur les classes de 0,25-0,16 et de 0,06-0,02 mm), a compris pour chaque échantillon deux analyses microscopiques : analyse minéralogique totale et analyse de la fraction lourde obtenue à la suite de la séparation à l'aide du bromophorm.

Sur la classe pélitique ($< 0,005$ mm) des paléosols plus développés, on a effectué des analyses röntgénographiques, des analyses thermodifférentielles et des spectres d'absorption en infrarouge.

II. Particularités mineralogiques-sédimentologiques des loess de la Dobrogea centrale

Zone danubienne. Grâce à la recherche de la composition granulométrique du contenu en carbonates et en particulier de la composition minéralogique de la fraction grossière, on a pu apprécier que 11 coupes situées sur le territoire de la Dobrogea centrale offrent une image véridique sur la manière de dépôt et sur la source du matériel d'origine.

Ainsi, dans les coupes du rivage du Danube, les loess présentent certains caractères qui les diffèrent des matériaux déposés dans le reste de la région.



Les coupes étudiées durant cette année se localisent dans le versant droit du Danube, à partir de Ghindărești (pl. I, fig. 1), au sud et en se continuant vers le nord, à Girliciu, Dăieni (pl. I, fig. 2) et à Peceneaga.

Tout comme dans le secteur méridional, le long de ce trajet, le rivage du Danube tient des affleurements en loess d'épaisseurs qui vont de 10 m, fréquemment, à 20-30 m, en quelques points.

Dans deux coupes analysées, à Ghindărești et à Peceneaga, la succession des loess est interrompue, à certains niveaux, par les intercalations argileuses, représentant les paléosols.

A Ghindărești, les caractères structuraux permettent la séparation des 4 horizons enrichis en argiles, dont le dernier bien développé (environ 2,80 m) est représenté par une argile brune, à „structure prismatique” et à nombreuses taches de mangane (Ps V?).

Les analyses granulométriques ont mis en évidence le caractère sablonneux des loess du rivage dobrogéen du Danube. Dans toutes les coupes en question, la classe psammitique ($> 0,05$ mm) présente des taux de 16 à 37%, dépassant très peu les valeurs établies pour les loess des secteurs plus centraux. Bien que la fraction siltique (0,05-0,005 mm) est prédominante (en moyenne 55%), quelques niveaux révèlent un caractère nettement sablonneux. Ainsi, à Girliciu, un échantillon recueilli d'une profondeur de 6 m, a un taux de sable de 60%, étant au fond le plus élevé contenu enregistré dans les loess dobrogéens. De même, les analyses granulométriques ont mis en évidence des taux d'argiles plus élevés pour les paléosols de Ghindărești et de Peceneaga ; mais en général, les contenus moyens en argile sont plus réduits dans le secteur danubien par comparaison aux coupes de loess des zones vers l'E, diminutions compensées par l'augmentation des contenus en sable.

Les conclusions d'ordre minéralogique, concernant la classe psammitique ($> 0,05$ mm) soulignent premièrement la prédominance des minéraux de la fraction légère entre 83,10% (Ghindărești) et 89,37% (Girliciu). Les trois minéraux principaux (quartz, feldspath et muscovite) présentent généralement des contenus égaux pour les quatre coupes analysées, remarquant seulement une très faible prédominance du muscovite.

Les minéraux lourds, ayant des taux entre 7,97% (Girliciu) et 12,90% (Peceneaga), ne présentent pas des différences qualitatives entre les coupes analysées, en observant qu'elles contiennent les mêmes sortes de minéraux. C'est le taux élevé des minéraux lourds qui est la caractéristique des loess du rivage du Danube, en comparaison avec les contenus des loess étudiés de la partie centrale de la Dobrogea (tab., fig. 1).

Tenant compte de ce point de vue, il faut souligner que cette particularité a été déjà révélée par les recherches antérieures dans les coupes de Rasova, Cernavodă, Seimenii Mari et le Danube, situées le long du rivage du Danube (fig. 2).

Des minéraux lourds, le grenat (fig. 3) apparaît constamment avec les valeurs les plus élevées. Grâce à cette particularité, les coupes du rivage dobrogéen du Danube se caractérisent par une tendance nette



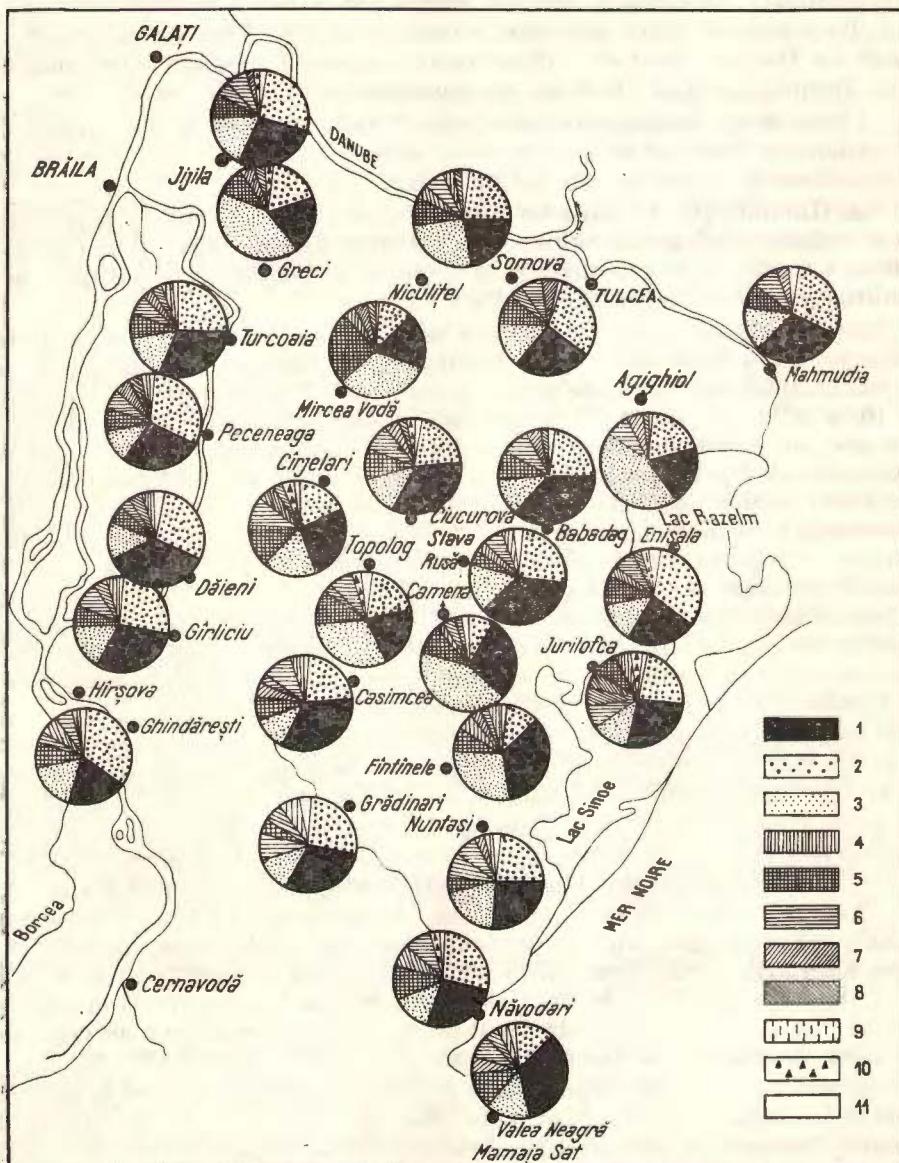


Fig. 1. — Variation du contenu en minéraux lourds dans les loess et les paléosols de la Dobrogea centrale et septentrionale. 1, oxydes ; 2, grenats ; 3, hornblende ; 4, zircon ; 5, épidozeïsite ; 6, rutile ; 7, staurolite ; 8, disthène ; 9, chlorite ; 10, sphène ; 11, autres minéraux.

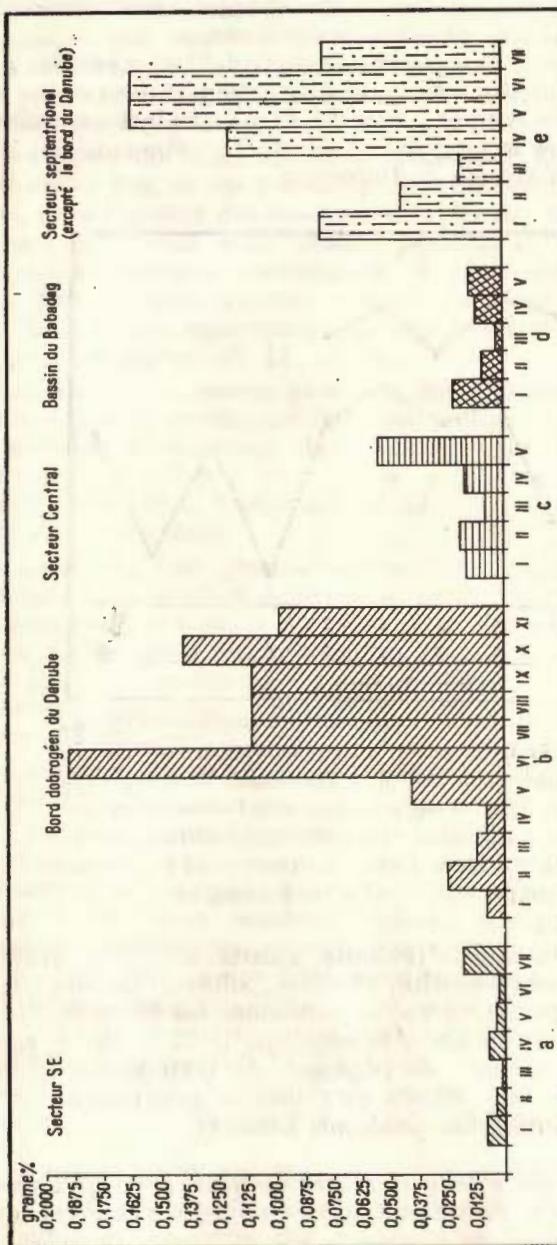


Fig. 2. — Poids du taux de la fraction lourde des coupes de loess de la Dobrogea. Secteur SE ; a) I, Costinești ; II, Agigea ; III, au sud de Constanța ; IV, au nord de Constanța ; V, Ovidiu Nazarea ; VI, Valea Neagră-Mamaia Sat ; VII, Năvodari. Rivage dobrogeen du Danube : b) I, Rasova ; II, au sud de Cernavodă ; III, Seimenii Mari ; IV, Danube ; V, Ghindărești ; VI, Grădiște ; VII, Dăeni ; VIII, Grlciu ; IX, Jijila ; X, Somova ; XI, Mahmudia. Secteur central : c) I, Nuntași ; II, Grădinari ; III, Fântânele ; IV, Jurilofca. Secteur septentrional (excepté le rivage du Danube) : d) I, Slava Rusă ; II, Ciucurova ; III, Babadag ; IV, Enisala ; V, Jurilofca. Secteur septentrional (excepté le rivage du Danube) : e) I, Camena ; II, Chirjelari ; III, Nicolaești ; IV, Turcoaia ; V, Greci ; VI, Mircea Vodă ; VII, Agighiol.

d'accumulation, qui augmente sans cesse, des grenats des coupes du rivage dobrogéen du Danube, où les taux dépassent généralement 30% par comparaison aux contenus de grenats des loess.

La hornblende (verte), qui occupe le second place après les grenats en ce qui concerne la quantité du taux, se distingue par des valeurs uniformes pour toutes les quatre coupes (entre 14-15%). Malgré ces valeurs, la hornblende des loess situés le long du rivage du Danube contient les plus réduits taux des coupes analysées en Dobrogea.

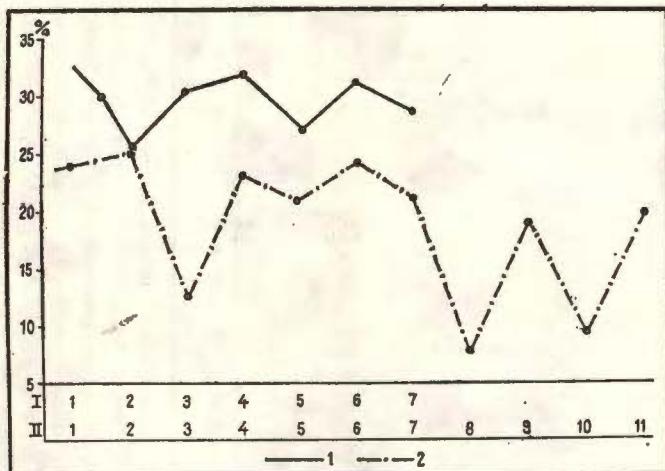


Fig. 3. — Variation du contenu en grenats (1) et hornblende (2) des coupes de loess de la Dobrogea. I. Rivage dobrogéen du Danube : 1, Ghindărești ; 2, Gîrliciu ; 3, Dăieni ; 4, Peceneaga ; 5, Jijila ; 6, Somova ; 7, Mahmudia. II. Zone septentrionale de la Dobrogea (excepté le rivage du Danube) : 1, Nuntași ; 2, Grădinari ; 3, Flintinele ; 4, Casimcea ; 5, Topolog ; 6, Slava Rusă ; 7, Ciucurova ; 8, Camena ; 9, Cîrjelari ; 10, Mircea Vodă ; 11, Agighiol.

Les autres minéraux lourds (épidote, zoïsite, disthène, staurotide, rutile (pl. IV, fig. 1), zircon, biotite, chlorite, sillimanite etc.) (pl. IV, fig. 12 et 13) ont une distribution variée tant dans les zones étudiées que dans d'autres zones. La comparaison minéralogique de la classe pélitique ($< 0,005$ mm) des intercalations de paléosols de Ghindărești et de Peceneaga, met en évidence la présence de l'illite et subordonné du kaolinite à chlorite (abondant dans les paléosols basaux).

Zone médiane et orientale de la Dobrogea centrale. Rien qu'à quelques kilomètres de Danube, vers l'intérieur de la Dobrogea centrale, les loess réduisent leur épaisseur.

Excepté les coupes de Năvodari et de Valea Neagră-Mamaia Sat, dans toutes les autres coupes, dans la base des loess, apparaissent des

schistes verts. Dans la littérature de spécialité, une partie des loess de la Dobrogea centrale est considérée comme ayant une origine secondaire, étant remaniés par des interfleuves et déposés de nouveau ; vu cette opinion, il est intéressant d'observer la manière où les minéraux spécifiques aux schistes verts ont influencé le contenu minéralogique de la fraction grossière des loess.

Des coupes de loess étudiées, seulement les successions de Valea Neagră-Mamaia Sat et de Fintinele apparaissent bien conservées. Dans ces points, on a reconnu des loess séparés par des horizons de sols fossiles, qui dus aux caractères structuraux, peuvent être comparés aux coupes typiques de la Dobrogea méridionale. À Fintinele, sur une épaisseur de 15 m, on peut séparer quatre horizons de loess et quatre niveaux de paléosols, les derniers représentés par des sols argileux bien développés de couleur brun-rougeâtre (pl. II, fig. 2).

Dans les autres points étudiées, les affleurements ont montré la présence des loess à épaisseurs réduites, comprises entre 2 et 5 m. Dans certains secteurs (Casimcea), dans la masse des loess ont apparu aussi des fragments pséphitiques de schistes verts. Ont été également étudiées les coupes de Năvodari, Grădinari (pl. II, fig. 1), Casimcea, Topolog et le rivage du lac de Nuntași.

Du point de vue granulométrique on constate la prédominance de la fraction siltyque (0,05-0,005 mm) dans toutes les coupes analysées, les taux étant compris entre 50 et 65 %. À Valea Neagră-Mamaia Sat et à Fintinele, cette composition spécifique aux loess typiques ne caractérisent que les loess supérieurs ; la partie inférieure des coupes présente un enrichissement substantiel en argile, qui atteint, par exemple, dans l'horizon basal de loess un taux de 60 %.

Les niveaux de paléosols sont caractérisés constamment par des taux élevés d'argile.

Les analyses minéralogiques de la classe psammitique des loess étudiés ont démontré, tout comme dans le secteur oriental, la prédominance de la fraction légère, ayant des taux entre 88 et 93 %. Les quantités qui reviennent à ces trois minéraux (quartz, feldspaths — chalcocodiques, plus rarement potassiques — muscovite) sont à peu près égales pour les sept coupes analysées, à des différences négligeables. Ainsi, dans les trois coupes (Nuntași, Casimcea, Topolog) on constate une faible prédominance du muscovite par rapport au quartz et feldspaths ; dans deux coupes (Valea Neagră-Mamaia Sat et Năvodari), le quartz enregistre une augmentation très petite. À Grădinari, les feldspaths participent avec un taux plus élevé, et à Năvodari les trois minéraux participent avec des taux égaux.

En poursuivant la distribution de ces minéraux dans les loess et les paléosols (Valea Neagră-Mamaia Sat et Fintinele), on constate qu'à Valea Neagră, la moyenne des contenus en quartz indique, pour des paléosols des valeurs faiblement élevées, attestant ainsi l'observation concernant les coupes de la Dobrogea de sud.



Minéral à un degré de résistance plus grand, le quartz, s'est conservé plus bien dans les paléosols, envers les autres deux minéraux.

Après l'analyse des contenus chez les minéraux lourds (fig. 2) on a obtenu des taux plus réduits par comparaison aux valeurs moyennes constatées dans le rivage du Danube. On n'a pas signalé des différences qualitatives entre les coupes étudiées, les mêmes sortes de minérais se rencontrant tant dans les loess du rivage du Danube que dans les loess des secteurs central et oriental.

D'entre les minéraux lourds des cinq coupes, le grenat présente les valeurs les plus élevées (pl. IV, fig. 9, fig. 10); il existe cependant une réduction évidente envers les valeurs enregistrées dans le rivage du Danube (fig. 3). Les taux les plus grands de hornblende se trouvent dans les coupes de Nuntași, Fintinele et Topolog (pl. III, fig. 1).

Les contenus en epidote, zoisite, disthène, staurotide, rutile (pl. IV, fig. 3, 5), zircon, pyroxènes, sillimanite, glauconite et sphène (pl. III, fig. 6) ne montrent pas des différences entre les coupes étudiées; les taux sont en général réduits, s'encadrent dans les valeurs enregistrées dans toutes les coupes de la Dobrogea.

Parmi les particularités minéralogiques des loess de la zone centrale de la Dobrogea, on peut encore mentionner les taux élevés de hornblende des horizons inférieurs de loess (L—IV et L—V) de Fintinele.

La hornblende apparaît sous forme de prismes bien développées, à aspect frais et qui peut atteindre des taux de 72%. En outre, une quantité élevée de hornblende a été aussi rencontrée dans quelques points de la Dobrogea de sud, approximativement aux mêmes niveaux (Codarcăea, Ghenea, 1974), fait qui démontre l'existence d'un intervalle où la hornblende s'est déposée prédominant, niveau qui peut avoir la valeur d'un repère.

En ce qui concerne le contenu en hornblende, on doit signaler une anomalie observée dans la coupe de Topolog (pl. III, fig. 4); l'analyse minéralogique a mis en évidence dans l'horizon supérieur des loess la présence de ce minéral dans une quantité réduite (20% du total des minéraux lourds) sous forme des fénocristaux bien développés à habitus prismatique et non-altérés; dans l'horizon inférieur des loess, la quantité de hornblende augmente brusquement à 57%, ayant des formes différentes des celles de l'horizon supérieur, à partir des prismes petites jusqu'à des granules à terminaisons latérales frangées, généralement altérées. À ces différences (sur les contenus et sur les caractères morphoscopiques de la hornblende) s'ajoutent les différences quantitatives qui existent entre les autres minéraux lourds. Ainsi, dans la partie supérieure des loess, le grenat présente un taux de 30% (pl. III, fig. 3) l'épidote 6% et le rutile 8%, tandis que dans l'horizon basal, les loess contiennent seulement 11% grenats, 3,7% epidote et 2% hornblende. Il paraît qu'à Topolog, les conditions locales ont déterminé le dépôt, sur un loess initial, d'un matériau lœssöïde plus grossier, ayant une source différente de celle du dépôt accumulé initialement.



De l'analyse comparative du contenu minéralogique entre les lœss étudiés au cours des années passées, dans la partie sud de la Dobrogea (en particulier dans la zone du littoral) et dans les lœss déposés sur les schistes verts de la Dobrogea centrale, on a remarqué qu'entre bien des espèces minérales la ressemblance arrive jusqu'à l'identité. On mentionne encore que dans la Dobrogea centrale les coupes de lœss et de paléosols de Valea Neagră-Mamaia Sat et de Fintinele sont en relations en ce qui concerne la succession des oscillations climatiques avec les séquences de la région du littoral du sud de Constantza.

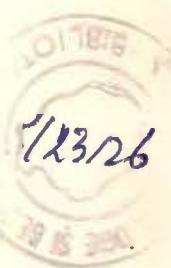
Les analyses minéralogiques de la classe argileuse des paléosols (par des analyses röentgénographiques, des spectres d'absorption en infrarouge et des analyses thermodifférentielles) ont révélé la présence de l'illite, du montmorillonite et du kaolinite en taux approximativement égaux (pour les paléosols des coupes de Valea Neagră-Mamaia Sat); dans l'argile basale de Nuntași ont été remarquées des structures mixtes illito-chloritiques et montmorillonito-chloritiques. Les mêmes structures mixtes ont été aussi rencontrées dans les intercalations de paléosols de la coupe de Fintinele et de Peceneaga.

III. Particularités minéralogiques-sédimentaires des loess de la Dobrogea septentrionale

Etant donné que la structure géologique de la Dobrogea septentrionale est plus compliquée, on a analysé des coupes de lœss situées en plusieurs points de ce secteur, pour disposer d'un nombre plus grand de données concernant les relations entre la roche couche-lœss. En ce sens, les affleurements de lœss ont été choisis, à savoir : de Jurilofca à Enisala (zone alluvionnaire du complexe lacustre Razelm-Golovița-Sinoe), Babadag, Slava Russă et Ciucurova (formations crétacées du Bassin de Babadag), Camena et Cirjelari (porphyres quartzifères), Greci, Mircea Vodă, Turcoaia (granites), Niculițel (diabases), Agighiol (calcaires triasiques), Jijila, Somova et Mahmudia (rivage du Danube).

À Jurilofca et à Enisala, les lœss, ouverts en quelques carrières de la zone des villages, présentent des épaisseurs réduites (2-4 m); les analyses granulométriques indiquent la prédominance de la classe siltique (49% à Jurilofca et 58% à Enisala), l'existence des taux élevés de sables à Jurilofca (23%) et plus réduits à Enisala (16%) (fig. 5).

À la suite de l'analyse minéralogique de la classe psammitique (classe 0,16-0,06 mm) les minéraux de la fraction légère prédominent (93,5% à Jurilofca et 86,35% à Enisala). D'entre ceux-ci le muscovite, tenant des contenus qui dépassent 40%, enregistre les plus élevées valeurs des lœss étudiés en Dobrogea centrale et septentrionale, en imprimant ainsi une caractéristique aux dépôts de la zone du complexe lacustre Razelm-Golovița-Sinoe. En plus, il y a de nombreuses sortes minérales tant à Enisala qu'à Jurilofca en comparaison avec les lœss des autres coupes analysées; on y ajoute les grandes quantités de grenats, un taux de 34%. Toutes ces particularités désignent une zone dans la Dobrogea septen-



trionale, où les loess à contenu minéralogique spécifique dévoilent une source différente pour le matériel dont se sont formés, par rapport aux autres coupes étudiées.

Dans le Bassin de Babadag ont été étudiés trois affleurements de loess déposés sur les formations calcaires crétacées. Ainsi, on a recueilli de la marge NE du Babadag, d'un affleurement où les loess ont une épaisseur de 5 m ; à Slava Rusă les loess atteignent des épaisseurs plus grands (8-10 m) et sont exploités d'une carrière de la zone du village. Le dernier affleurement de ce secteur est à Ciucurova, où, dans la masse des loess, se trouvent, à plusieurs niveaux, des grès calcaires.

Les analyses granulométriques des coupes de loess du Bassin de Babadag ont démontré que le matériel est un silt sablonneux où la fraction siltique tient un taux moyen de 46-54 %, et les sables arrivent à des contenus de 28 % (Ciucurova) (fig. 5).

L'analyse minéralogique de la classe psammitique, révèle qu'en général le quartz, les feldspaths et le muscovite ont des valeurs à peu près égales.

Pour les dépôts de loess, situés sur les formations calcaires crétacées du Bassin de Babadag, leur caractéristique réside dans la quantité totalement réduite de minéraux lourds (fig. 2). De ce point de vue, les loess de ce secteur ont les plus petites valeurs de tous les loess étudiés de la Dobrogea centrale et septentrionale. Les contenus en minéraux lourds sont : 4,67 % pour Ciucurova, 4,71 % pour Slava Rusă et 6 % pour Babadag. Si à cette particularité on ajoute encore les analogies quantitatives des sortes minérales observées dans la composition minéralogique des loess des trois coupes on peut donner une image sur les loess de la zone de Bassin de Babadag.

Les suivantes coupes, Camena, Cîrjelari (zone d'affleurement des porphyres quartzifères), Turcoaia et Greci (granites leucocrates), Mircea Vodă (granites gneissiques) et Niculițel (diabases) se rapportent aux loess déposés au-dessus des formations éruptives de la Dobrogea septentrionale.

Les affleurements de Camena offrent la possibilité de poursuivre des loess avec des épaisseurs de 3-4 m, plus sablonneux à la partie supérieure et argileux à la base. Ce caractère granulométrique dissemblable s'explique probablement par l'existence de deux niveaux de loess déposés dans des conditions différentes. De même, les analyses minéralogiques confirment ce fait, les résultats obtenus révélant des différences évidentes. Pour le niveau supérieur, le quartz et le muscovite présentent des valeurs réduites (25-22 %), en comparaison avec les contenus du niveau inférieur (32-33 %); les feldspaths de l'horizon supérieur ont un taux de 36 %, tandis qu'à la base ils ne touchent que 22 %.

À la partie supérieure des loess, la quantité de minéraux lourds revient un taux de 12 % du total des analyses minéralogiques, envers 5 % dans le niveau inférieur. Des différences plus évidentes apparaissent au contenu en hornblende, qui, atteind des taux de 70 % dans le niveau supérieur et de 26 % dans la base. La hornblende des deux niveaux diffère



de celle du niveau supérieur en se présentant à l'état des grands cristaux frais, en habitus prismatique (pl. III, fig. 5), ayant des clivages parallèles à la face (010), à la différence de la hornblende du niveau inférieur qui se présente sous forme des prismes petites décolorées, ayant de nombreuses inclusions de magnétite.

En s'appuyant sur des données, l'auteur observe qu'à Camena, l'horizon supérieur des loess, très riche en hornblende, représente un matériel formé avec apport de la zone des schistes cristallins mésométamorphiques, représentés par des amphibolites de la série de Ciamurlia. Le loess basal, riche en quartz et muscovite, à contenus ordinaires de hornblende, s'est déposé probablement du matériel éolien commun, la composition de cet horizon, étant voisine de celle rencontrée dans les loess bien développés des secteurs méridionaux.

À Cirjelari, les loess ont des grandes épaisseurs (10 m) à aspect macroporique, de couleur claire et présentent une composition granulométrique caractéristique d'un loess typique (les siltures prédominent, ayant des valeurs moyennes de 58 %).

Les analyses minéralogiques n'ont mis en évidence aucun trait spécifique pour les échantillons étudiés à Cirjelari. Les minéraux de la fraction légère sont nettement prédominantes (92,5 %), d'entre les minéraux lourds, hornblende, grenats et epidote-zoïsite avec des taux plus élevés, font partie des minéraux tenant des valeurs moyennes des loess de la zone centrale et méridionale de la Dobrogea. De faibles augmentations quantitatives ont le rutile, en moyenne 8,35 % (tab., pl. IV, fig. 2) et les pyroxènes (augite et hypersthène) (pl. IV, fig. 7, 8).

À Cirjelari, on n'a pas constaté des analogies d'ordre minéralogique, entre les porphyres de la base des loess et la classe psammitique de la composition des loess.

À Turcoaia, immédiatement au nord du village, les loess apparaissent bien développés dans une série d'affleurement, mettant en évidence la présence d'un matériel siltique, à niveaux où le taux de sables touche jusqu'à 28, respectivement 34 %. Tout comme à Cirjelari, la composition minéralogique se caractérise par des valeurs quantitatives ordinaires, sans observer des ressemblances entre les compositions des roches éruptives de la base des loess et de la classe psammitique de leur composition. Quelques excédents valoriques reviennent au rutile, 9,6 % à une profondeur de 19,50 m (pl. IV, fig. 4) et au sillimanite, 0,71 % à une profondeur de 9,60 m (pl. IV, fig. 11).

L'affleurement dont on a recueilli les échantillons de la zone de Mircea Vodă, se trouve dans la partie orientale du village et indique la présence des dépôts loessoïdes avec des épaisseurs qui ne dépassent pas 5 m, ayant généralement un caractère sablonneux (fig. 5). La composition minéralogique de la classe psammitique, par son caractère particulier, manifeste un apport local. Ainsi, les analyses minéralogiques ont prouvé la présence des plus élevées quantités d'épidote-zoïsite (23,88 %) d'entre toutes les coupes de loess étudiées en Dobrogea (fig. 4 b). En outre, la



hornblende tient des valeurs élevées (38,98 %); généralement le contenu en minéraux lourds des loess de Mircea Vodă (21,62 %) représentent une des plus élevées valeurs quantitatives pour Dobrogea.

Tenant compte des quantités grandes d'épidote-zoïsite (fig. 4 b) et hornblende (fig. 4 a), de la présence des grenats à aspect retromorphisé on

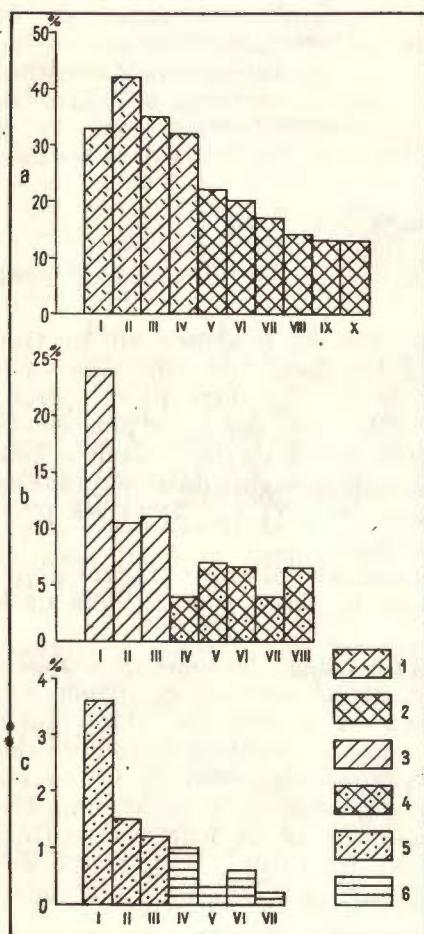


Fig. 4. — Variation du contenu de (a) hornblende, (b) epidote-zoïsite et (c) pyroxènes, dans les coupes de loess de la Dobrogea centrale et septentrionale.
 a) 1 : I, Topolog ; II, Camena ; III, Greci ; IV, Mircea Vodă. 2 : V, Cirjelari ; VI, Niculitel ; VII, Turcoaia ; VIII, Slava Rusă ; IX, Ciucurova ; X, Babadag. b) Secteur septentrional (excepté le rivage du Danube) ; 3 : I, Mircea Vodă ; II, Greci ; III, Cirjelari ; Secteur central et Bassin de Babadag : 4 : IV, Nuntași ; V, Grădinari ; VI, Casimcea ; VII, Slava Rusă ; VIII, Babadag. c) 5 : Zone septentrionale : I, Niculitel ; II, Cirjelari ; III, Turcoaia ; 6 : Secteur central et Bassin de Babadag ; IV, Nuntași ; V, Grădinari ; VI, Casimcea ; VII, Slava Rusă.

peut apprécier qu'une partie du matériel dont se sont formés les loess de Mircea Vodă, provient des schistes mésozonaux à proximité de la localité.

À Greci, l'affleurement étudié se trouve dans la partie est du village, à la base du versant formé de grenats du type de Greci.

Les loess, de 5-6 m d'épaisseur, étudiés du point de vue granulométrique, mettent en évidence la prédominance de la classe siltique (52,72 %) et la présence des sables et des argiles en quantités normales,

pour les loess typiques. Du point de vue minéralogique, la classe psammitique présente quelques particularités qui individualisent les loess de Greci. Donc, le quartz présente des taux élevés (35,52 %) en comparaison avec le feldspath et le muscovite (24 %); la hornblende se trouve en quantité faiblement augmentée (en moyenne 36 %), envers le reste des minéraux lourds. Cette grande quantité de hornblende peut être expliquée par la participation du matériel provenu du détritus des roches granitiques, au cours de la formation des loess qui couvrent les versants de Greci (fig. 4 a).

Dans la partie ouest du village de Niculițel le versant constitué de diabases est couvert chez sa partie supérieure par des loess d'épaisseurs de 10-15 m. On a analysé 6 échantillons recueillis à des intervalles de 2 m et qui du point de vue granulométrique ont mis en évidence une composition voisine à celle d'un loess typique. Ainsi, la classe siltique tient des valeurs moyennes de 51 %, la classe pélitique de 32,33 % et la classe psammitique de 15,33 % (fig. 5).

L'analyse minéralogique globale de la classe psammitique a démontré pour les minéraux légers des taux ordinaires : quartz 33,83 %, feldspath 30,45 % et muscovite 28,57 %. En examinant les contenus de la fraction lourde on observe que le taux élevé de pyroxènes a une particularité évidente, qui dans quelques échantillons de la partie supérieure des loess touchent des valeurs de 11,67 % (profondeur 2 m). Les valeurs élevées des pyroxènes n'ont été rencontrées que dans la partie supérieure de la coupe ; dans la partie inférieure, les valeurs moyennes diminuent presque à 1 % (fig. 4 c).

Cette situation démontre l'influence manifestée par les coulées diabasiques de Niculițel, dans la composition minéralogique des loess supérieurs. On suppose que les horizons inférieurs des loess ont une composition minéralogique comprise entre les limites générales pour la plupart des loess de la Dobrogea centrale et méridionale, mais formés avec apport de matériel transporté à des distances plus grandes.

À Agighiol, les loess déposés sur les formations calcaires triasiques de la zone nord-ouest du village sont homogènes à la partie supérieure, ayant un caractère prédominant poussiéreux. Vers la base, le dépôt devient grossier et contient des fragments de calcaires triasiques et des roches silicifiées. Contrairement à ces éléments qui démontrent la présence des dépôts secondaires, les analyses minéralogiques de la classe psammitique ont signalé que, à divers niveaux, les taux de la hornblende sont extrêmement grands. En conséquence, dans les échantillons 3 et 4 (11 m, respectivement 21 m d'épaisseur) les contenus en hornblende sont de 77 % et de 59,91 %, au reste les taux varient entre 19 et 30 %.

De tout ce que nous venons de dire, un fait semble découler, c'est qu'à la formation des dépôts loessoides de Agighiol, ont participé les matériaux provenant des sources différentes. Déposés initialement au-dessus des zones morphologiquement plus élevées des environs de Agighiol, les loess primaires, à grands contenus de hornblende et formés en zones probablement plus éloignées, ont été repris vers la fin du Pléistocène et au



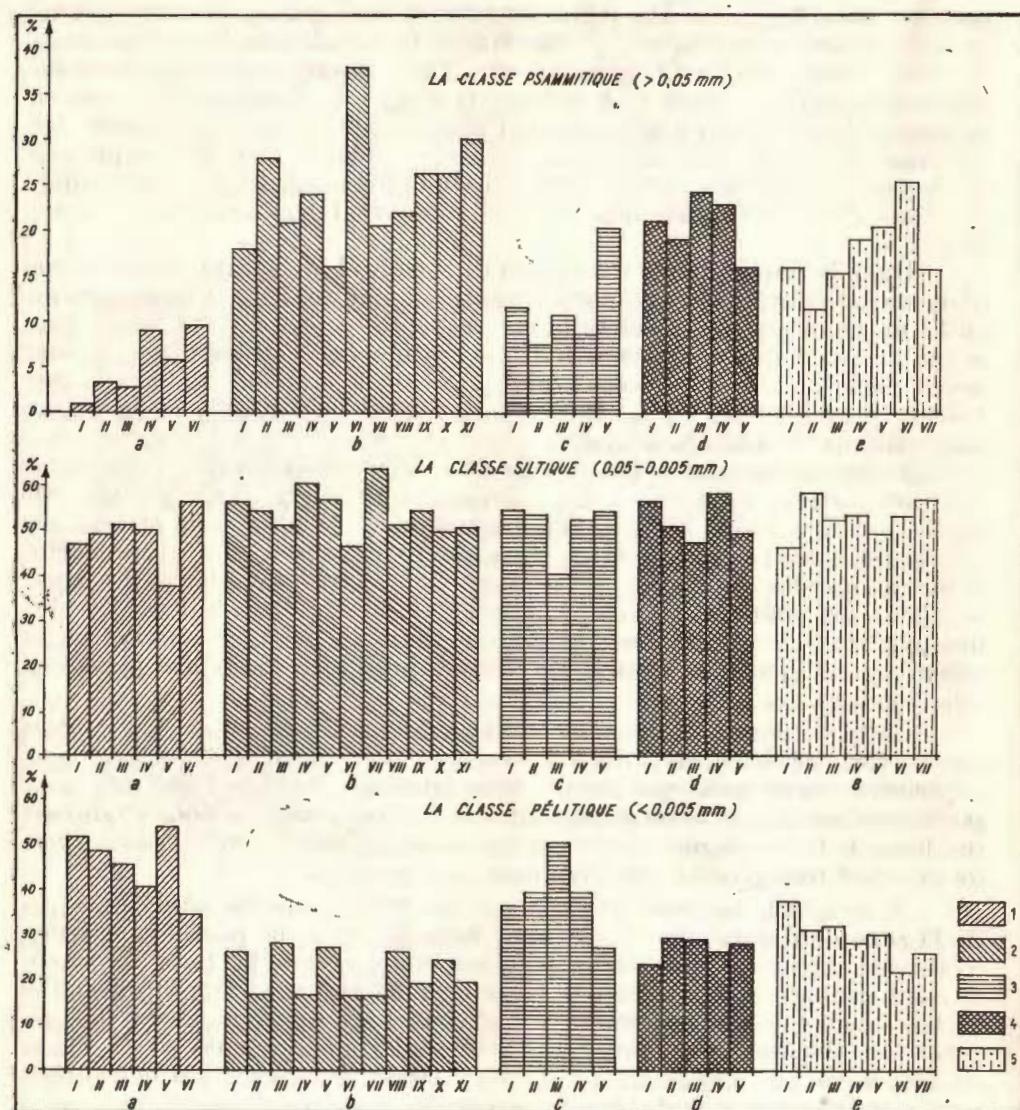


Fig. 5. — Composition granulométrique des coupes de loess de la Dol rgea ; classe psammitique ($> 0.05 \text{ mm}$) ; classe siltique ($0.05-0.005 \text{ mm}$) ; classe pélitique ($< 0.005 \text{ mm}$) : 1; a, secteur sud-est : I, Costinești ; II, Agigea ; III, au nord de Constanța ; IV, au sud de Constanța ; V, Valea Neagră-Mamaia Sat ; VI, Năvodari. 2; b, rivage dobrogéen du Danube : I, Rasova ; II, au sud de Cernavodă ; III, Danube ; IV, Seimenii Mari ; V, Ghindărești ; VI, Gîrliciu ; VII, Dăieni ; VIII, Peceneaga ; IX, Jijila ; X, Somova ; XI, Mahmudia. 3; c, Secteur central : I, Nuntași ; II, Grădinari ; III, Fântânele ; IV, Casimcea ; V, Topolog. 4; d, Bassin de Babadag : I, Babadag ; II, Slava Rusă ; III, Ciucurova ; IV, Enisala ; V, Jurilofca. 5; e, Secteur septentrional (excepté le rivage du Danube) : I, Camena ; II, Cirjelari ; III, Niculițel ; IV, Greci ; V, Mircea Vodă ; VI, Turcoaia ; VII, Agighiol.

cours du Holocène et déposés de nouveau sous forme d'un dépôt secondaire qui a remanié aussi les fragments de roches triasiques. Les autres minéraux lourds comme le staurotide, le zircon, le rutile et le disthène (pl. IV, fig. 6) n'ont pas des valeurs qui dépassent des taux ordinaires (tab.).

Les dernières coupes étudiées sont emplacées sur le versant droit du Danube et correspondent aux affleurements de Jijila, de Somova et de Mahmudia. Dans toutes les coupes, les loess présentent de grands épaisseurs qui touchent jusqu'à 20 m. Tel qu'on a remarqué, dans tous les points situés le long du rivage dobrogéen du Danube, le caractère sablonneux des loess est prédominant. À quelques niveaux, les taux de sable dépassent même 50 % (Mahmudia, profondeur 2,5 m). Parmi les trois affleurements, le plus complet est celui de Mahmudia, le long du rivage du bras de Sf. Gheorghe, où en réalité l'existence d'une grande exploitation des loess pour matériaux de constructions permet de poursuivre de près la succession de loess et de paléosols. Sur une épaisseur de 15 m, on identifie trois horizons de loess, le dernier (L, III) ayant la plus grande épaisseur (7 m). La séquence comprend trois paléosols, les deux premiers horizons à l'état des bandes de couleur grise, et le dernier (Ps, III), bien développé, brun-rougeâtre.

Les analyses minéralogiques sur la classe psammitique des loess de Jijila, Somova et Mahmudia ont mis en évidence les particularités : des taux élevés de minéraux lourds (fig. 2), des grandes quantités de muscovite (l'un des minéraux de la fraction légère) (tab.) et des valeurs augmentées pour des grenats (fig. 3). À Mahmudia, si on poursuit la séparation des minéraux lourds dans les horizons de loess et de paléosols on observe que dans les loess, les minéraux peu résistants apparaissent rarement, tandis que les minéraux à grande résistance à l'altération physique et chimique sont en général bien développés dans les paléosols ; les grenats (fig. 3) et la tourmaline soulignent bien ces fluctuations. Le rutile, le disthène et le zircon présentent une répartition relativement uniforme dans les loess et les paléosols.

Les analyses thermodifférentielles, röentgénographiques et les spectres d'absorption en infrarouge, effectuées sur la classe pélitique ($< 0,005$ mm) des intercalations de paléosols de ce secteur, indiquent l'abondance des hydromices. C'est l'illite qui prédomine, suivi par le kaolinite.

IV. Quelques considérations sur la genèse des loess et des dépôts loessoïdes de la Dobrogea centrale et septentrionale

Les résultats des analyses minéralogiques de la classe psammitique des loess nous ont aidé d'élucider le problème concernant l'origine du matériel dont ils se sont formés. Tel qu'on a déjà mentionné, le long du rivage du Danube entre Ghindărești (au sud de Hîrșova) et Mahmudia les particularités d'ordre granulométrique et minéralogique dénotent l'existence d'une source commune du matériel d'origine. Ces particularités ont été signalées, sans exception, même dans les coupes situées le long du rivage du Danube dans la zone méridionale entre Ghindărești et Rasova. Elles se rapportent à : caractère grossier des loess, grande quantité des minéraux



TABLEAU
Principaux composants minéralogiques des loess et des dépôts lessoides de la Dobrogea centrale et septentrionale

| Minéraux | Ghindă-reşti | Gîrlciu | Dăieni | Peceneaga | Jijila | Somova | Mahmudiya | Valea Neagră-Maramă Sat | Năvodari | Nuntaş | Grădinari | Fintnele |
|----------------------|--------------|---------|--------|-----------|--------|--------|-----------|-------------------------|----------|--------|-----------|----------|
| Quartz | 28 | 27,13 | 28,88 | 33,71 | 32,56 | 29,33 | 27,33 | 34 | 29,75 | 28,69 | 29,38 | 30 |
| Feldspath | 28,49 | 32,04 | 28,18 | 24,89 | 30,08 | 26,18 | 26,60 | 30 | 30,86 | 25,77 | 34,02 | 37 |
| Muscovite | 33 | 29,11 | 30,72 | 27,04 | 27,45 | 31,89 | 34,31 | 30,50 | 30,77 | 37,79 | 29,96 | 22 |
| Grenats | 32,21 | 25,59 | 30,79 | 31,94 | 27,46 | 31,74 | 28,78 | 18,89 | 27,66 | 22,07 | 26,19 | 12,62 |
| Hornblende | 15,81 | 15,77 | 15,88 | 13,36 | 17,93 | 14,74 | 15,59 | 13,09 | 17,80 | 23,99 | 15,25 | 27,39 |
| Epidote-zoisite | 8,65 | 6,34 | 4,93 | 6,54 | 7,43 | 7,24 | 7,31 | 11,55 | 5,66 | 4,55 | 6,45 | 7,65 |
| Disthène-staurolithe | 9,06 | 4,82 | 4,58 | 8,65 | 4,81 | 5,65 | 5,29 | 6,70 | 7,31 | 9,04 | 5,58 | 5,50 |
| Futille-zircon | 7,46 | 10,22 | 8,29 | 7,40 | 7,18 | 7,63 | 6,88 | 9,89 | 6,54 | 8,48 | 9,96 | 5,56 |
| Biotite-chlorite | 0,40 | 1,10 | 0,52 | 0,48 | 0,76 | 1,27 | 0,58 | 1,03 | 1,28 | 0,58 | 1,39 | 0,77 |
| Pyroxènes | 0,10 | 0,09 | 0,28 | 0,25 | 0,44 | 0,99 | 0,89 | 0,19 | 0,88 | 0,98 | 0,39 | 0,41 |
| Tourmaline | 0,21 | 0,63 | 0,52 | 0,58 | 0,54 | 0,63 | 0,35 | 2,56 | 0,44 | 0,36 | 0,67 | 0,28 |

| Casimcea | Topolog | Slava Rusă | Babadag | Ciucurova | Enisala | Jurilofca | Camena | Criveliari | Niculitel | Turcoaia | Greci | Mircea Vodă | Agighiol |
|----------|---------|------------|---------|-----------|---------|-----------|--------|------------|-----------|----------|-------|-------------|----------|
| 25,82 | 26,44 | 31,43 | 33,05 | 35,62 | 33,10 | 25,93 | 29,52 | 29,63 | 33,83 | 34,17 | 35,62 | 27,37 | 29,27 |
| 20,93 | 27,77 | 24,56 | 25,73 | 12,99 | 16,63 | 29,75 | 22,96 | 30,45 | 25,86 | 25,74 | 18,40 | 25,44 | |
| 37,74 | 31,52 | 28,02 | 33,22 | 31,24 | 40,21 | 40,90 | 27,85 | 39,94 | 28,57 | 30,12 | 24,41 | 27,41 | 33,89 |
| 24,70 | 21,44 | 24,77 | 24,60 | 21,73 | 34,05 | 25,17 | 7,98 | 18,99 | 24,63 | 24,97 | 19,73 | 9,69 | 20,26 |
| 18,62 | 33,21 | 14,30 | 13,20 | 13,89 | 13,74 | 16,65 | 42,34 | 22,58 | 20,92 | 17,04 | 35,63 | 31,98 | 37,09 |
| 5,12 | 8,37 | 4,21 | 7,67 | 7,93 | 7,99 | 6,63 | 3,29 | 11,06 | 7,80 | 5,30 | 10,68 | 23,88 | 6,76 |
| 5,64 | 4,46 | 4,62 | 6,84 | 7,03 | 4,93 | 4,32 | 5,51 | 8,03 | 6,19 | 5,03 | 5,35 | 4,77 | |
| 10,76 | 6,50 | 7,07 | 8,78 | 8,44 | 7,18 | 8,88 | 3,92 | 9,76 | 8,29 | 7,66 | 3,21 | 5,80 | 5,25 |
| 1,06 | 0,64 | 0,80 | 0,58 | 1,05 | 2,80 | 1,50 | 1,51 | 1,42 | 1,80 | 0,16 | 0,52 | 0,39 | 0,50 |
| 0,67 | — | 0,21 | — | 0,63 | 1,24 | 1,79 | 0,91 | 1,53 | 3,63 | 1,24 | 0,28 | 0,78 | 0,98 |
| 0,69 | 0,38 | 0,67 | 0,81 | 0,74 | 0,94 | 0,46 | — | 0,77 | 0,56 | 0,77 | 0,36 | 0,24 | 0,43 |



Institutul Geologic al României

lourds de la composition de la classe psammitique, taux élevés de grenats, constance du taux de la hornblende. Il en résulte que les alluvions paléo-Danube (probablement würmiennes) ont constitué la principale source des matériaux, entraînés et déposés par le vent.

En étudiant les coupes situées dans la zone des schistes verts on remarque une analogie frappante avec les coupes de la zone du littoral de la Dobrogea méridionale. Cette analogie est justifiée par la composition minéralogique et par le fait que dans la Dobrogea centrale il y a des coupes de loess et de paléosols de Valea Neagră-Mamaia Sat et de Fântinele, qui peuvent être bien corrélées avec les coupes similaires de la zone du littoral (Dobrogea méridionale).

Selon la classification de Fink (1969), les loess de la Dobrogea centrale et méridionale (de la zone du littoral) correspondent à des dépôts éoliens typiques. L'origine du matériel peut être liée aux alluvions de la Mer Noire, s'il faut avoir présent à l'esprit le fait que durant le Pléistocène supérieur (Würmien), le niveau de la mer était plus basse, la zone exposée à la déflation occupant des surfaces plus grandes.

Pour le présent, le rôle du matériel provenu des poussières fines résultées de la marge de la calotte glaciaire, est bien difficile à expliquer.

En Dobrogea septentrionale, les résultats des recherches des coupes ont souligné la manière différente sous laquelle apparaissent les loess et les dépôts loessoïdes.

Les analyses minéralogiques ont démontré dans la plupart des cas l'existence d'une liaison avec les roches de soubassement. Les grandes quantités de hornblende de la coupe de Camena et de Topolog sont dues au détritus riche en hornblende, provenu de l'altération des amphibolites (série de Ciamurlia). À Niculitel, la grande quantité de pyroxènes des loess (11,67 %, 2 m en profondeur) démontre l'aspect du matériel provenu de l'altération des diabases à pyroxènes.

Une situation à part se rencontre dans la zone du lac de Razelm, où les loess de Jurilofca et d'Enisala contiennent les plus grandes quantités de muscovite des coupes de la Dobrogea (40%). Si on ajoute aussi les quantités réduites de quartz, les taux élevés de grenats et le grand nombre des sortes minérales identifiées on arrive à la conclusion que le matériel constituant provient des alluvions du système lacustre de Razelm-Golovița-Sinoe.

Dans le Bassin de Babadag il y a une zone où les loess tiennent une composition minéralogique particulière. Ainsi, dans les loess de Babadag, à Ciucurova et à Slava Rusă (pl. III, fig. 7) on a trouvé les plus réduites quantités de minéraux lourds de la Dobrogea septentrionale. Si on ajoute à cette particularité commune des trois coupes, les analogies de composition, nous sommes à portée de considérer que les loess du Bassin de Babadag se séparent comme une zone minéralogique pétrographique.

L'existence sur une superficie relativement réduite des loess et des dépôts loessoïdes à caractères variés explique pour la plupart des cas la genèse colluvio-déluviale des loess de la Dobrogea septentrionale ; l'influence



éoliennes généralement inexistantes est toutefois la cause du dépôt des loess de la partie inférieure des coupes de Niculițel ou Agighiol, ou des loess de la zone du système de Golovița-Sinoe-Razelm.

V. Considérations stratigraphiques

Pour établir l'âge des loess de la Dobrogea il faut tenir compte des critères paléopédologiques suivant lesquels les groupes de sols (Ps III et Ps V) sont considérés comme sols interglaciaires Riss-Würm et Mindel-Riss (Conea, 1970). Les horizons de sols fossiles plus faiblement développés dans la partie supérieure des coupes ont été attribués à des interstadiales du Würm. Conformément à ce point de vue, la partie supérieure des loess et des paléosols des coupes de Valea Neagră-Mamaia Sat, Fintinele et Ghindărești représenterait le Würm, et la base de ceux-ci arriverait jusqu'à Mindel.

L'existence des loess anciens dans la Dobrogea centrale a été mentionnée récemment à l'occasion des découvertes paléontologiques, dans la grotte de Gura Dobrogei (Samson, Radulescu, 1972). En s'appuyant sur la présence des restes de mammifères, les auteurs considèrent que la sédimentation du matériel loessoïde a commencé dans la grotte de Gura Dobrogei depuis le Mindel.

Les dernières années, en quelques points du territoire de la Dobrogea, on a trouvé un inventaire paléolithique considéré comme représentant un faciès typiquement moustérien (Păunescu, Mogosanu, Cireciu Maru, 1972).

On doit mentionner qu'en 1968 Valoch a décrit un inventaire lithique qui du point de vue typologique fait partie des industries du Paléolithique moyen. Récemment, Ghenea, Codarcea, 1974 ont découvert dans le secteur de Nazarcea-Ovidiu un inventaire paléolithique, représenté par un grand nombre de pièces atypiques et quelques pièces typiques.

En comparant avec l'Europe centrale, on peut considérer que les groupes de sols III, IV et V correspondaient au complexe Stillfried, et les paléosols I et II au complexe Stillfried B.

Sur la base de ces points de vue on conclut que : les loess et les paléosols de Dobrogea (partie centrale et septentrionale) se sont formés pendant le début du Pléistocène (Mindel) et la plupart des loess et des paléosols de Dobrogea sont d'âge plus récent, appartenant probablement à la dernière période froide du Pléistocène. Ce dernier point de vue auquel nous adhérons est complété par le fait qu'une partie des dépôts sablonneux du rivage du Danube ainsi que les loess et les dépôts loessoïdes de la Dobrogea septentrionale ont continué leur dépôt jusqu'au Holocène, probablement.

VI. Conclusions

1. Pour la caractérisation sédimentologique-minéralogique des loess et des dépôts loessoïdes de la Dobrogea centrale et septentrionale on a effectué des analyses granulométriques, des déterminations de carbonates,



des analyses minéralogiques sur la classe psammitique des loess et des paléosols, des analyses thermodifférentielles, spectres d'absorption en infrarouge et des analyses röentgénographiques sur la classe pélitique de quelques horizons des sols fossiles.

2. Du point de vue granulométrique on a constaté que les loess sont formés prédominant des matériaux appartenant à la classe siltique (entre 0,05 et 0,005 mm). Les analyses granulométriques ont mis en évidence le caractère plus sablonneux des loess déposés dans la zone du rivage du Danube, prouvant l'apport des alluvions du Danube à la formation de ces dépôts.

3. Le contenu en carbonates compris entre 10 et 33 % est non-uniforme en ce qui concerne la distribution sur le territoire de la Dobrogea centrale et septentrionale, en remarquant toutefois de faibles augmentations dans les loess plus sablonneux.

4. Les analyses minéralogiques effectuées sur la classe psammitique font l'objet du présent ouvrage. Une caractéristique minéralogique des loess et des dépôts loessoïdes se rapporte à la prédominance nette de la fraction légère, où le quartz, les feldspaths et le muscovite (avec quelques exceptions) présentent des valeurs approximativement égales.

5. Les minéraux lourds participent avec des taux relativement réduits et sont représentés en général par : oxydes (magnétite, titanomagnétite, hématite), grenats (almandin, grossulaire et très rarement pyrope), hornblende, epidote, zoïsite, staurolite, disthène, rutile, zircon et subordonné par : sphène, biotite, chlorite, actinote, glaucophane, pyroxènes (augite, hypersthène, plus rarement enstatite et pigeonite), sillimanite, barkévicite, riebeckite, chlorite, glauconite et brookite.

Les différences minéralogiques d'ordre quantitatif observées à l'occasion de l'étude des coupes emplacées sur diverses types de formations géologiques, ont élucidé quelques problèmes concernant la genèse des loess. Ainsi, la zonation minéralogique obtenue met en évidence :

une province danubienne où l'apport des alluvions du Danube à la formation des loess est évident ;

une province centrale (Dobrogea des schistes verts) qui par les ressemblances de composition se relie à la zone de littoral de la Dobrogea méridionale ;

une série de petites zones, dans la partie nord de la Dobrogea, caractérisée par des dépôts de loess où l'apport local tient une importance particulière (Mircea Vodă, Niculițel, Bassin de Babadag, zone limitrophe du complexe lacustre de Razelm-Golovița-Sinoe, etc.).

6. Les données minéralogiques ont mis en évidence l'existence d'un transport éolien, dans la zone danubienne et dans celle de la Dobrogea centrale et de la genèse colluvio-déluviale pour les loess et les dépôts loessoïdes du nord de la Dobrogea.



BIBLIOGRAPHIE

- Brătescu C. (1934) Profilele cuaternare în falezele Mării Negre. *Bul. Soc. rom. geogr.* III, p. 24–28, Bucureşti.
- Cernescu N. (1952) Studiul cristalochimic al argilei din loess. *D.S. Inst. Geol.* XXXV, p. 27–35, Bucureşti.
- Codarcea Venera, Parichi M., Vasilescu P. (1971) Etude minéralogique de certains sols constitués sur les loess et des dépôts loessoïdes. *Acta geologica Acad. Scient. Hungaricae*, 16, 1972, p. 383–402, Budapest.
- Ghenea C. (1974) Studii mineralogice asupra unor sedimente cuaternare din Dobrogea de Sud. *D. S. Inst. Geol.* LXI/1, Bucureşti.
- Cornea Ana (1970) Formaţiuni cuaternare în Dobrogea. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.
- Duplaix S., Malterre H. (1946) Les associations des minéraux lourds dans les limons quaternaires du bassin de Paris. *B.S.G.* (5) XVI, p. 173–176, Paris.
- Fink I. (1969) Les loess en Autriche. *Bull. Assoc. française pour l'étude du Quaternaire*, p. 17–21, Paris.
- (1969) Les progrès de l'étude des loess en Europe. *Bul. Assoc. française pour l'étude du Quaternaire*, p. 3–12, Paris.
- Ghenea C., Codarcea Venera (1974) Consideraţii geologice asupra unui profil de loessuri din Dobrogea de sud. *St. tehn. econ.* H 5, p. 7–22, Bucureşti.
- Gerasimov I. P. (1964) Loesses genesis and Soil Formation. *Rep. of the VI-th Intern. Congr. on Quant.*, INQUA IV, p. 463–468, Lodz.
- Guenther E. W. (1961) Sediment petrographische Untersuchung von Loessen., Köln, Graz.
- Hasse G., Richter H. (1957) Fossile Boden in Löss an der Schwarz meerküste bei Constanța. *Pett. Geogr. Mittel*, 3, p. 161–173.
- Kallenbach H. (1966) Mineralbestand, und Genese subbayerischer Lössse. *Intern. Zeitschr. Geol. Geologische Rundschau*, p. 582–608, Stuttgart.
- Kriger H. M. (1965) Loess its characteristics and relation to geographical environment for VII Congress of INQUA-USA, Ed. științifică, Moscova.
- Lautridou J. P. (1957) Les loess dans l'ouest de la France. *Bull. Assoc. Francaise pour l'étude du Quaternaire*, p. 79–80, Paris.
- Liteanu E., Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România. *St. tehn. econ.* H/1, Bucureşti.
- Maruszczack H. (1969) Une analyse paléogéographique de la répartition du loess polonais et de ses caractères lithologiques directifs. *Biuletyn Peryglacjalny. INQUA*, p. 133–153, Varşovia.
- Minarikova Dagmar (1969) Petrografic kvartérních sedimentu v údoli Dunaje mezi Komarnem a átarovem. *Geologiske Prace správy*, 49, p. 113–214, Bratislava.
- (1970) Petrografie kvatérnisch sedimentu Záhorské niziny. *Abornik Geologickej vad. r. A. sv. 9*, p. 77–129, Bratislava.
- Minkov M. (1968) The loess in north Bulgaria. *Publishing house of the Bulgarian Academy of Sciences*, Sofia.
- Molnar B. (1970) Pliocene and pleistocene lithofacies of the great Hungarien plain. *Acta Geol. Acad. Scient. Hungaricae*, 14, p. 445–457, Budapest.
- (1964) On the relationship between the lithology of the abrasion area and the transported sediments. *Acta mineralogica-petrographica. Acta Universitatis Szegedensis Hungaria*, p. 69–88, Szeged.



- Moreau P. (1967) Sur l'origine des associations des minéraux lourds dans le Cenomanien de la Charente. *C. R. Sciences*, p. 249—255, Paris.
- Munteanu I. (1974) Materialele parentale ale solurilor din Dobrogea de nord. *Anal. Inst. de cerc. pedol. agrochim.* 42, Bucureşti.
- Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq Y. (1970) Les minéraux en grains. Méthodes d'études et détermination. Paris.
- Păunescu A., Mogosanu F., Cîrciumaru M. (1972) Unele considerații privind Paleoliticul mijlociu din Dobrogea. *Pontica*, V, p. 11—27, Constanța.
- Popovăț M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P. (1964) Loessuri și soluri fosile în podisul Dobrogei sudice. *St. tehn. econ.* C/12, p. 11—14, București.
- Rădulescu D. (1965) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. didactică și pedagogică, ediția II-a, București.
- Racinski R. (1969) Le profil du loess à Nieleden sur le Plateau de Lublin à la lumière de l'analyse de minéraux lourds. *Btuletyn Paraglactalny*, p. 179—205, Łódź.
- Samson P., Rădulescu C. (1961) Esquisse de stratigraphie würmienne en Roumanie. *Raport of the VI, INQUA Congres*, p. 577—582, Warszawa.
- Rădulescu C. (1972) Découverte des dépôts à faune mindelienne dans les grottes de la Dobrodjea Centrale. *Travaux de l'Institut de speologie „Emil Racovitza”*.
- Spirescu M. (1965) Loessuri și soluri fosile. *St. tehn. econ.* C (Pedologie), 16, p. 79—129, București.
- Va loch K. (1968) Gisement du Pléistocène supérieur — Mamaia sur la côte de la Mer Noir (R. P. Roumanie). *La Préhistoire*, Paris.

QUESTIONS

M. Sandulescu : 1. Il y a de forts arguments pour considérer les loess présentés dans votre communication comme étant de même âge, autrement les comparaisons et les corrélations faites donnent naissance à des discussions ?

2. Vu la grande différence entre la composition minéralogique et la granulométrie des loess le long du rivage du Danube et de ceux du bord de la mer et de la Dobrogea centrale, peuvent être encore considérés comme ayant la même origine ?

Réponse : La première question est liée à la deuxième. En séparant plusieurs provinces minéralogiques dans les loess et les dépôts loessoïdes de la Dobrogea, les corrélations qui se rapportent non seulement à la période mais aussi à la genèse des loess sont sans valeur si les matériaux d'où se sont formés les loess ne se sont pas déposés au cours de la même période. Pour corrélérer divers coupes, nous n'avons à notre portée que les critères paléopédologiques de la structure des paléosols de la Dobrogea. Dans la région du Danube, à Ghindărești, et à Mahmudia, les horizons de paléosols prouveraient l'existence des mêmes oscillations climatiques qui se rencontrent dans les coupes de la Dobrogea centrale (Fintinele) et dans la zone du littoral au sud de Constantza.

En acceptant la même période de formation des loess, l'origine ne peut plus être la même tant pour les loess du rivage du Danube que pour les matériaux du reste de la Dobrogea. Le long du rivage du Danube, les caractères minéralogiques et sédimentologiques confirment la provenance du matériel des alluvions anciennes du Danube qui durant le Pléistocène supérieur cou-



lait vers l'intérieur de la plaine. Pour les loess du sud et de la partie centrale de la Dobrogea, l'origine de la poussière de la zone des calottes glaciaires ne peut pas être expliquée, puisque les caractères minéralogiques spécifiques des loess le long du rivage du Danube ne permettent pas de supposer que d'autres matériaux, qui en évitant la zone du Danube, se sont déposés vers l'intérieur. La seule possibilité serait que l'origine dépend des alluvions marines, parce que le niveau de la mer était encore baissé et une partie de la plate-forme continentale de la Mer Noire exondée.

PLANCHE I

Fig. 1. — Coupe de Ghindărești.

Fig. 2. — Coupe de Dăieni.



VENERA CODARCEA, C. GHENEA. Les loess de la Dobrogea centrale et septentrionale. Pl. I.



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Fig. 1. — Coupe de Grădinari.
Fig. 2. — Coupe de Flintinele.



Institutul Geologic al României

VENERA CODARCEA, C. GHENEA. Les loess de la Dobrogea centrale et septentrionale. Pl. II.



1

123126
1918-1937
C.R.



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

PLANCHE III

- Fig. 1. — Hornblende. Echantillon 1, profondeur 1,5 m; coupe de Nuntaș. Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 2. — Ensemble de minéraux prédominant les grenats. Echantillon 4, profondeur 4,5 m; coupe de Nuntaș; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm; a) grenats; b) tourmaline; c) epidote; d) chlorite; e) disthène; f) rutile.
- Fig. 3. — Ensemble de minéraux prédominant les grenats. Echantillon 2; profondeur 3 m; coupe de Topolog; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm; a) grenats; b) oxydes; c) sphène; d) epidote.
- Fig. 4. — Ensemble de minéraux prédominant la hornblende. Echantillon 1, profondeur 2 m; coupe de Topolog; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm; a) hornblende; b) oxydes; c) tourmaline.
- Fig. 5. — Ensembles de minéraux prédominant la hornblende. Echantillon 1; profondeur 1,5 m; coupe de Camena; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm; a) hornblende; b) tourmaline.
- Fig. 6. — Sphène idiomorphe. Echantillon 5, profondeur 6,5 m; coupe de Fintinele; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 7. — Sphène arrondi. Echantillon 1; profondeur 0,5 m; coupe de Slava Rusă; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.



VENERA CODARCEA, C. GHENEÀ. Les loess de la Dobrogea centrale et septentrionale. Pl. III.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

- Fig. 1. — Rutile macle en genou (010). Echantillon 4, profondeur 4,5 m ; coupe de Dăieni ; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 2. — Rutile macle en genou (010) corrodé. Echantillon 2, profondeur 4 m ; coupe de Cirjelari ; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 3. — Rutile (100). Echantillon 4, profondeur 4,5 m ; coupe de Nuntași ; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 4. — Rutile macle en cœur (301). Echantillon 4 ; profondeur 19,5 m ; coupe de Turcoaia ; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 5. — Rutile bourgéonné. Echantillon 4, profondeur 4,3 m ; coupe de Grădinari ; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 6. — Disthène. Echantillon 5, profondeur 22 m ; coupe de Agighiol ; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 7. — Augite. Echantillon 1, profondeur 1 m ; coupe de Enisala ; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 8. — Hypersthène. Echantillon 4, profondeur 8, 10 m ; coupe de Cirjelari ; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 9. — Grenat idiomorphe. Echantillon 4, profondeur 4,5 m ; coupe de Nuntași ; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 10. — Grenat de la zone de schistes métamorphiques rétromorphisés. Echantillon 4, profondeur 4,5 m ; coupe de Casimcea ; Nic. II; $\times 70$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 11. — Sillimanite. Echantillon 3, profondeur 9,60 m ; coupe de Turcoaia ; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 12. — Sillimanite. Echantillon 3, profondeur 9,70 m ; coupe de Ghindărești ; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 13. — Sillimanite. Echantillon 3, profondeur 30,70 m ; coupe de Peceneaga ; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 14. — Sillimanite. Echantillon 1, profondeur 1,40 m ; coupe de Topolog ; Nic. II; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.



VENERA CODARCEA, C. GHENEA. Les loess de la Dobrogea centrale et septentrionale. Pl. IV

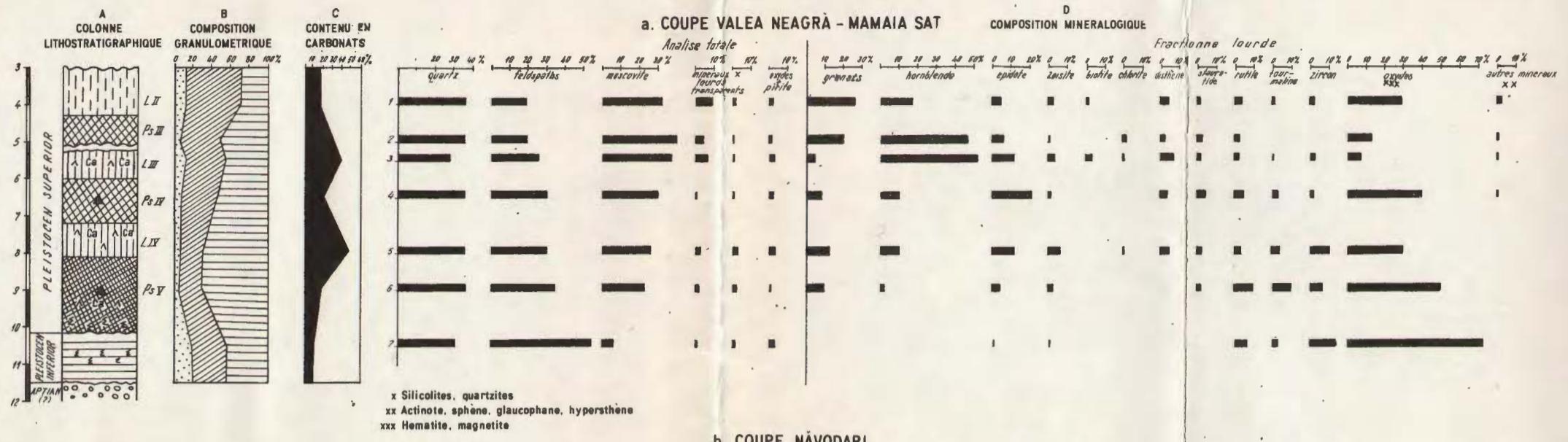


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.

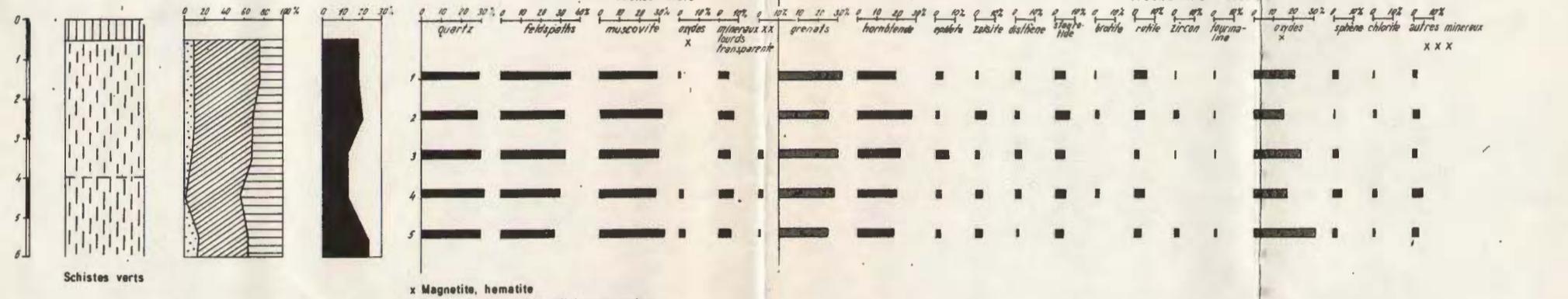


Institutul Geologic al României

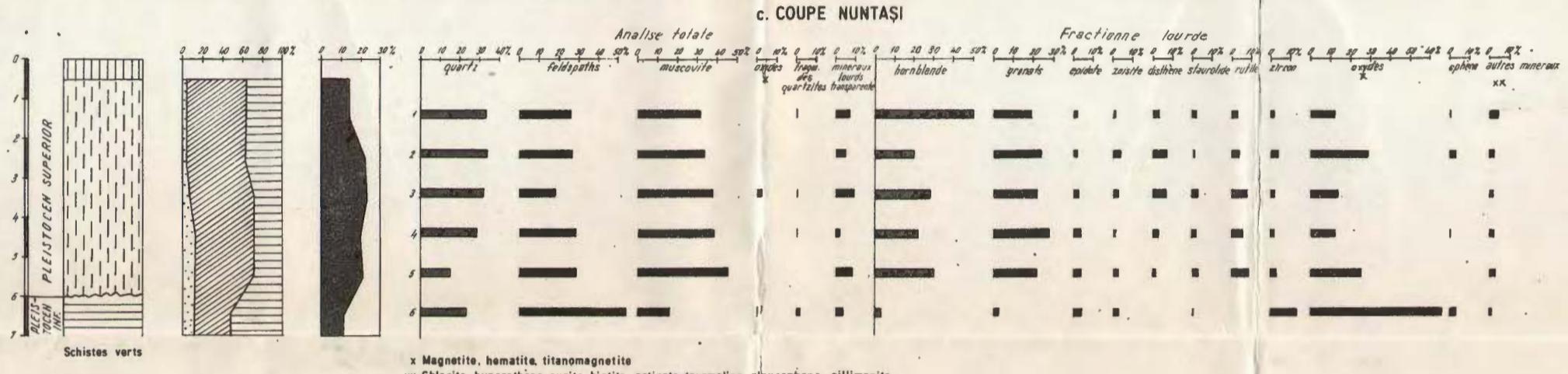
DOBROGEA CENTRALE (A)



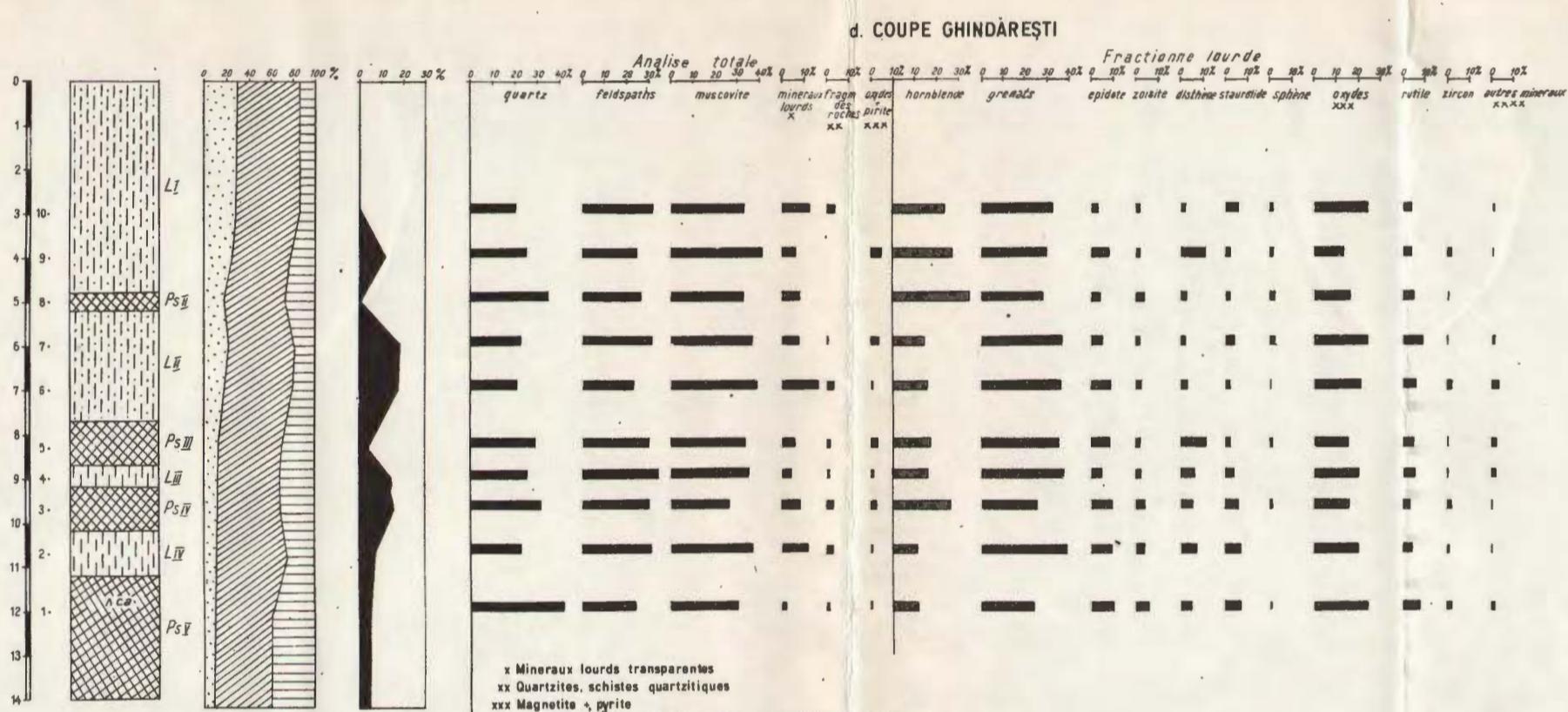
a. COUPE VALEA NEAGRĂ - MAMAIÀ SAT



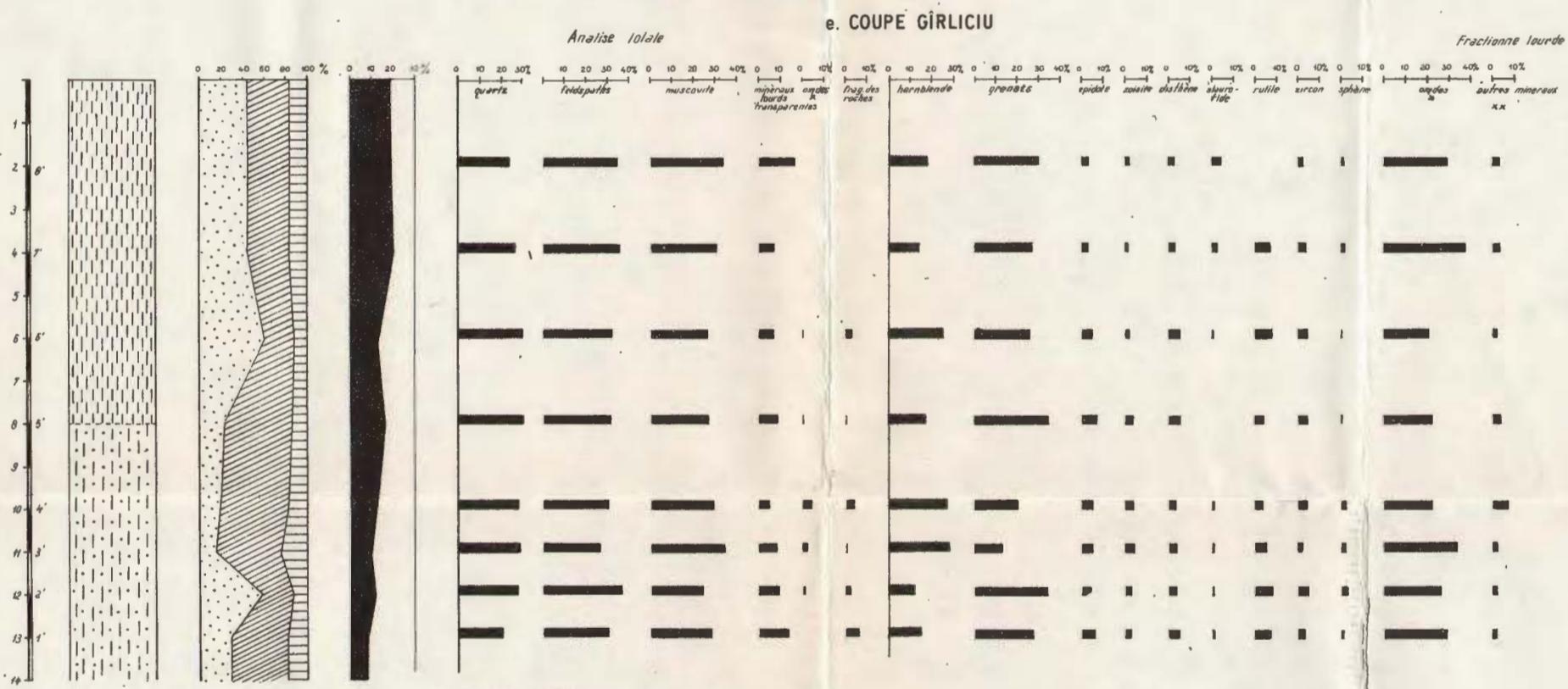
b. COUPE NUNTAȘI



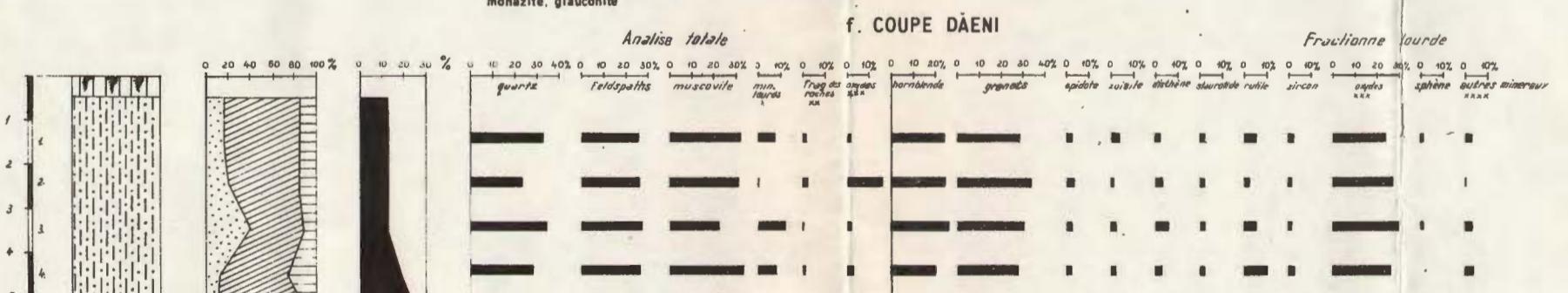
c. COUPE GHINDĂREȘTI



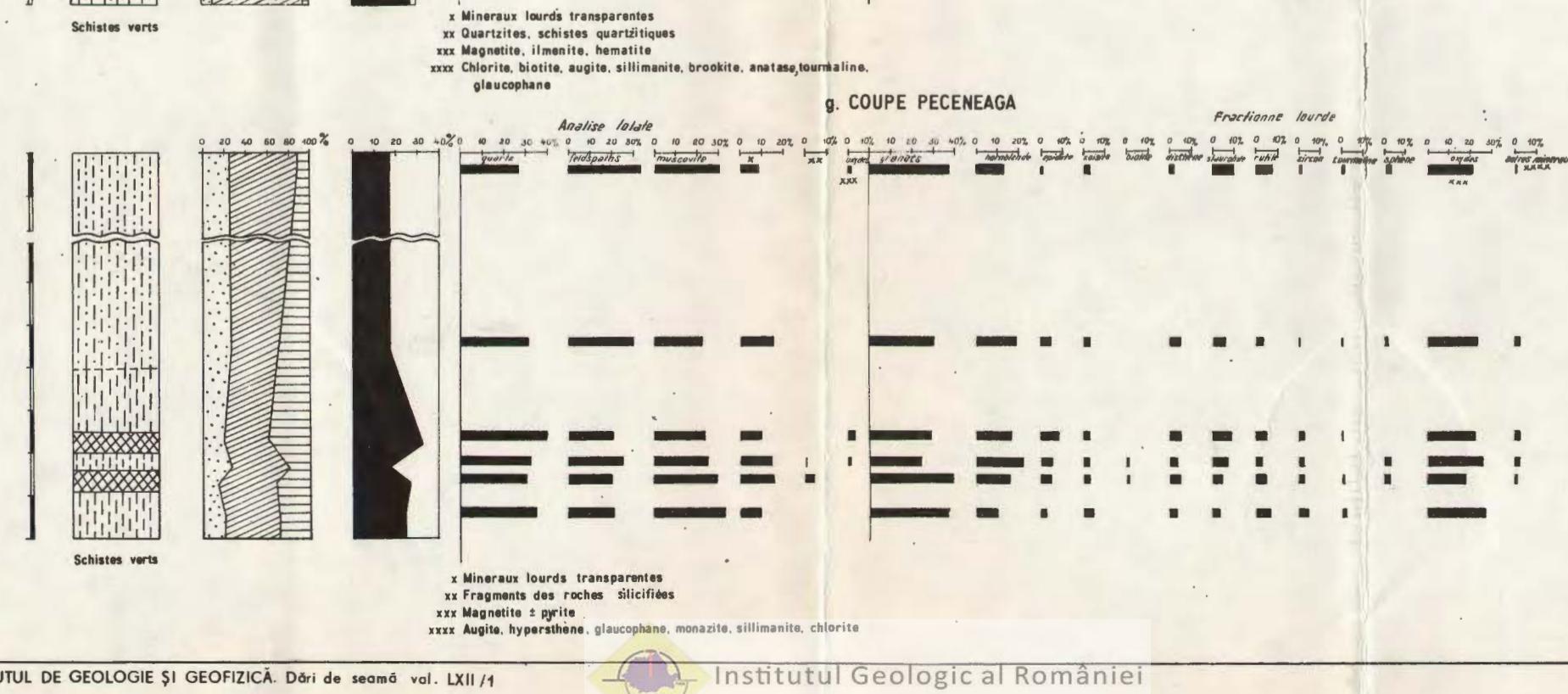
d. COUPE GIRLICIU



e. COUPE DĂENI



f. COUPE PECENEAGA

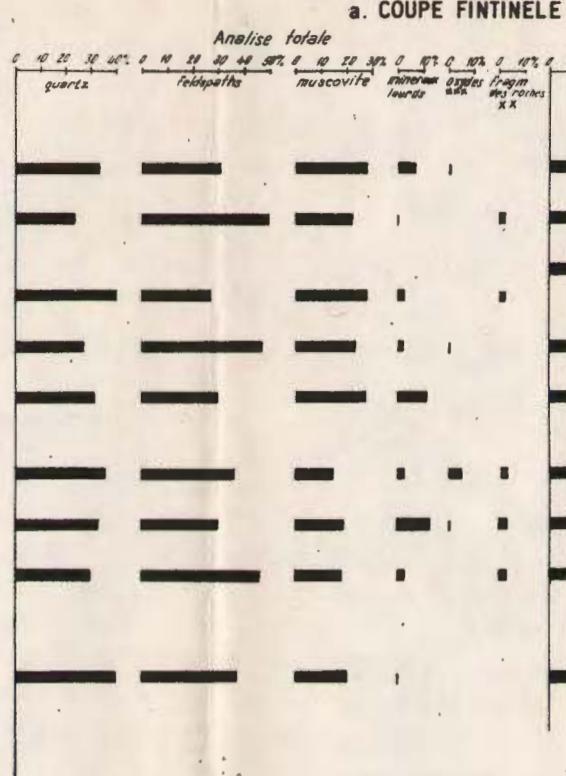
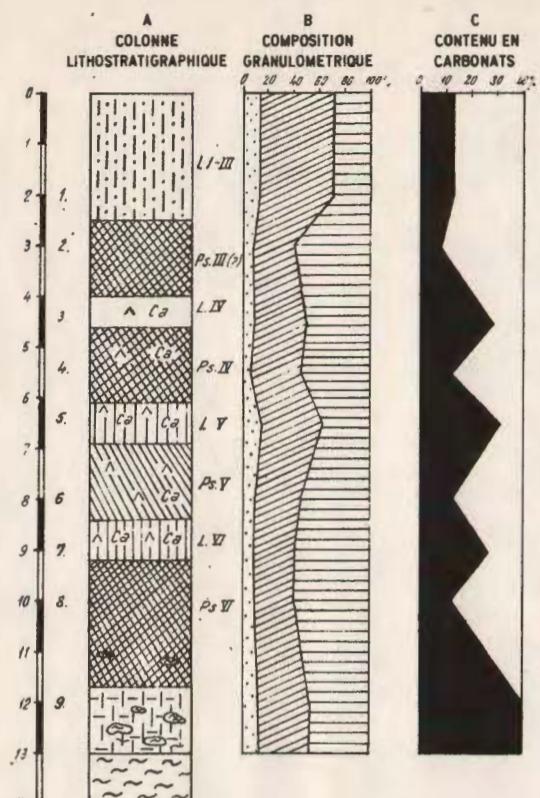


LEGÈRE

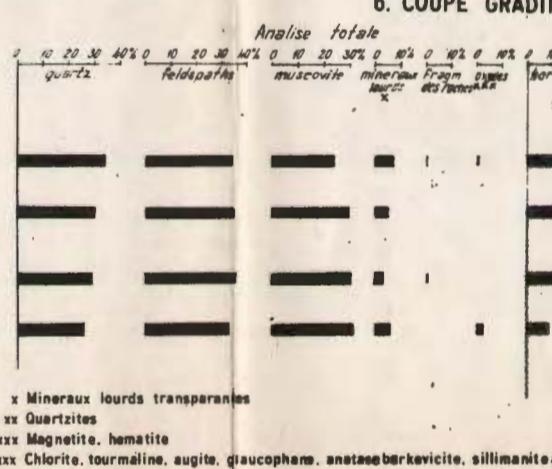
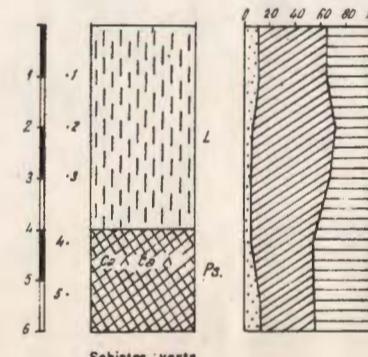
- [Symbol] Sol actuel
- [Symbol] Loess siltiliques
- [Symbol] Loess siltiliques sablonneux
- [Symbol] Loess sablonneux
- [Symbol] Loess argileux
- [Symbol] Loess argileux
- [Symbol] Paleosols faiblement argileux
- [Symbol] Paleosols argileux
- [Symbol] Argiles
- [Symbol] Argiles sablonneux
- [Symbol] Graviers
- [Symbol] Concretions calcaires
- [Symbol] Gypses
- [Symbol] Schistes verts
- [Symbol] Matériaux argileux à fragments des schistes verts
- [Symbol] Industrie münsterienne
- > 0.05 mm
- 0.05-0.005 mm
- < 0.005 mm



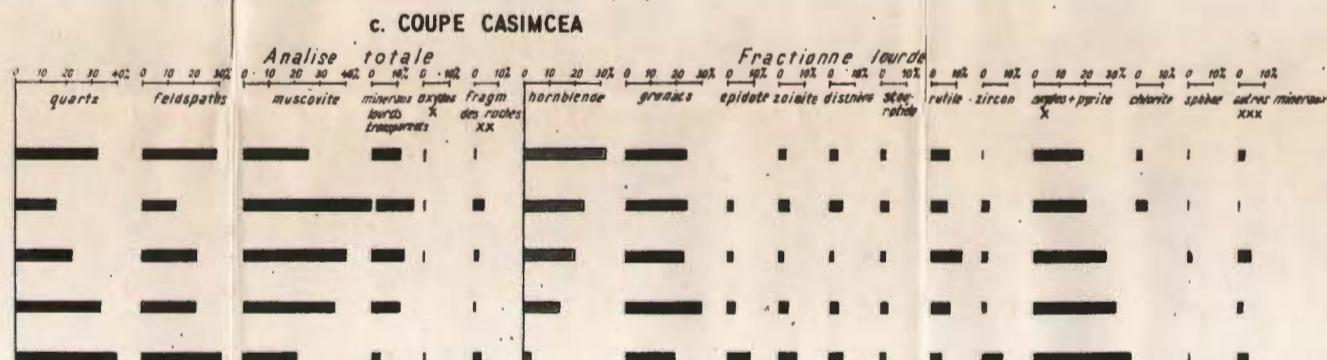
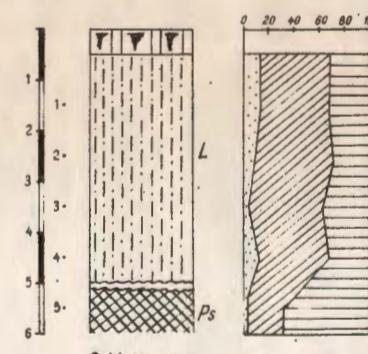
DOBROGEA CENTRALE (B)



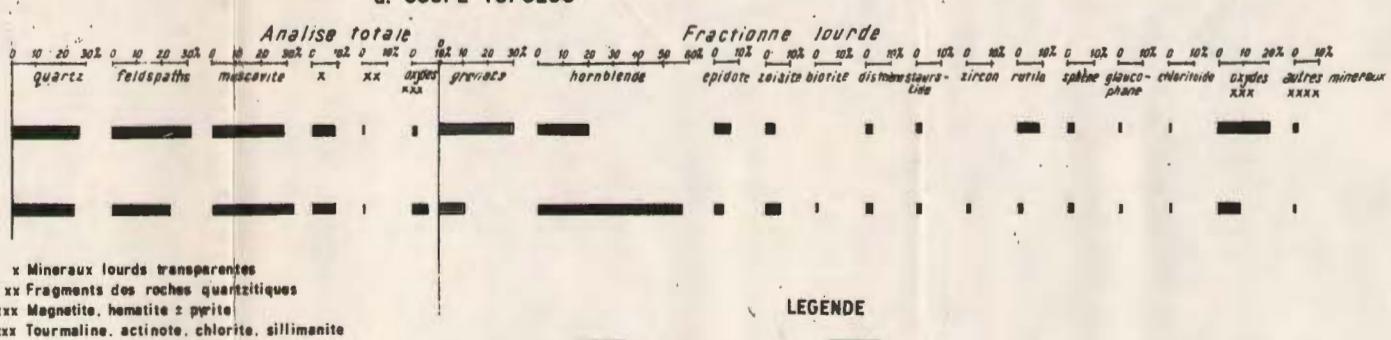
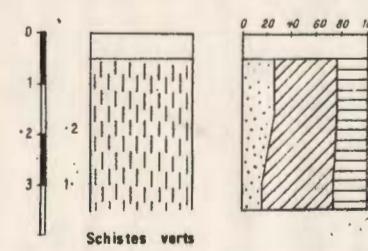
x Mineraux lourds transparentes
xx Quartzites concretions siliceuses roches silicifiées
xxx Titanomagnetite, magnétite
xxxx Chlorite, hypersthène, augite, pigeonite, biotite, tourmaline, sphene



x Mineraux lourds transparentes
xx Quartzites
xxx Magnetite, hematite
xxxx Chlorite, tourmaline, augite, claucoptene, anatasberkevite, sillimanite



x Magnetite, hematite
xx Quartzites, schistes quartzitiques
xxx Hypersthène, augite, pigeonite, biotite, brookite

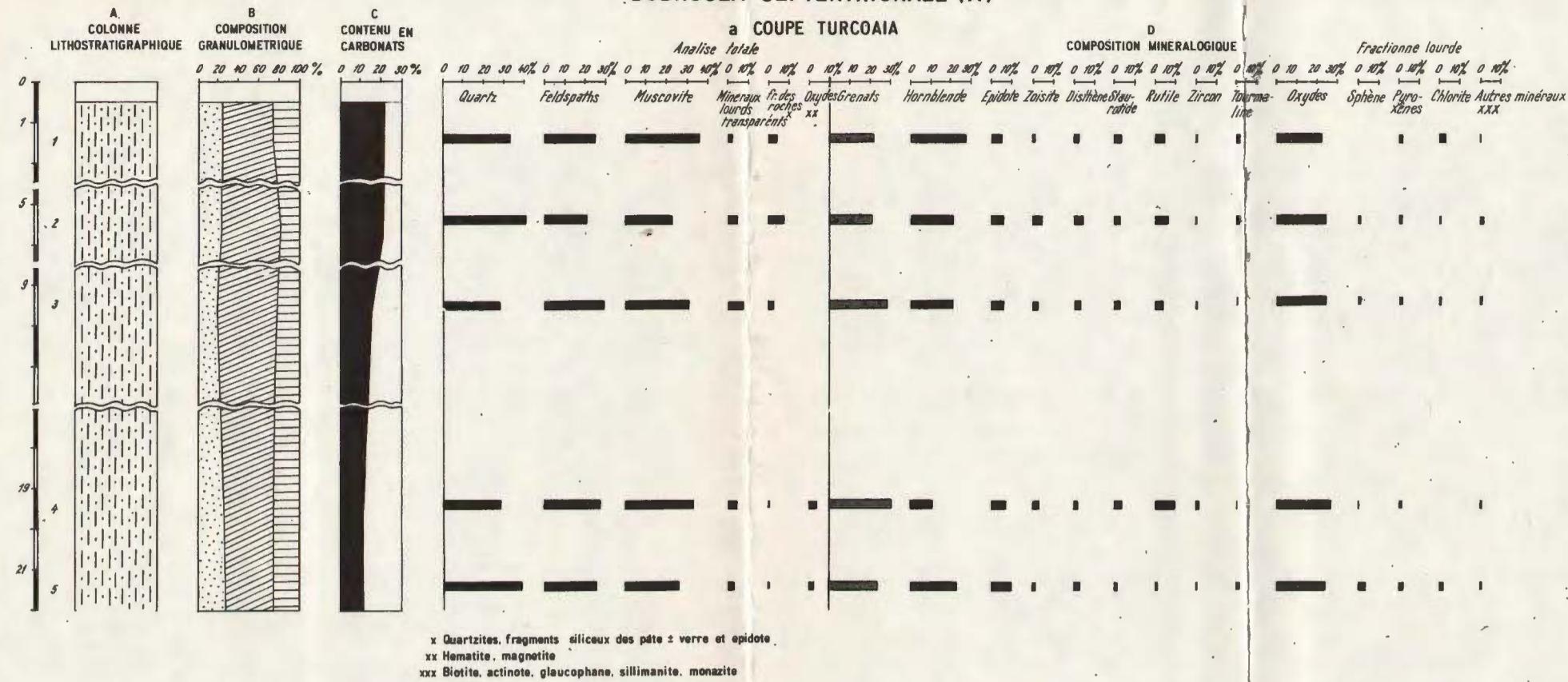


x Mineraux lourds transparentes
xx Fragments des roches quartzitiques
xxx Magnetite, hematite + pyrite
xxxx Tourmaline, actinote, chlorite, sillimanite

LEGENDE

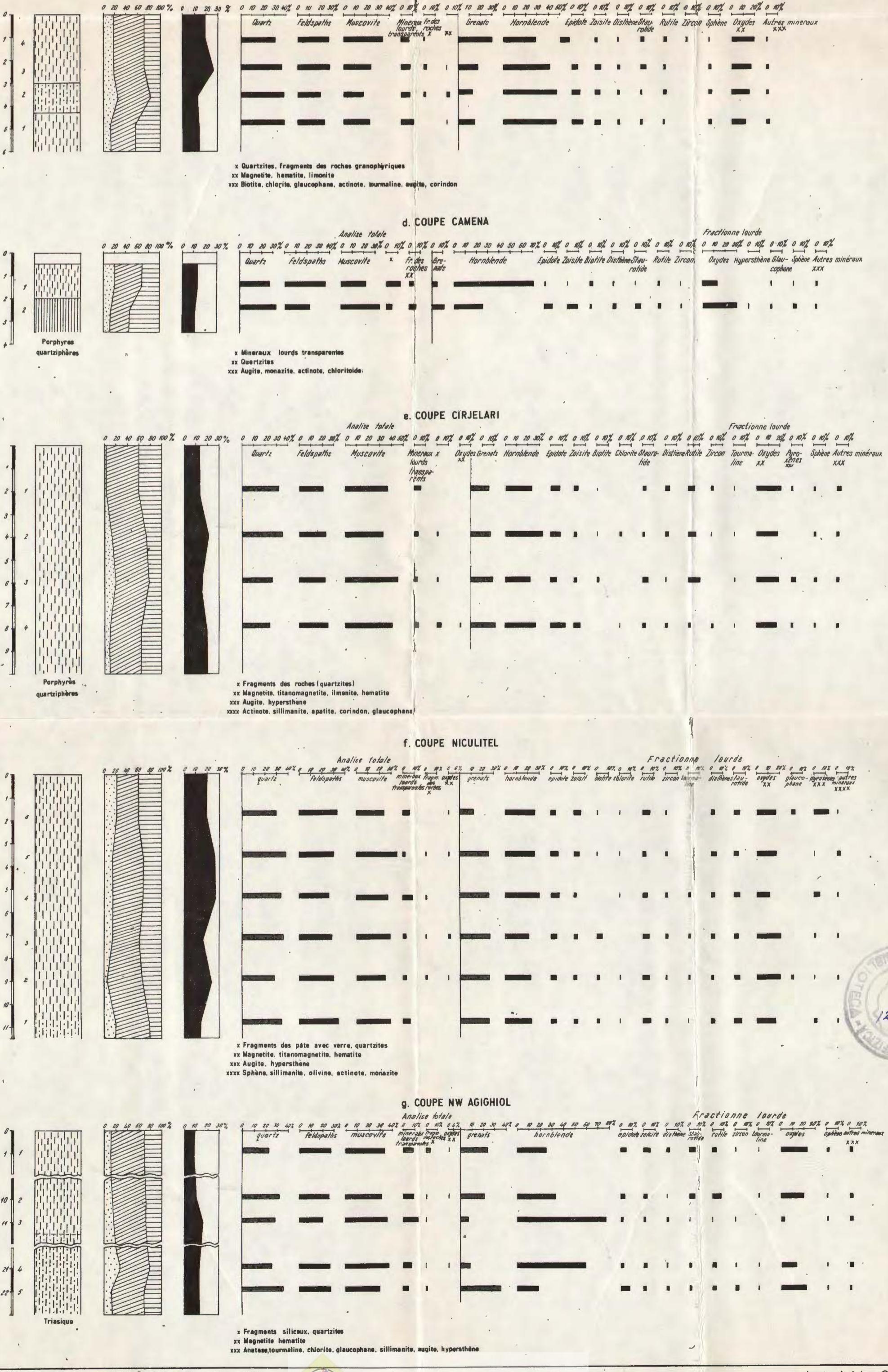
| | |
|--|--|
| | Soil actuel |
| | Concrections calcaires |
| | Matières argileuses à fragments des schistes verts |
| | Schistes verts |
| | > 0.05 mm |
| | 0.05-0.005 mm |
| | < 0.005 mm |

DOBROGEA SEPTENTRIONALE (A)



LEGENDE

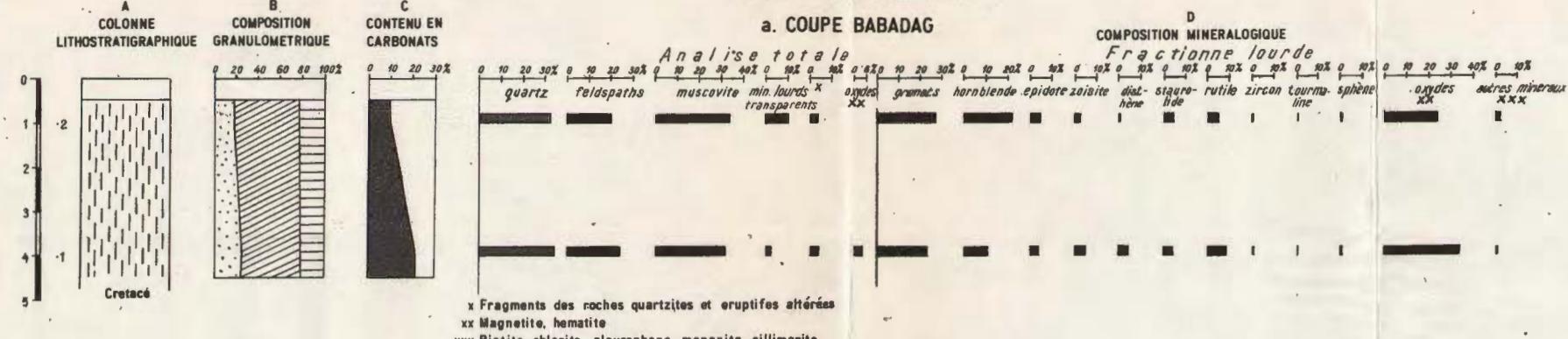
-
-
-
-
-
-
-



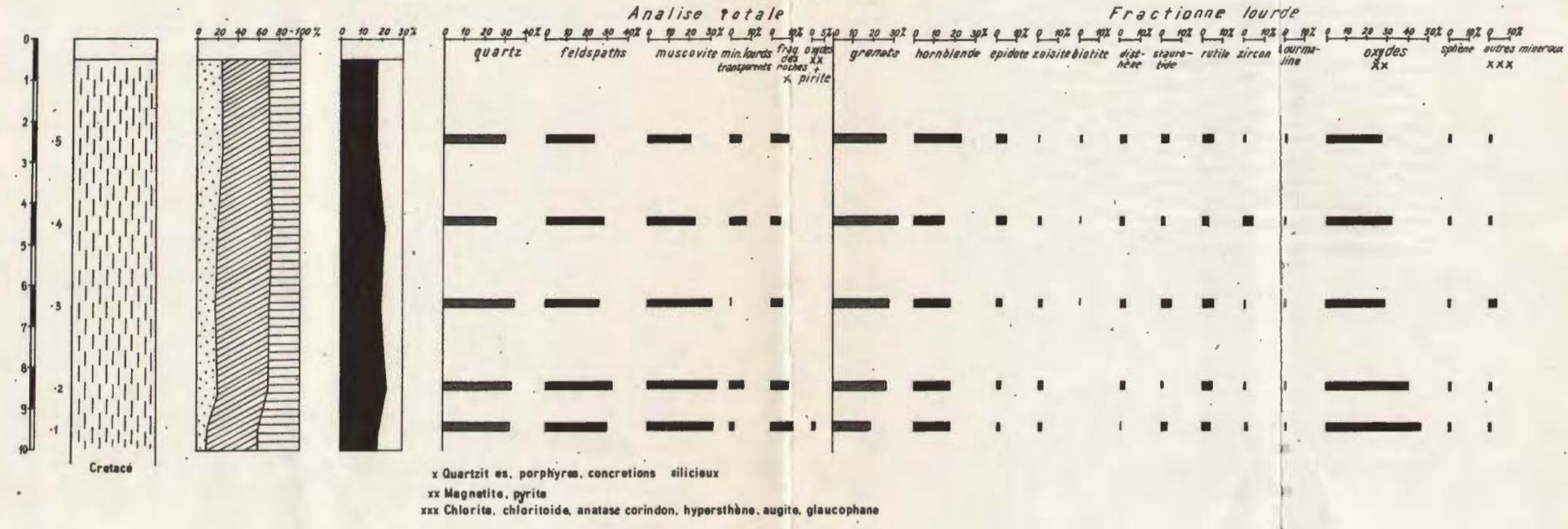
DOBROGEA SEPTENTRIONALE (B)

(BASSIN DE BABADAG)

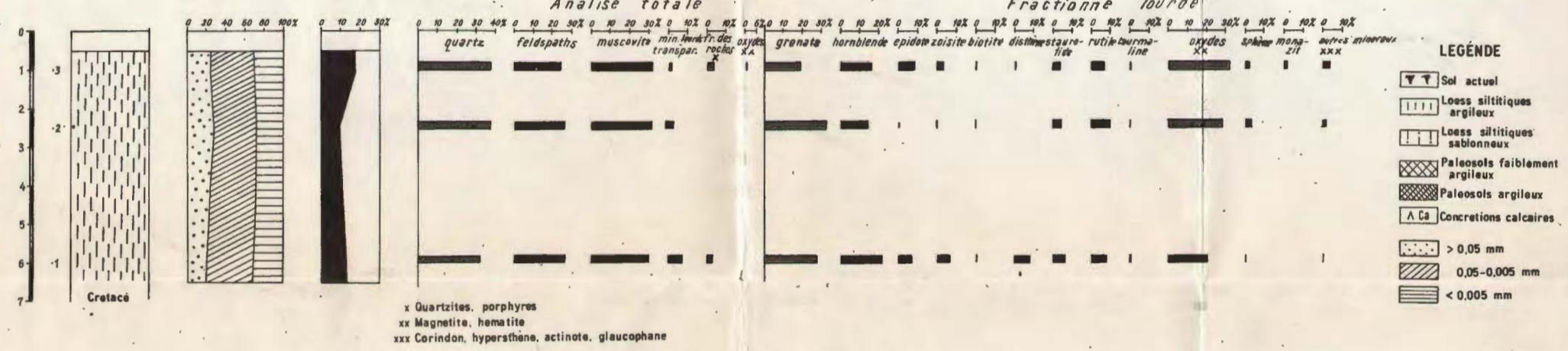
a. COUPE BABADAG



b. COUPE SLAVA RUSA

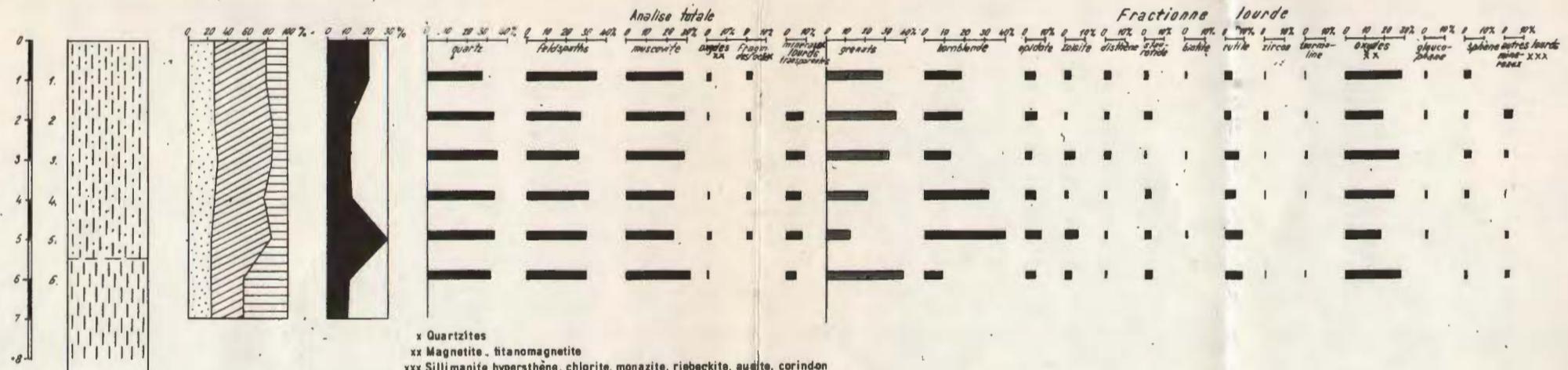


c. COUPE CIUCUROVA

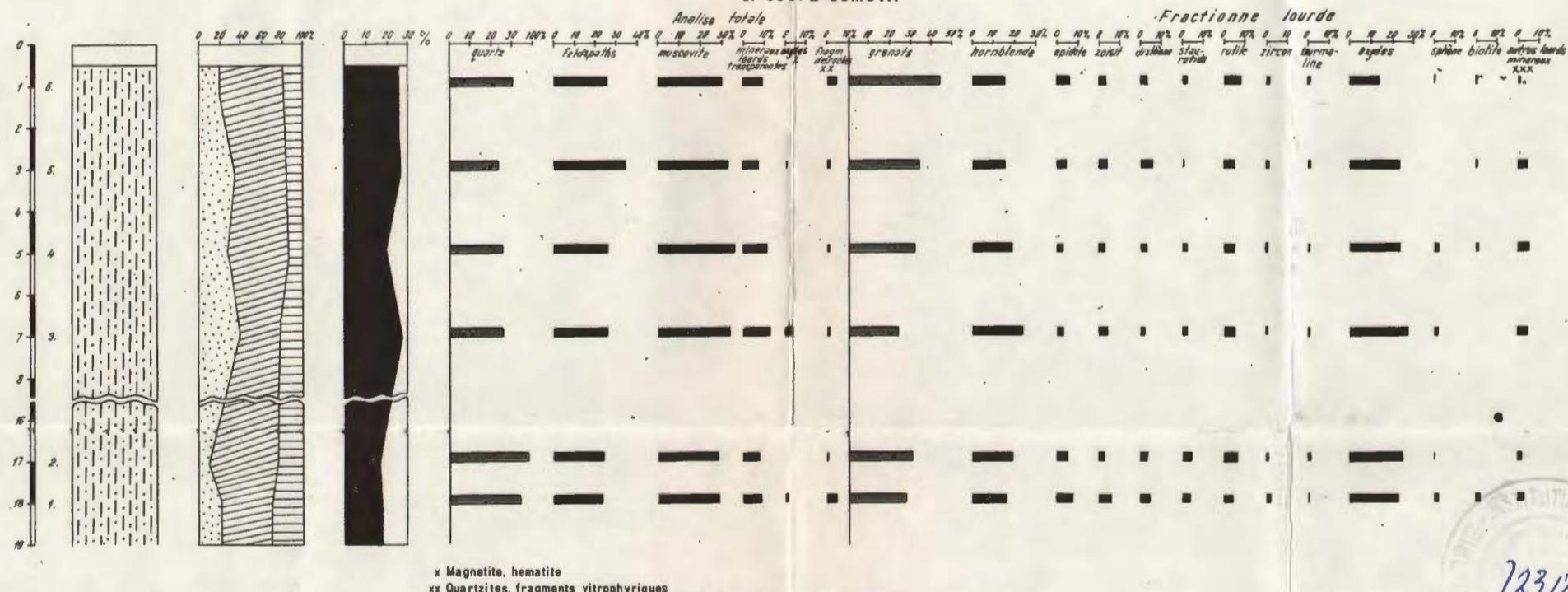


RIVAGE DOBROGÉEN DU DANUBE

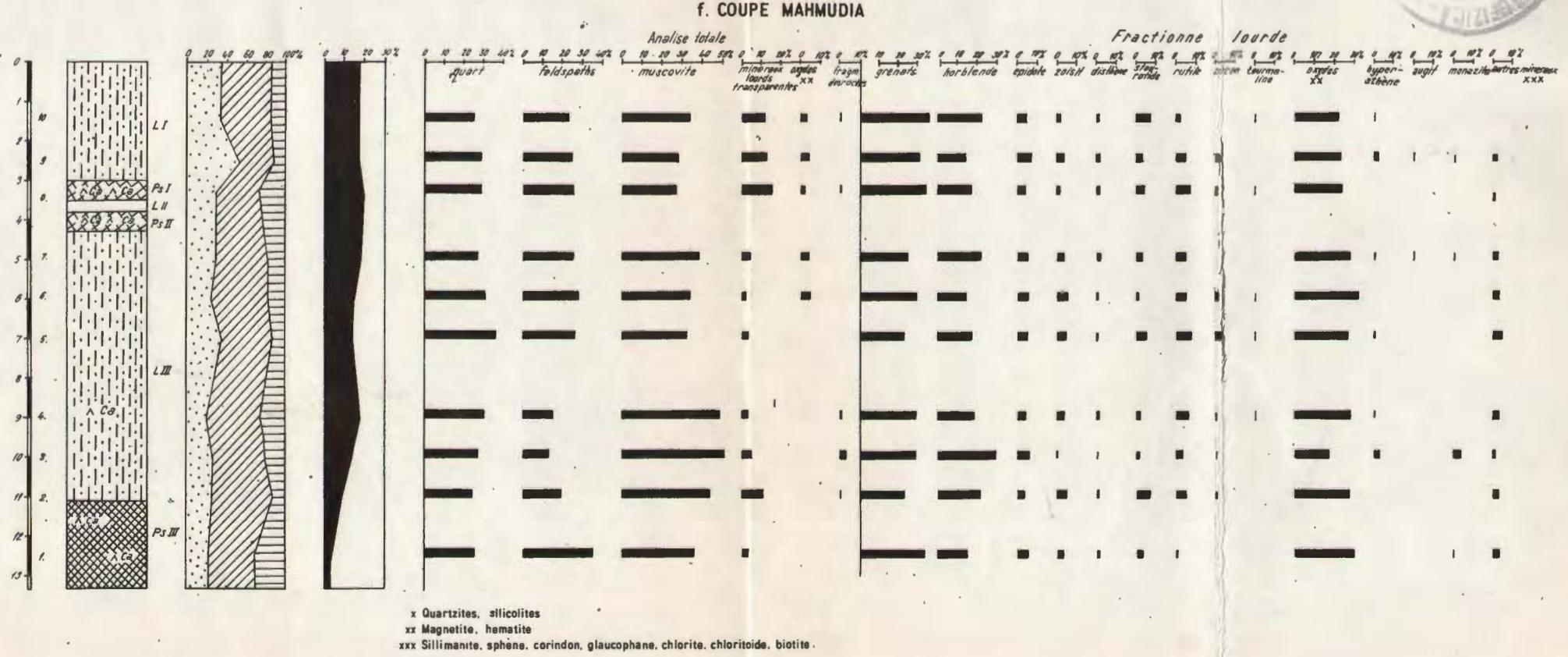
d. COUPE JIJILA



e. COUPE SOMOVA



f. COUPE MAHMUDIA



MINERALOGIE

STUDIUL MINERALELOR GRELE DIN SERIA ARGILITELOR
VĂRGATE DIN PÎNZA ȘISTURILOR NEGRE (FLISUL
CARPAȚILOR ORIENTALI)¹

DE

CORVIN VICTOR PAPIU, GRIGORE ALEXANDRESCU, ELENA ROGGE-ȚĂRANU²

Abstract

The study of heavy minerals from the variegated shales from the nappe of black schists (the Eastern Carpathians flysch zone). It pointed out two petrological provinces characterized by the presence of colourless garnet within the northern part (Moldova Valley and Bistrița Valley), and by almandine in the southern part (the Covasna Valley and Buzău Valley). The origin of the material is the crystalline-Mesozoic zone of the Eastern Carpathians and the original rocks were the crystalline schists metamorphosed within almandine bearing amphibolites zone.

1. Considerații stratigrafice. În cadrul pînzei șisturilor negre (= pînza de Audia) între valea Sucevei și valea Buzăului, între șisturile negre (strate de Audia-Șipote), respectiv peste gresiile glauconitice silicificate (Albian) din pat și gresia de Tomnatec-Prisaca (valea Sucevei și valea Moldovei) sau gresia de Siriu (valea Covasnei și valea Buzăului) din acoperiș, se dezvoltă o serie preponderent argiloasă-vărgată (alternanță de argilite roșii și verzi) cu pirolastrite, radiolarite, jaspuri și concrețiuni de rodocrozit la partea inferioară.

Local, la partea terminală a argilitelor vărgate, se dezvoltă o secvență detritică constituită din gresii muscovitice și microconglomerate, secvență care face obiectul prezentei lucrări.

Seria argilitelor vărgate (roșii, verzi și cenușii) a fost inițial înglobată în seria șisturilor negre (Paul, 1876; Athanasiu, 1908; Macovei, Athanasiu, 1926; Cernea, 1952 etc.).

¹ Predată la 12 martie 1975, acceptată pentru publicare la 7 aprilie 1975, comunicată în ședința din 15 aprilie 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



În urma orizontării șisturilor negre de pe teritoriul țării noastre, s-a precizat poziția argilitelor vărgate din pînza șisturilor negre (Filipescu, Bâncilă), în sensul că acestea constituie un orizont independent, situat stratigrafic peste șisturile negre, aşa cum indicase Dumitrescu (1952) în pînza de Tarcău. Seria argilitelor roșii și verzi din pînza șisturilor negre a fost consemnată în literatura de specialitate sub următoarele denumiri: strate de Zagon (Filipescu, 1955; 1957); orizontul argilelor vărgate (Bâncilă, 1955, 1958); strate de Bota (Mărinescu, 1962) etc.

Cercetările ulterioare au constatat că la partea superioară a argilelor vărgate, din pînza șisturilor negre, local, se individualizează un nivel cu o grosime de 20-30 m, reprezentat prin gresii muscovitice sau uneori marnocalcare (Bâncilă, Georgehezei, 1964; Sandulescu, 1962³; Alexandrescu, 1971).

Caractere litologice și vîrstă. La alcătuirea nivelului cu gresii muscovitice iau parte argilite cenușii, dispuse în strate subțiri (10-20 cm), gresii muscovitice și microconglomerate, mai rar marnocalcare cenușii sau roșcate.

Gresiile muscovitice constituie elementul caracteristic, fiind dispuse în strate submetrice (10-60 cm) mai rar metrice. Materialul clastic care intră în compoziția lor este reprezentat prin granule de cuart (echigranulare sau inechigranulare), feldspați potasici și calco-sodici proaspeți sau alterați (calcitizați sau sericitizați), foite de mice, minerale grele, fragmente de marnocalcare preexistente și subordonat fragmente de roci bazice (diabaze). Toate elementele componente sunt prinse într-un liant argilo-calcaros.

Microconglomeratele sunt constituite din granule de cuart, feldspați potasici și calco-sodici, fragmente de roci porfirice, granite pegmatoide, elemente de șisturi verzi de tip dobrogean etc.

În secțiuni subțiri atât în marnocalcare cât și în gresii (pîrul Omul Mort-Slătioara, pîrul Mogorogea-Largu etc.) s-au identificat exemplare de *Globotruncana lapparenti* Brötzén, *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *Rotalipora turonica* Brötzén, *R. cushmani* (Morrow). Acestea argumentează că nivelul cu gresii muscovitice aparține Turonianului superior sau Coniacian-Santonianului (Alexandrescu, Sandulescu, 1973). Pe lîngă foraminiferele menționate, în unele secțiuni, s-au identificat forma de *Pythonella ovalis* și *Heterohelix* sp.

Puncte de aflorare și colectare. Nivelul cu gresii muscovitice a fost identificat în următoarele bazine hidrografice:

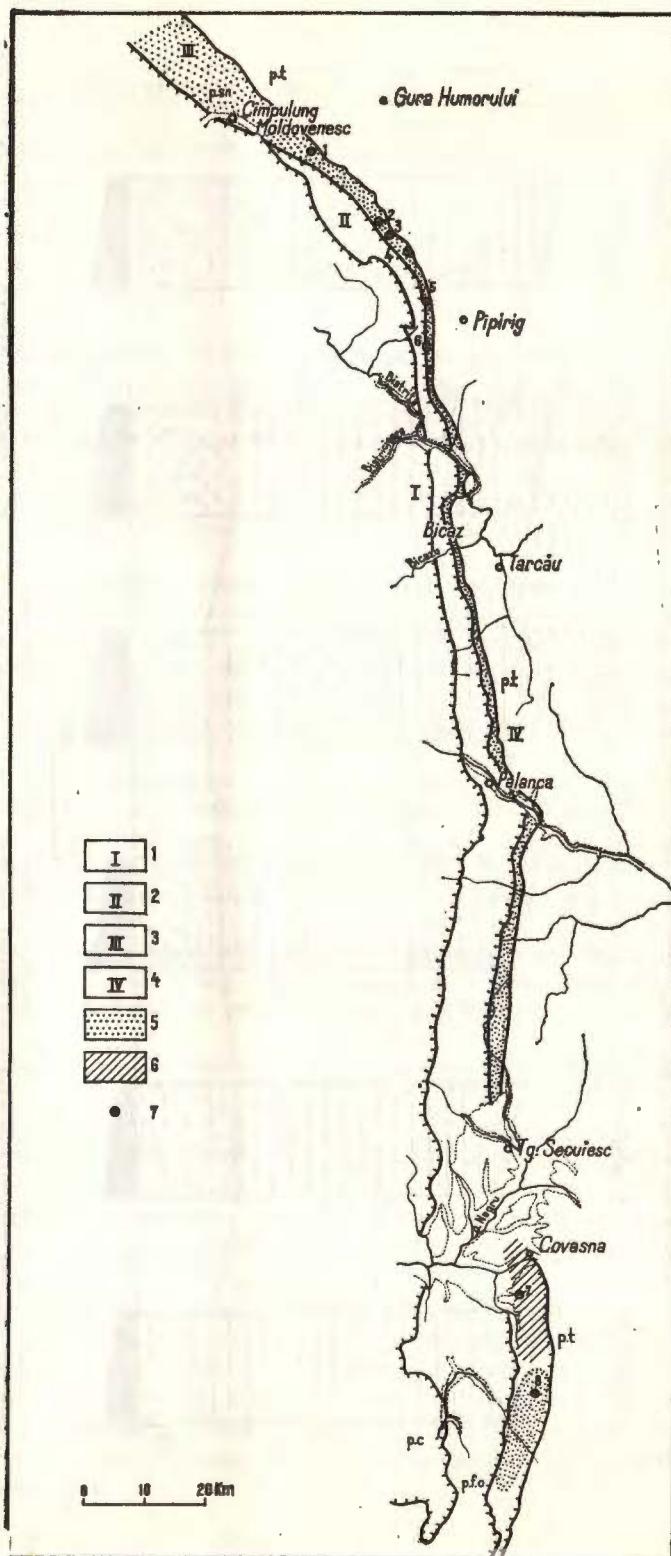
a) bacinul văii Moldovei, pe următorii afluenți: pîrul Omul Mort (Slătioara-Gemenea); Pîrul Sărăcuț și pîrul Zmida lui Dulap-Găinești; pîrul Dohotaru-Eșle; piraiele Druganu, Slătiorul și pîrul Negru (valea Neamțului).

³ M. Sandulescu. Studii, cărtări și revizuiră pe foaia Ghimeș-Făget. 1962. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



Fig. 1. — Schiță parțială a flișului Carpaților Orientali, cu indicarea punctelor de colectare și delimitarea provinciilor petrologice (După harta Institutului Geologic sc. 1 : 1.000.000).
 1, pinza de Ceahlău; 2, pinza flișului curbicortical; 3, pinza săsturilor negre (Audia); 4, pinza de Tarcău; 5, provincia valea Moldovel-valea Buzăului; 6, provincia valea Covasnei-pârâul Chiruș; 7, puncte de colectare : 1 = pârâul Omul Mort-Slătioara, 2 = Pârâul Sărăcuț-pârâul Smida lui Dulap, 3 = pârâul Dohotaru-Esle, 4 = pârâul Druganu-Dolia, 5 = pârâul Slătiorul-Pipirig, 6 = pârâul Mogoroea-Largu, 7 = pârâul Chiruși-Covasna, 8 = pârâul Bota-Buzău.

Esquisse partielle du flysch des Carpates Orientales, en indiquant les points de collectage et la délimitation des provinces pétrologiques (selon la carte de l'Institut Géologique au 1/1.000.000).
 1, Nappe de Ceahlău; 2, Nappe du flysch curbicortical; 3, Nappe des schistes noirs (Audia); 4, Nappe de Tarcău; 5, Province de la vallée de Moldova-vallée du Buzău; 6, Province de la vallée de Covasna-ruisseau de Chiruș; 7, points de collectage : 1 = ruisseau Omul Mort-Slătioara; 2 = ruisseau Sărăcuț-ruisseau Smida lui Dulap, 3 = ruisseau Dohotaru-Esle, 4 = ruisseau Druganu-Dolia, 5 = ruisseau Slătiorul-Pipirig, 6 = ruisseau Mogoroea-Largu, 7 = ruisseau Chiruși-Covasna, 8 = ruisseau Bota-Buzău.



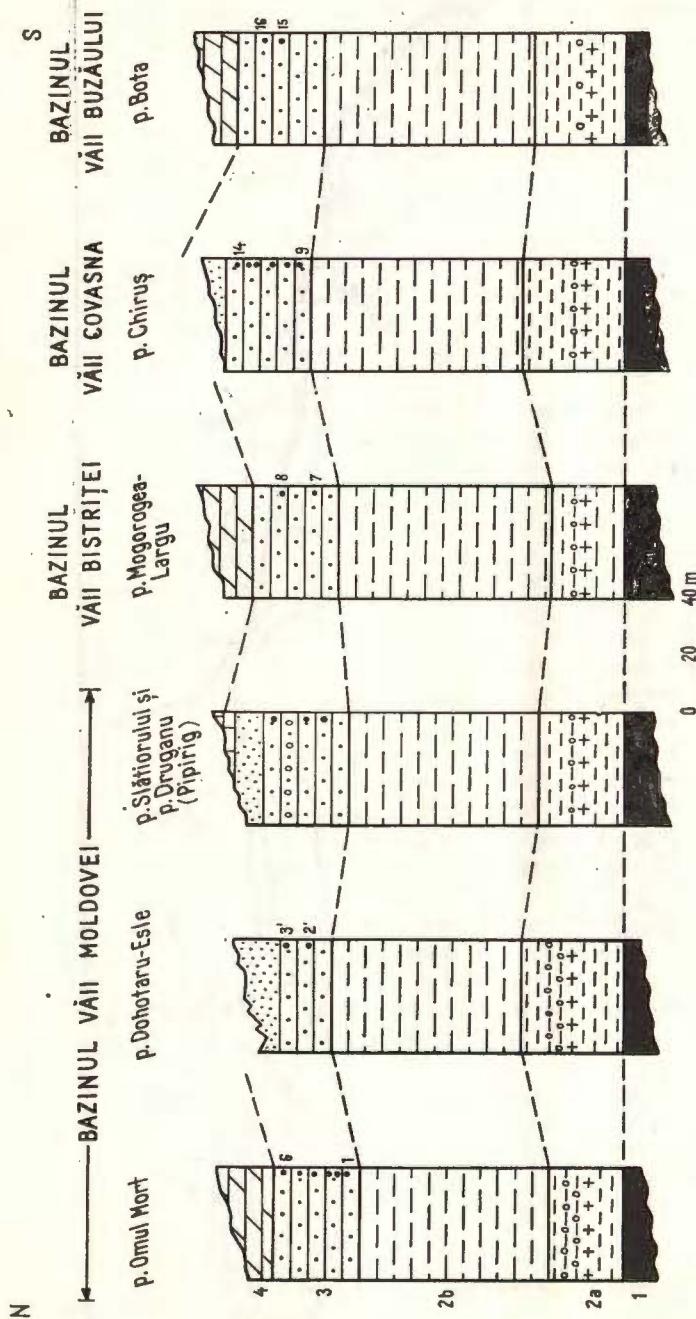


Fig. 2. — Coloane stratigráfice comparativé.

1, orizontul gresiilor glauconítice silicificate (Albian) din zona sîsturilor negre (strate de Audia); 2, serie des argilitelor roșii și verzi (Vraconian-Turonian): a, nivelul cu piroclastite, radiolarite, jaspuri și concrețiuni de rodochrozit; b, nivelul cu argilite roșii și verzi cu *Unigerinammina jankoi*; 3, nivelul cu gresii muscovitice (Turonian superior-Senonian inferior cu conglomerate cu elemente de sîsturi verzi și granitoide; 4, nivelul cu marnocalcare (Turonian superior-Senonian inferior).

1, 2, 3... numărul probelor colectate.

Colones stratigraphiques comparatives.

1, horizon des grès glauconitiques silicifiés (Albian) de la zone des schistes noirs (couches de Audia); 2, série des argiles rouges et vertes (Vraconien-Turonien): a, niveau à pyroclastites, radiolarites, jaspes et concretions de rhodochrosite; b, niveau à argiles rouges et vertes à *Unigerinammina jankoi*; 3, niveau à grès muscovitiques (Turonien supérieur-Senonian inférieur) avec des conglomerats à éléments de schistes verts et à granoïdes; 4, niveau à marno-calcaires (Turonien supérieur-Senonian inférieur).

1, 2, 3... nombre des échantillons recueillis.
1, 2, 3... numărul probelor colectate.

Collones stratigraphiques comparatives.

1, horizon des grès glauconitiques silicifiés (Albian) de la zone des schistes noirs (couches de Audia); 2, série des argiles rouges et vertes (Vraconien-Turonien): a, niveau à pyroclastites, radiolarites, jaspes et concretions de rhodochrosite; b, niveau à argiles rouges et vertes à *Unigerinammina jankoi*; 3, niveau à grès muscovitiques (Turonien supérieur-Senonian inférieur) avec des conglomerats à éléments de schistes verts et à granoïdes; 4, niveau à marno-calcaires (Turonien supérieur-Senonian inférieur).

- b) bazinul văii Bistrița, pe pîrîul Mogorogeia-Largu;
- c) bazinul văii Covasna, pe pîrîul Chirușî; și
- d) bazinul văii Buzăului, pe pîrîul Bota.

Punctele de colectare a probelor în vederea studiului fracției grele sunt amplasate pe harta la scara 1 : 1.000.000, anexată și în coloanele stratigrafice comparative (fig. 1, 2).

2. Alcătuirea fracției grele. Studiul microscopic al celor 16 probe prelucrate a condus la conturarea paragenezelor caracteristice ale gresiilor muscovitice (Turonian) din cele patru bazine hidrografice (valea Moldovei, valea Bistriței, valea Covasnei și valea Buzăului), precum și la stabilirea provinciilor distributive.

În cadrul fracției grele (în toate cazurile subunitară) studiul a pus în evidență prezența a 11 specii minerale, descrise în ordinea participării lor procentuale (tab. 1).

Granatul incolor reprezintă mineralul cel mai frecvent al fracției grele, fiind prezent în toate probele studiate. Din examinarea areală a conținuturilor de granați, se constată o ușoară scădere a procentajului de la nord (valea Moldovei) spre sud (valea Buzăului). Cantitativ variază între 40% (proba 14) și 78% (proba 8).

Granulele de granați sunt de regulă subcolțuroase, uneori subrotunjite cu alterări în trepte.

Almandinul este de asemenea prezent în majoritatea probelor atingind uneori conținuturi remarcabile 39,8% (proba 13). Se prezintă în granule subcolțuroase sau colțuroase, de culoare roz. Almandinul variază procentual între 1,30% (proba 9) și 39,80% (proba 13). Spre deosebire de granatul incolor, conținutul de almandin prezintă o creștere de la nord la sud.

Hornblenda verde + glaucofanul apar în granule mai mult sau mai puțin prismatice sau colțuroase. Glaucofanul este net subordonat cantitativ (conținuturi sub 1%) de culoare verzuie-albăstruie cu contur neregulat.

Hornblenda verde este fibroasă și este prezentă în majoritatea probelor analizate.

Procentul variază între 18,60% (proba 7) și 0,50% (proba 5).

Staurolitul se prezintă sub formă de granule colțuroase, cu spărtură așchioasă sau concoidală, pleocroice.

Turmalina cromiferă apare sub formă de granule prismatice, intens pleocroice (nuanțe variind de la galben-pal la verde-închis). Cantitativ variază între 22,8% (proba 11) și 2,3% (proba 1).

Zirconul a fost întîlnit în toate probele studiate, cu conținuturi ce variază între 2,70% (proba 1) și 11,8% (proba 9). Se prezintă sub formă de granule mai mult sau mai puțin prismatice, idiomorfe, incolore cu numeroase incluziuni.

Rutilul apare în granule subcolțuroase colorate în galben-brun. Cantitativ variază între 1,10% (proba 8) și 11,8% (proba 2). Prezintă frecvent macle în genunchi.



TABELUL 1
**Procentajul speciilor de minerale grele ale gresitilor muscovitice (Turonian) din valea Moldovet, valea Bistriței,
 valea Covasnei și valea Buzăului**

| Nr. probiei | Proveniența | % / | | | | | | | | | | |
|----------------|----------------------------------|------------------------|--------------------|-----------------------|----------------|----------------|--------|----------------|-------|--------|--------|----------------|
| | | Gra- nat incolor | Al- man- din | Hornblen- dă verde | Glau- cofan | Stau- rolit | Zircon | Tur- malină | Rutil | Pirita | Biotit | Sili- manit |
| 1 | Pirlul Omul Mort-valea Moldovet | 69,90 | 9,00 | 7,10 | 0,90 | 5,10 | 2,70 | 2,30 | 2,10 | — | 0,90 | — |
| 2 | Pirlul Omul Mort-valea Moldovet | 69,00 | 9,00 | 9,70 | — | 8,30 | 4,00 | — | — | — | — | — |
| 3 | Pirlul Omul Mort-valea Moldovet | 53,50 | — | 14,60 | — | 11,30 | 2,00 | 16,60 | 2,00 | — | — | — |
| 4 | Pirlul Omul Mort-valea Moldovet | 75,50 | 6,20 | — | — | 9,40 | 2,80 | 4,70 | 1,40 | — | — | — |
| 5 | Pirlul Omul Mort-valea Moldovet | 64,50 | 20,40 | 0,50 | — | 5,00 | 3,00 | 3,30 | 3,30 | — | — | — |
| 6 | Pirlul Omul Mort-valea Moldovet | 62,20 | 15,20 | 0,60 | — | 8,20 | 5,00 | 6,30 | 2,50 | — | — | — |
| 7 | Pirlul Mogorogea-valea Bistriței | 55,10 | 6,90 | 18,60 | — | 1,30 | 9,20 | 7,00 | 1,90 | — | — | — |
| 8 | Pirlul Mogorogea-valea Bistriței | 78,20 | 6,00 | — | — | 1,80 | 5,70 | 7,20 | 1,10 | + | + | — |
| 9 | Pirlul Chiruști-valea Covasnei | 51,40 | 1,30 | 5,30 | — | 3,90 | 11,80 | 13,20 | 11,80 | — | + | 1,30 |
| 10 | Pirlul Chiruști-valea Covasnei | 43,50 | 28,20 | 4,20 | 0,70 | 1,40 | 7,10 | 7,80 | 7,10 | — | — | — |
| 11 | Pirlul Chiruști-valea Covasnei | 52,20 | 13,50 | 1,20 | 0,60 | 0,60 | 5,70 | 22,80 | 3,40 | — | + | — |
| 12 | Pirlul Chiruști-valea Covasnei | 40,80 | 37,80 | 3,10 | — | — | 2,30 | 13,70 | 2,30 | — | — | — |
| 13 | Pirlul Chiruști-valea Covasnei | 40,90 | 39,80 | 3,60 | — | — | 5,80 | 5,80 | 4,10 | — | — | — |
| 14 | Pirlul Chiruști-valea Covasnei | 40,00 | 38,80 | 5,60 | — | — | 4,80 | 8,60 | 2,20 | — | — | — |
| 15 | Pirlul Bota-valea Buzăului | 42,10 | 33,10 | 7,50 | — | 1,30 | 6,40 | 7,70 | 1,90 | — | — | — |
| 16 | Pirlul Bota-valea Buzăului | 70,60 | 5,30 | 1,00 | — | 5,30 | 5,30 | 11,00 | 1,50 | — | — | — |



Sillimanitul a fost identificat într-o singură probă (proba 2). Se prezintă în prisme colțuroase, fibroase, incolore.

Biotitul apare sporadic și este ușor cloritizat.

Pirita autigenă a fost întâlnită într-o singură probă (proba 8) și apare sub formă de framboizi.

3. Concluzii privind originea și distribuția mineralelor grele.
Studiul optic al mineralelor grele din probele colectate a condus la următoarele concluzii : Conținutul fracției grele variază funcție de punctul de

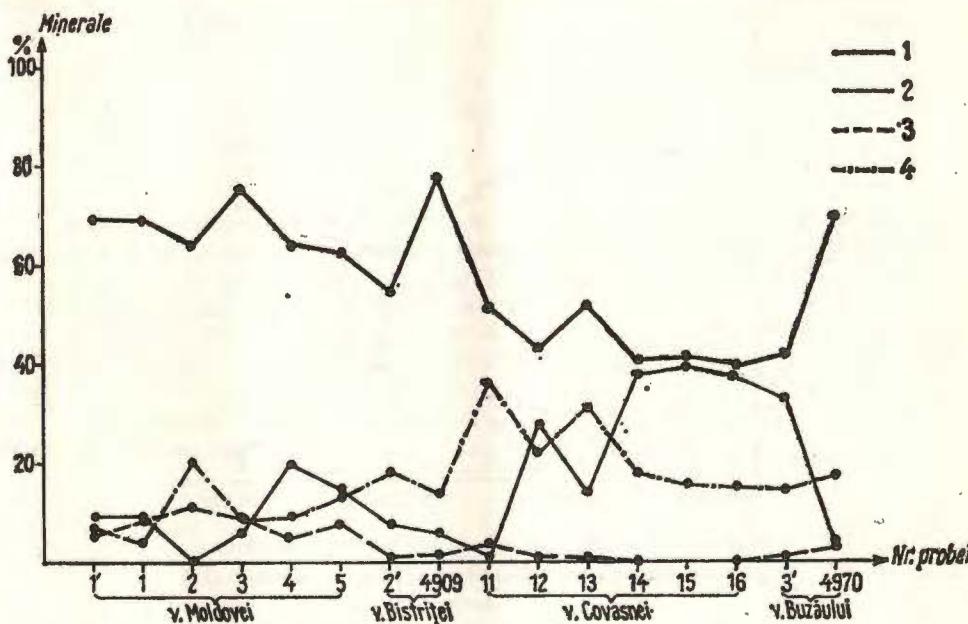


Fig. 3. — Variația procentuală pe probe.

1, granat incolor ; 2, almandin ; 3, staurolit și 4, grupul : rutil + turmalină + zircon.

Variation du taux suivant les échantillons.

1, grenat incolore ; 2, almandin ; 3, staurotide et 4, groupe : rutile+tourmaline+zircon.

colectare. S-au deosebit două provincii terigeno-mineralogice : prima și cea mai intinsă cuprinde formațiunea de pe valea Moldovei, valea Bistriței și valea Buzăului, în timp ce a doua se dezvoltă în bazinul văii Covasna (părțile Chiruși).

Principalul mineral pe baza căruia stabilim deosebirea dintre cele două provincii este granatul.

În prima provincie domină granatul incolor, în timp ce în a două, almandinul prezintă o creștere evidentă, răminind totuși în cantitate inferioară granatului incolor (fig. 3, 4).

Ambele provincii se caracterizează însă prin prezența grupului: rutil + turmalină + zircon și în subsidiar staurolit (absent doar în 3 probe din bazinul Covasnei).

Între conținutul granatului incolor și conținutul grupului rutil + turmalină + zircon, se constată o evidentă corelație directă, pe valea Covasnei și valea Buzăului și o vagă tendință de corelare

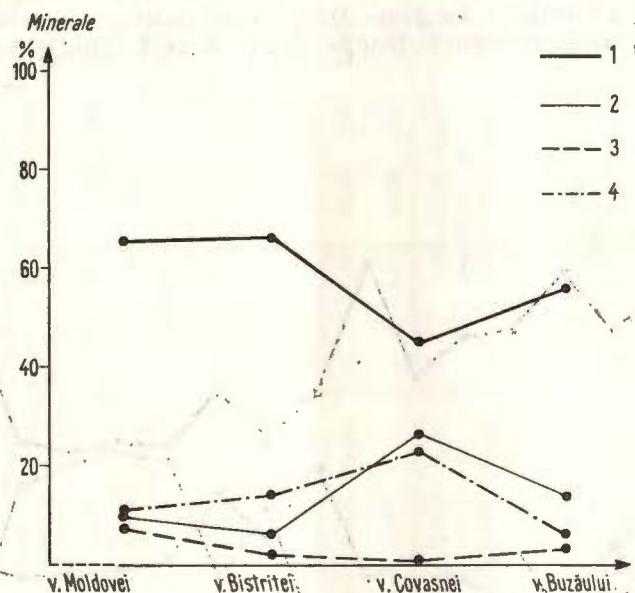


Fig. 4. — Variația procentuală (pe probe) a mediilor.
1, granatului incolor; 2, almandinului; 3, staurolitului și 4,
grupului : rutil+turmalină+zircon.

Variation du taux (suivant les échantillons) des moyennes.
1, grenat incolore; 2, almandin; 3, staurotide et 4, groupe:
rutil+tourmaline+zircon.

înversă pe valea Moldovei și valea Bistriței. Este notabil faptul că mediile conținutului în granat incolor de pe valea Covasnei și valea Buzăului variază în raport invers cu respectivele conținuturi în almandin și grupul rutil + turmalină + zircon (tab. 2, fig. 4).

Pe văile Moldovei și Bistriței această corelare nu se recunoaște. Concluzia sedimentologică este că sursa de material terigen a fost deosebită în partea nordică, față de porțiunea meridională.

Paragenezele descrise indică, ca arie distributivă, zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Mineralele se găsesc în zăcămînt primar și nu remaniente din sedimînte preexistente, fapt dedus din caracterele structurale ale acestor granule.

TABELUL 2

Procentajul mediilor granatului incolor, almandinului, staurolitului și grupul rutil + turmalină + zircon, din gresile muscovitice de pe valea Moldovei, valea Bistriței, valea Covasnei și valea Buzăului

| Nr. crt. | Proveniența | Media % | | | |
|----------|----------------------------------|----------------|----------|-----------|-----------------------------------|
| | | Granat incolor | Almandin | Staurolit | Grupul rutil + turmalină + zircon |
| 1 | Pirlul Omul Mort-valea Moldovei | 65,70 | 9,90 | 7,80 | 10,60 |
| 2 | Pirlul Mogorogea-valea Bistriței | 66,60 | 6,40 | 1,50 | 14,00 |
| 3 | Pirlul Chiruști-valea Covasnei | 44,80 | 26,50 | 0,90 | 23,30 |
| 4 | Pirlul Bota-valea Buzăului | 56,30 | 14,20 | 3,30 | 5,40 |

Zona de metamorfism în care au fost metamorfozate formațiunile de origine pare a fi fost zona amfibolitelor cu almandin din clasificarea lui Turner, Verhoogen — corespunzînd zonei 2.1.1. după Winkler (în cadrul metamorfismului Barowian).

Nu considerăm exclusă nicio sursă extracarpatică (eventual cordiliera Cumană) pentru o parte din mineralele grele conținute în formațiunea cercetată.

Transportul suferit de mineralele grele menționate a avut loc pe distanțe reduse, ceea ce rezultă din caracterul lor structural.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr. (1971) Studiul flișului cretacic intern și extern dintre valea Bistrițioarei și valea Moldovei (Carpații Orientali). Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea București.
- Săndulescu Jana (1973) Asupra vîrstei argilelor vărgate din pinza șisturilor negre (Audia) din valea Moldovei (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. geof. geogr.* XVII, 2, București.
 - Athanasiu S. (1908) Studii geologice în regiunea internă a Carpaților din Moldova de Nord. *An. Inst. Geol.*, I, București.
 - Bănciile I. (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Acad. R. P. R., Secția geol.* VII, București.
 - (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică, București.
 - Agheorghiesei V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare – valea Moldovei (regiunea Suceava). *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
 - Cernea Gh. (1952) Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol.* XXIV, București.



- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Cozia. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.
- Filipescu M. (1955) Contribuții la orizontarea cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Politehn. Buc. seria ști. nat.* 8, București.
- (1957) Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul extern dintre valea Teleajen și Uzu. *Bul. Șt. Acad. R.S.R.* II, 1, București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1926) Structura geologică a văii Bistriței între Pingărați și Bistricioara (Jud. Neamț). *D.S. Inst. Geol. Rom.* VIII, București.
- Marinescu I. (1962) Structura geologică a flișului dintre valea Bîrsa Mare și isv. Putnei. *D. S. Com. Geol.* XLVI, București.
- Paul K. (1876) Gründzüge der Geologie der Bukowina. *Jahr. d. k. k. Geol. R. A.*, XXVI, 3, Wien.

ÉTUDE DES MINÉRAUX LOURDS DE LA SÉRIE DES ARGILITES BARIOLÉES DE LA NAPPE DES SCHISTES NOIRS (FLYSCH DES CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

L'étude des minéraux lourds de la série des argilites bariolées (Vraconien ?- Turonien) de la nappe des schistes noirs (flysch des Carpates Orientales) a démontré qu'il y a deux province terrigéno-minéralogiques caractérisées par les associations :

Grenat incolore + rutile + tourmaline + zircon, pour la première province (vallée de la Moldova-vallée du Buzău) et almandin + rutile + tourmaline + zircon, pour la seconde province (vallée de la Covasna-vallée du Buzău). Le staurotide apparaît subordonné dans les deux provinces ;

Entre le grenat incolore et le contenu en rutile + tourmaline + zircon, se manifeste une évidente corrélation directe, le long des vallées de la Covasna et du Buzău et un rapport inverse le long des vallées de la Moldova et de la Bistrița.

Le contenu en grenat incolore des vallées de la Covasna et du Buzău se trouve en rapport inverse et avec la moyenne du contenu en almandin, ce qui ne s'enregistre pas le long des vallées de la Moldova et de la Bistrița.

La conclusion sédimentologique réside dans le fait que la source de matériel terrigène de la partie septentrionale diffère plus ou moins de celle méridionale du flysch carpatique. Cette source est la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, pour les deux provinces et éventuellement une source extracarpataque (cordillère Cumană).

La zone de métamorphisme des roches d'origine est la zone des amphibolites à almandin.

Le transport a eu lieu sur des distances réduites, ce qui résulte le caractère structural des minéraux.



MINERALOGIE

**MACKINAWIT ȘI CALCOPIROTINĂ ÎN MINEREURILE
EPIGENETICE DE LA RODNA, CARPAȚII ORIENTALI¹**

DE

GHEORGHE UDUBAȘA²

Abstract

Mackinawite and chalcopyrrhotite in the epigenetic ores from Rodna, Eastern Carpathians. The first occurrence of mackinawite and chalcopyrrhotite in Romania is described. The minerals occur as minute (5–10 microns) inclusions in the iron-rich sphalerite and are associated with chalcopyrite and sometimes with galena. It is assumed that a ternary solid solution $ZnS-CuFeS_2-FeS$ with limited miscibility relationships can exist at elevated temperatures; various types of exsolutions can appear by decreasing temperature as a function of the cooling rate. The observed exsolutions are explained in connection to the existence of the presumed ternary solid solution and to the results of the experimental works carried out in the system Cu-Fe-S. The cubanite appears as „reaction bands” between pyrrhotite and chalcopyrite, which occur together as inclusions in pyrite. Well developed sphalerite stars occur both in chalcopyrite and pyrite, that are explained in terms of a skeletal growth during a nearly simultaneous crystallization, as well as by exsolution (in chalcopyrite). The observed features of the epigenetic ores from Rodna support the conclusion of an elevated formation temperature of this ore deposit, that is associated to the subvolcanic andesitic bodies of Neogene age. The relatively high temperature of formation of this ore deposit is in good agreement with the geothermometric estimations made by other methods.

Zăcăminte de minereu polimetalic de la Rodna (Izvorul Roșu, Valea Vinului, Cobășel) sint găzduite de formațiuni mezometamorfice precambriene și epimetamorfice devoniene (seria de Rebra, respectiv seria de Repedea, Krăutner, 1968), care sunt străbătute de corpuri subvulcanice neogene cu chimism andezitic. Analiza detaliată a elementelor structo-texturale, mineralogice și geochemice ale minereurilor din această zonă a condus la ideea caracterului poligenetic al acestor zăcăminte

¹ Predată la 19 mai 1975, acceptată pentru publicare la 20 mai 1975, comunicată în ședința din 31 mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Garansebeș nr. 1, București, 32.



(U d u b a ş a, 1974); peste minereuri singeneticе-stratiforme cu caracter cuprifer, ferifer, pirotinos și plumbo-zincifer (de tip Blazna-Guşet) s-au suprapus minereuri epigeneticе hidrometasomaticе, predominant plumbo-zincifere (U d u b a ş a, 1974³; U d u b a ş a et al., 1975⁴). Datele care urmează se referă numai la minereurile epigeneticе hidrotermale asociate genetic magmatitelor neogene cu caracter subvulcanic.

Date istorice

Fără a se remarcă printr-o bogătie mineralologică deosebită minereurile epigeneticе de la Rodna conțin totuși specii minerale cum ar fi bournonit, semseyit, boulangerit (plumosit), interesante în special datorită formei și dimensiunilor cristalelor. Sfaleritul, ca de altfel și pirlita, au furnizat numeroase eșantioane de colecție. În plus, sfaleritul de la Rodna (marmatit cu 6-13% Fe) a făcut obiectul unor studii speciale (Petraru, Kasper, 1970; U d u b a ş a et al., 1974). Tokodý (1939) a descoperit la cristale de pirlita de la Rodna o nouă formă cristalografică, iar Müggel (1898) a efectuat pe cristale de galenă de la Rodna primele experimente și observații asupra existenței unor plane de translație în mineralele metalifere.

Dintre mineralele secundare sunt de amintit vivianitul, remarcabil prin bogăția de forme cristalografice (Ulrich, 1925) și hetaerolitul ($ZnMn_2O_4$) important ca primă ocurență în Europa (U d u b a ş a et al., 1973).

Examinarea microscopică atentă a minereurilor de la Rodna a permis identificarea a încă două minerale noi pentru acest zăcămînt; este vorba de mackinawit și calcopirotină; este de asemenea de menționat prezența cubanitului, pentru care însă elementele de diagnoză sunt încă insuficiente.

În alte zăcăminte din România mackinawitul n-a mai fost menționat ca atare. Heleke (1938) descrie însă insule de calcopirită în sfaleritul de la Herja, în care se dezvoltă lamele de valleriit și cubanit. Socolescu et al. (1962) amintesc de asemenea dezamestecuri de valleriit în calcopirită în minereul de la Ilba-Handal. Ca prezență efectivă calcopirotină ca mineral n-a fost recunoscută pînă acum în niciun zăcămînt din România. Heleke (1938) amintește calcopirotină doar ca fază metastabilă posibilă în formarea valleriitului și cubanitului de la Herja.

Trebuie arătat însă că în ultimul timp valleriitul cu formula $Cu_3Fe_4S_7$ s-a dovedit a include de fapt două specii minerale cu proprietăți optice similare, dar cu chimism deosebit:

a) denumirea de valleriit s-a păstrat pentru mineralul cristalizat hexagonal, cu structură hibridă, în care strate de compozitie unei calco-

³ G. U d u b a ş a. Studiul mineralologic și geochimic al mineralizațiilor din zona Valea Vinului-Valea Cobășelului (Munții Rodnei). 1974. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁴ G. U d u b a ş a, Alexandru Medeașan, A. Zamfirca. Studiul de sinteză asupra mineralizațiilor metalifere din partea de sud a Masivului Rodnei (V. Blaznei, V. Cobășel, V. Vinului, Izv. Roșu), cu aprecierea perspectivei. 1975. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

pirite nestoichiometrice alternează cu strate hidroxidice cu substituții variate (Mg, Al, Fe etc.). Prezența acestor strate de tip brucitic este absolut necesară pentru obținerea modelului structural al valleriitului (Evans & Allmann, 1967; Iishi et al., 1970). Acest mineral este propriu în special minereurilor asociate rocilor bazice și ultrabazice, formindu-se în general în decursul proceselor de serpentinizare (Chamberlain & Delabio, 1965; Ghentkin & Vialsov, 1967; Ramdohr, 1969).

b) al doilea mineral, descoperit de Kovo et al. (1963) și denumit mackinawit de către Evans et al. (1964) după localitatea tip (mina Mackinaw, Snohomish County, Washington), are formula $Fe_{1+x}S$; mineralul cristalizează tetragonal, având o structură de asemenea stratificată de tipul Fe—S—S—Fe (Berner, 1962), care permite substituția și/sau adiționarea de cationi (în special Ni și Co) și prin aceasta realizarea unui exces de metal. Mackinawitul se întâlnește uneori asociat cu valleriitul (Chamberlain & Delabio, 1965; Antun et al., 1966; Ramdohr, 1969), dar este mai frecvent în minereurile postmagmatische.

Informații privind chimismul și semnalarea anterioară (până în anul 1964) a mackinawitului, rămas nedefinit până la utilizarea microsondei electronice în cercetările mineralogice moderne, sunt prezentate de Schot et al. (1972).

Este evident astfel că valleriitul menționat de Helke (1938) la Herja și de Socolescu et al. (1962) la Ilba-Handal este de fapt mackinawit; ilustrarea fotografică a valleriitului de la Herja (Helke, 1938; pl. 25, fig. 1) nu lasă — cel puțin pentru această ocurență — nicio îndoială în acest sens.

Modul de prezentare

Mackinawitul și calcopirotina din minereul epigenetic de la Rodna au o frecvență apreciabilă, dar apar în cantități reduse; până în prezent ele au fost întâlnite numai asociate calcopiritei dezvoltate sub formă de corpusculi de dezamestec în sfaleritul bogat în fier, mai rar (mackinawitul) și în incluziunile de calcopirită din pirită.

Aspectul caracteristic al calcopiritei din sfalerit, care sugerează de la început existența posibilă a acestor minerale, este ilustrat în planșa I, figura 1. În general corpusculii de calcopirită au dimensiuni mici ($5-6\mu m$); în mod exceptional apar granule mai mari (pl. I, fig. 3), în care raportul calcopirotină-calcopirită este variabil. Calcopirotina preferă deseori incluziunile lamelare sau penate de calcopirită (fig. 1 A și C, pl. I, fig. 2), iar mackinawitul pe cele cu contur patratice sau pseudohexagonal (fig. 1 A-C, pl. I, fig. 4), dar acest fapt nu constituie o regulă (fig. 1 B, pl. I, fig. 2). Mackinawitul și calcopirotina apar foarte rar în aceeași incluziune de calcopirită (fig. 1 A), dar sunt frecvente cazurile cind ele se dezvoltă alături. Lamelele de calcopirită + calcopirotină conțin uneori și granule intim asociate de galenă (fig. 1 B, C).

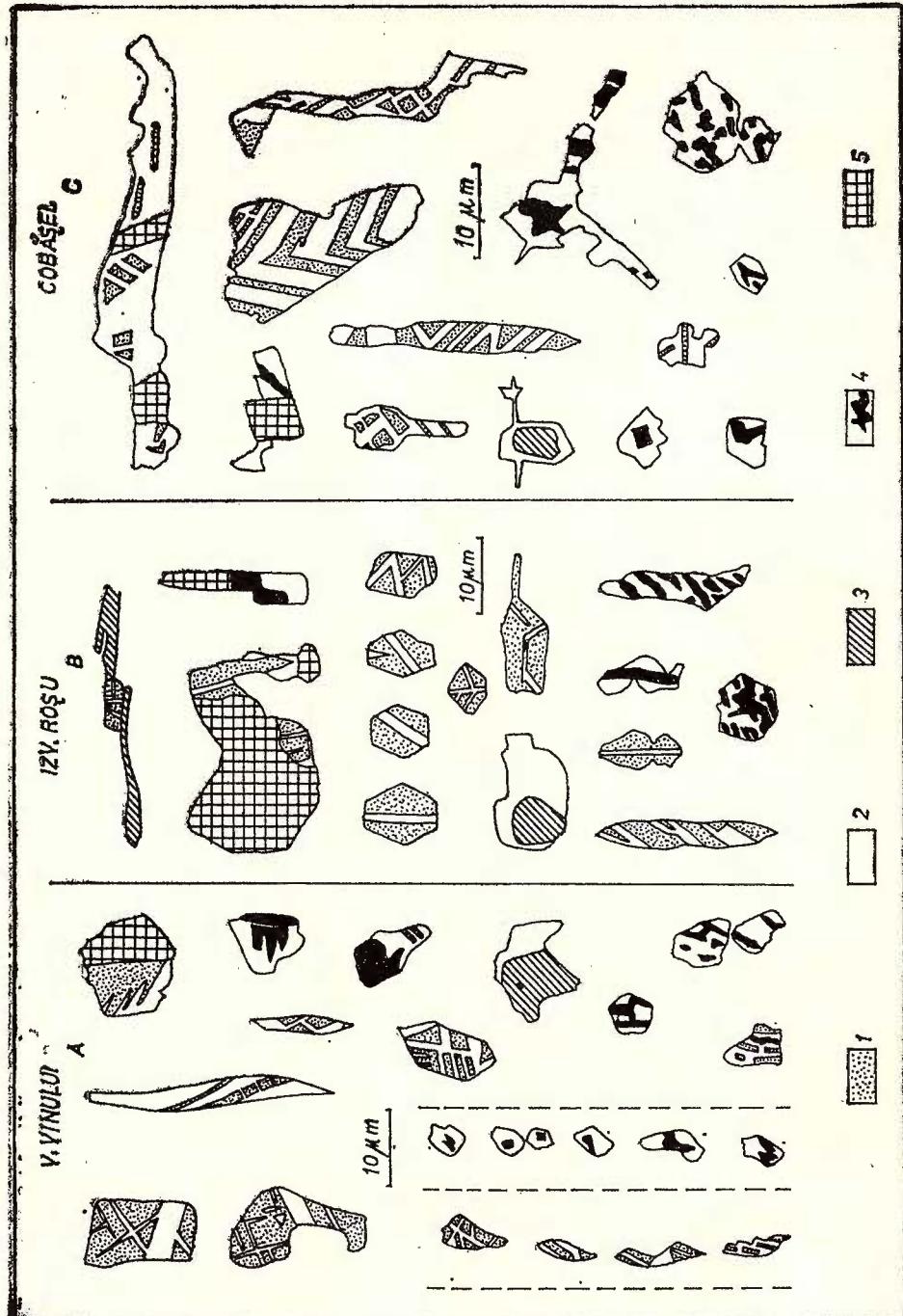


Fig. 1. — Incluziuni în sfaleritul de la Rodna; pentru mai multă claritate unele dintre ele au fost intenționat mărite, astfel că mărirea nu este absolut proporțională. 1, calcopirotină; 2, calcopirită; 3, pirotină; 4, mackinawit; 5, galenă.

Inclusions dans le sphalérite de Rodna; en vue d'une meilleure clarité, quelques inclusions ont été exprès grandies, de sorte que le grossissement n'est pas absolument proportionnel. 1, chalcopyrrhotine ; 2, chalcopyrite ; 3, pyrrhotiné ; 4, mackinawite ; 5, galène.

Spre deosebire de structurile de dezamestec arătate de asocierile calcopirotină-calcopirită, relațiile pirotină-calcopirită sunt mai simple, pirotina formând de regulă fie granule tabulare înconjurate de calcopirită (fig. 1 A-C), fie lamele fine cu orientare evidentă, dezvoltate uneori chiar alături de granulele compozite de calcopirită-calcopirotină (fig. 1 B).

Pirita conține deseori incluziuni de pirotină de formă lamellară, cînd arată o oarecare dispoziție ordonată pe clivajul de cub slab exprimat al piritei, sau forme globulare, ovoidale etc. dispuse neregulat. Uneori pirotinei i se asociază calcopirita, care formează de altfel și incluziuni independente în pirită și — numai în cîteva cazuri — un mineral ale cărui proprietăți optice amintesc de cubanit; de remarcat impresia de „produs de reacție” oferită de benzile de cubanit la limita dintre pirotină și calcopirită (fig. 2 A). Datorită dimensiunilor foarte mici acest mineral rămîne pentru moment în afara unei diagnoze sigure.

Extrem de rar am constatat prezența mackinawitului inclus în pirită alături de calcopirită (fig. 2 A, pl. I, fig. 5).

Pirita conține și incluziuni stelate de sfalerit (fig. 2 B, pl. II, fig. 1) similare ca formă și dimensiuni celor de sfalerit din calcopirită (fig. 2 C, pl. II, fig. 2 ; pl. III, fig. 1). Uneori ele se întâlnesc și în granule alăturate (pl. III, fig. 2). Dacă primele sunt extrem de rare, atît în minereul de la Rodna cît și în general (în România ele au mai fost menționate — după cunoștințele noastre — doar în pirita de la Toroia — S t e c l a c i, 1962), incluziunile stelate de sfalerit din calcopirită sunt relativ frecvente în minereurile formate la temperaturi relativ ridicate. Întrucît solubilitatea sfaleritului în pirită este în general redusă, ca explicație posibilă ar putea fi admisă creșterea scheletică în cadrul unei cristalizări quasi-simultane. În cazul sfaleritului din calcopirită această explicație poate fi dublată și de posibilitatea dezamestecului, similitudinea structurală a celor două minerale permitînd o miscibilitate avansată dar limitată a celor două sulfuri la temperaturi ridicate.

Caracterele optice

*Mackinawitul*⁵ se numără printre mineralele metalifere cu pleocroism de reflexie și anizotropie foarte puternice (covelină, vallerit, grafit, molibdenit și patronit), fapt care le face relativ ușor de identificat în raport cu alte minerale. Deosebirile dintre ele, mai ales între mackinawit-vallerit și grafit-molibdenit-patronit rezidă pe de o parte din asociațiile în care se întâlnesc și din tipul de zăcămînt, pe de altă parte din subtilitățile cromatice proprii fiecărui mineral.

Mackinawitul nu apare practic niciodată ca mineral independent, ci mai ales ca produs de descompunere al unor soluții solide (în general nestoichiometrice), stabile la temperaturi înalte : calcopirotină, calco-

⁵ Compusul artificial similar — denumit kansit — a fost descoperit și denumit ca atare de Meyer et al. (1958) ca produs de coroziune al unei conducte pentru petrol (cit. după Sarkar, 1971). Kansitul are linii de difracție similare cu ale mackinawitului, deși a fost indexat cubic, cu $a_0 = 10,1 \text{ Å}$.

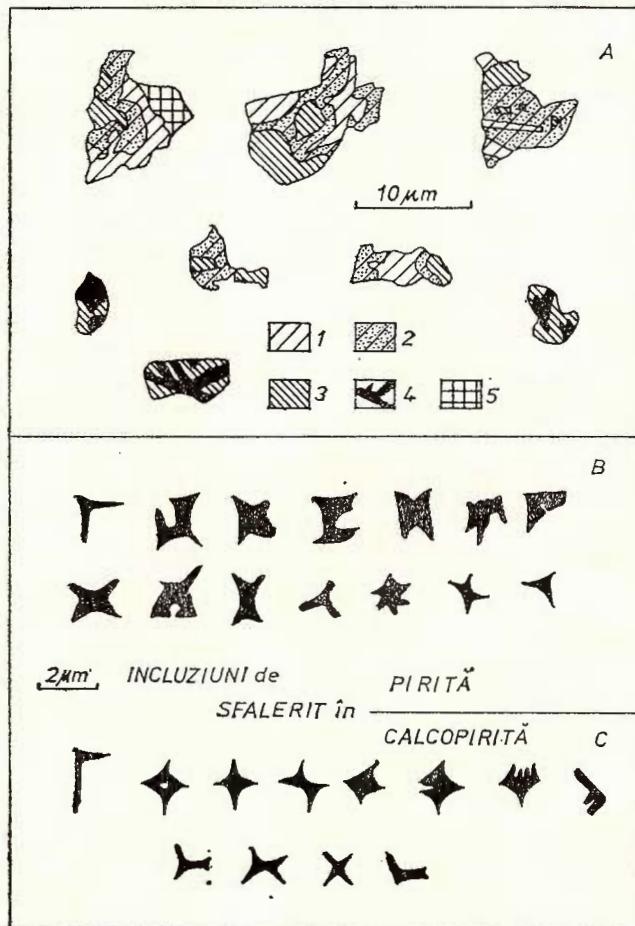


Fig. 2 A . — Incluziuni de calcopirită (1), cubanit (2), pirotină (3), mackinawit (4) și galenă (5) în pirită de la Rodna. De remarcat forma neregulată și aspectul de concreștere al mineralelor. B, C, Incluziuni — cu forme similare — de sfalerit în pirită și în calcopirită sugerind în parte o creștere scheletică.

Inclusions de chalcopyrite (1), cubanite (2), pyrrhotine (3), mackinawite (4) et galène (5) dans la pyrite de Rodna. A remarquer la forme irrégulière et l'aspect de concrècence des minéraux. B, C, Inclusions — à formes similaires — de sphalérite dans la pyrite et dans la chalcopyrite, en suggérant un accroissement squelettique.

pirlă, pentlandit (R a m d o h r, 1969). Datorită pleocroismului de reflexie extrem de pronunțat mackinawitul poate fi identificat și în granule foarte fine; culoarea să variază de la cenușiu-bruniu cu tentă violacee (cind capacitatea de reflexie se apropie de a sfaleritului) pînă la crema-gălbui, în care caz mineralul este greu de deosebit în masa calcopiritei. Culoarele de anizotropie sunt nete și vii — alb pur pînă la negru — spre deosebire de valleriit, la care predomină nuanțele de cenușiu-roz-violet. În imersie culorile devin mai clare, tentă violacee fiind mult mai pronunțată.

Diagnoza acestui mineral nu este deosebit de dificilă, dar poate fi ușor trecut cu vederea, mai ales în cazul granulelor mici. Modul de apariție — în minereul de la Rodna totdeauna ca lamele penate sau plaie neregulate dispuse în calcopirite — și proprietățile sale optice scot diagnoza mackinawitului de sub orice îndoială.

Calcopirotina este un mineral foarte dificil de identificat; din această cauză este aşa de puțin menționată în literatură, deși include în formulă elemente comune majorității zăcămintelor, calcopirotina reprezentând o soluție solidă cu compoziția $\text{CuFeS}_2 \cdot \text{FeS}$, cu structură de tip sfalerit. Raportul $\text{CuFeS}_2 : \text{FeS}$ variază de la 1 : 1 la 1 : 6 (R a m d o h r, 1969), fapt care permite realizarea unor dezamestecuri variate.

La Rodna calcopirotina apare exclusiv în sfalerit, sub formă de incluziuni cu dimensiuni mici ($5\text{-}10 \mu\text{m}$), fiind asociată de regulă cu calcopirita. Culoarea minereului variază în funcție de compozиție, fiind similară cu a pirotinei sau a calcopiritei, cu care — în absența lor — poate fi confundată. De regulă arată însă o nuanță intermediară între culoarea celor două minerale amintite. Prin comparație directă se constată o valoare mai mare a reflectivității calcopirotinei în raport cu pirotina și o nuanță de brun mai deschisă. Duritatea de șlefuire a calcopirotinei este mai mică decât a pirotinei, fiind comparabilă cu a calcopiritei. Mineralul este complet izotrop. Este probabil — aşa cum arată R a m d o h r (1969) — ca mențiunile din literatură privind pirotina izotropă sau cubanitul izotrop să reprezinte în fapt calcopirotină.

În sfaleritul de la Rodna pot fi uneori observate granule sau lamele dispuse ordonat, care sunt complet izotrope și în imersie prezintă nuanțe de brun-gălbui. Este și aici vorba de calcopirotină, exsolvită din sfaleritul bogat în fier și cupru și rămasă ca atare datorită unor condiții speciale de răcire.

Cubanitul este mult mai puțin răspîndit decât mackinawitul și calcopirotina și apare în cantități neînsemnante. În incluziunile din pirlă el formează — aşa cum am văzut mai sus — fișii subțiri între pirotină și calcopirite. Datorită durității mari a piritei incluziunile se observă greu, uneori fiind chiar îndepărtate prin șlefuire. În mod exceptional se întâlnesc incluziuni mai mari (fig. 2 A) în care prin comparație directă cu pirotina poate fi observat un mineral cu duritate de șlefuire mai mică și care are nuanțe de brun-deschis ușor verzui; mineralul a fost identificat ca fiind cubanit, prezintând efecte de anizotropie moderate.

Ca stadiu intermediu în apariția mackinawitului, cubanitul poate fi presupus și în incluziunile din sfalerit; în acest sens pledează forma lamelară și dispoziția unor lamele de mackinawit în calcopirită, similar dezvoltării cubanitului în calcopirită (comp. R a m d o h r, 1969, pag. 623).

Interpretarea datelor de observație; considerații genetice

B o r c h e r t (1934/35) discută în detaliu fenomenele de dezamestec din cadrul sistemului Cu—Fe—S și conchide, pe baza datelor experimentale, că descompunerea calcopirotinei ca soluție solidă stabilă la temperaturi ridicate conduce la apariția unor produse diferite în funcție de compozitia inițială a soluției solide și de rata răciri. Rezultatele se coreleză foarte bine cu datele de observație din natură și valabilitatea lor poate fi admisă și astăzi (R a m d o h r, 1969).

Diversele aspecte microscopice ale minereurilor de la Rodna pot fi parțial explicate pe baza observațiilor experimentale amintite. Însă apariția calcopirotinei în forma prezentată mai sus pare să reprezinte o noutate, care implică un model genetic deosebit. Trebuie admisă astfel existența — la temperaturi înalte — a unei soluții solide ternare de tipul $ZnS \cdot CuFeS_2 \cdot FeS$, în care miscibilitatea compozițiilor este avansată dar limitată (fig. 3 I). Miscibilitatea limitată — compozitional și termic — în cadrul acestei soluții solide se traduce printr-o evoluție foarte rapidă la scăderea temperaturii, care produce individualizarea unui grup de soluții solide binare de tipul $Fe_{1-x} S \cdot CuFeS_2$ ⁶, $CuFeS_2 \cdot ZnS$ (fig. 3 II a și c) și a unei soluții solide complexe pe bază de sfalerit (fig. 3 II b).

Scăderea temperaturii conduce la ordonarea treptată a soluțiilor solide amintite, concretizată prin apariția unor zone bogate în diversi compoziți (în ansamblu cristale mixte). Practic simultan în porțiunile bogate în $Fe_{1-x} S$ sau $CuFeS_2$ ale soluției solide inițiale iau naștere exsoluții de calcopirită — lamelare (fig. 3 III a) sau de sfalerit — stelate (fig. 3 III c), a căror evoluție este prin aceasta încheiată.

Etapa următoare este caracterizată de apariția exsoluțiilor de pirotină și de calcopirită în sfalerit (fig. 3 III a și b), determinate atât de scăderea temperaturii cât și de compozitia locală a soluției solide.

Evoluția în continuare a procesului este dominată în special de rata răciri; răcirea lentă — realizată în părțile interne ale corpurilor de minereu — permite separarea unor incluziuni globulare sau tabulare de pirotină în calcopirită (fig. 3 IV a); un exces de cupru în soluția solidă lasă posibilitatea formării lamelelor de dezamestec de cubanit în calcopirită (fig. 3 IV b), ca fază intermedieră presupusă în apariția mackinawitului sub formă de lamele penate în calcopirită (fig. 3 V). Apariția mackinawitului marchează în general momentul în care fugacitatea sulfului începe să scadă (C l a r k și C l a r k, 1968).

⁶ Primul mineral este considerat mineralul gazdă în cadrul soluției solide.

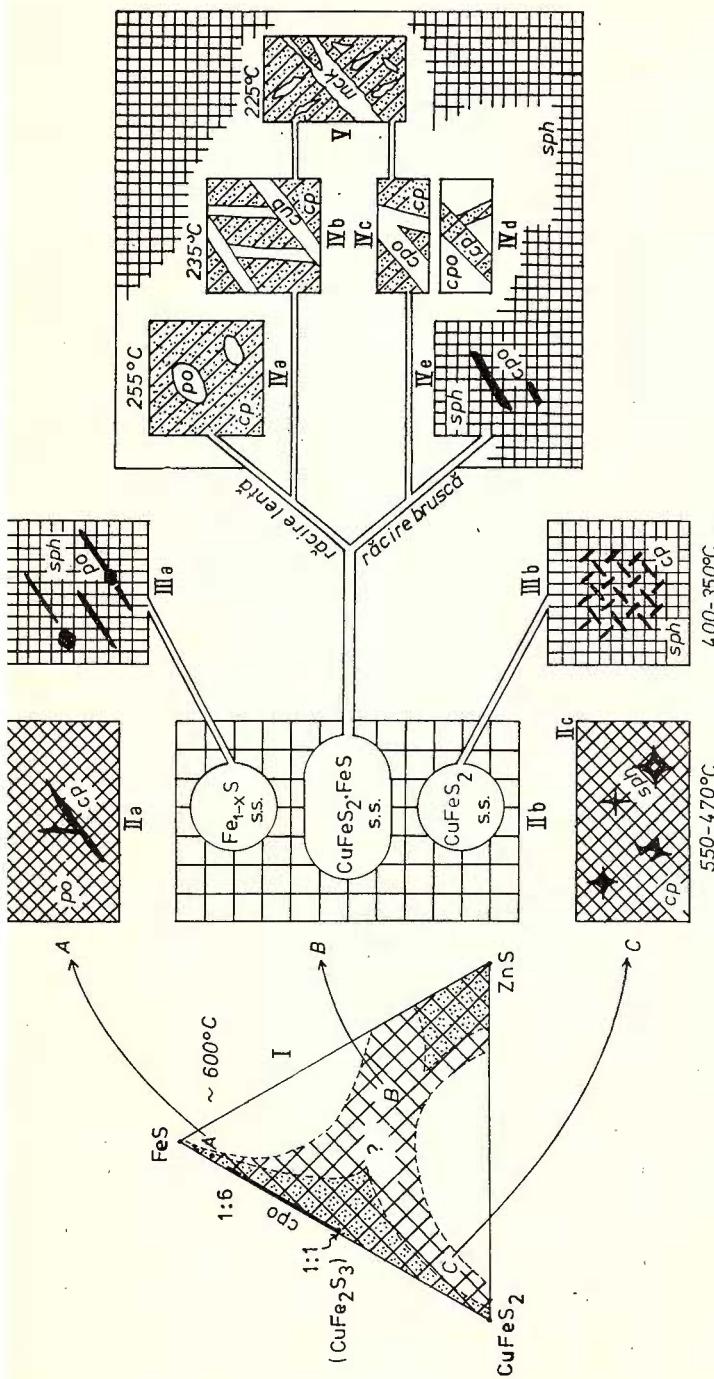


Fig. 3. — Evoluția proceselor de dezamestec în sistemul pseudoternar natural $ZnS-CuFeS_2-Fe_{1-x}S$, luând în considerare relațiile de fază observate în minereurile de la Rodna. I, Diagrama ternară ipotetică a sistemului $ZnS-CuFeS_2-FeS$, cu domeniile de miscibilitate presupuse, la temperatură de $\sim 600^{\circ}C$ (caroată). Micsorarea solubilității componentilor cu scădere temperatura este redată prin caraj punctat. Datele privind solubilitatea componentelor în sisteme binare sunt preluate din Küller und (1953), Küller und et al. (1959), Küller und et al. (1969). II-V, Diverse aspecte ale exsoluțiilor din minereurile de la Rodna, urmările evolutiv. Temperaturile indicate sunt preluate din Borchert (1934/35), Küller und (1965), Edwards (1969), cpo, calcopirită; po, mackinawită; sph, sfalerită; cub, cubanit; mck, mackinawit. Evolution des processus d'exsolution dans le système pseudoternaire naturel $ZnS-CuFeS_2-Fe_{1-x}S$, tenant compte des relations de phase observées dans les minéraux de Rodna.

I, Diagramme ternaire hypothétique du système $ZnS-CuFeS_2-FeS$, avec les domaines de miscibilité supposés, à température de $600^{\circ}C$ (carroyage). La réduction de la solubilité des composants en fonction de la baisse de la température est illustrée par le carroyage ponctué. Les données concernant la solubilité des composants dans les systèmes binaires sont reprises par Küller und (1953), Küller und et al. (1969).

II-V, Divers aspects des exolutions des minéraux de Rodna, suivis du point de vue évolutif. Les températures indiquées sont acceptées par Borchert (1934/35), Küller und (1953), Edwards (1965), Raudas (1969), cpo, chalcopyrhotine; cp, chalcopyrite; po, pyrrhotine; sph, sphalerite; cub, cubanite; mck, mackinawite.

Răcirea bruscă produce o „înghețare” a sistemului natural, concretizată — în părțile marginale ale corporilor de minereu — în primul rînd în exsolvirea calcopirotinei (altfel instabilă) în sfalerit (fig. 3 IV e), observată local sub forma unor lamele fine. Este probabil cauză unor compoziții de echilibru pentru rețeaua cristalină a calcopirotinei, rar realizate; de regulă se întâlnesc fie lamele de calcopirotină în calcopirită (fig. 3 IV c) fie de calcopirită în calcopirotină (fig. 3 IV d), corespunzînd variațiilor de compoziție ale soluției solide inițiale. Este ușor de întrevăzut posibilitatea descompunerii calcopirotinei în mackinawit și calcopirită — la o rată de răcire convenabilă — dar este pentru moment greu de dovedit că o parte din calcopirita gazdă din stadiul V (fig. 3) reprezintă o sub-exsoluție tardivă, subsecventă stadiilor IV b și c.

În afara de „înghețarea” sistemului, provocată de răcirea bruscă, persistența calcopirotinei la temperaturi scăzute în asociație cu mackinawitul poate fi pusă și pe seama efectului de stabilizare a structurii de către cationii substituenți ai fierului (în special) de tipul Ni, Co etc. Prezența acestor elemente în sfaleritul de la Rodna (la conținuturi de cca 0,00x — 0,0x%) sugerează ca fiind posibilă — cel puțin ca ipoteză de lucru — și această explicație. Având în vedere proporția de cca 1—3% de calcopirotină + calcopirită în sfaleritul de la Rodna, pot fi estimate — evident cu totul aproximativ — conținuturi de cca 0,0000x—0,000x% Co și Ni în calcopirotină.

Este evident că valorile temperaturilor indicate în figura 3 sunt orientative și corespund ca atare proceselor realizate în condiții de laborator. Pentru sistemele naturale temperaturile sunt în general mai scăzute, datorită în special unor elemente străine sistemului, care de regulă modifică — uneori în sens negativ — temperaturile la care se realizează diferențele tipuri de exsoluții. Mackinawitul pur ($Fe_{1+x} S$) este însă stabil pînă la $135 \pm 5^{\circ}C$, prezența Ni+Co (la conținuturi de 8—9%) făcîndu-l să se mențină pînă la $200—250^{\circ}C$ (Clark, 1966).

Semnalarea celor două minerale în minereurile epigenetice de la Rodna are multiple semnificații; se confirmă răspîndirea mult mai largă a mackinawitului și în special a calcopirotinei în minereuri în general (Răduh, 1969) și în unele zăcăminte subvulcanice în special⁷; se argumentează și pe această bază unitatea genetică a mineralizațiilor de la Rodna (zăcămintele Izvorul Roșu, Valea Vinului și Cobășel), diferențiate morfologic și mineralogic datorită condițiilor geologice locale. Prezența variatelor tipuri de exsoluții, pentru formarea cărora este necesară admiterea existenței unor soluții solide ternare și binare, arată că procesul metalogenetic în zăcămintele epigenetice de la Rodna s-a declanșat la

⁷ Calcopirotina a fost recent identificată și în minereul polimetalic de la Bocșa-Săcărimb (Munții Metaliferi): G. Udubăsa, G. Istrate, O. Anton, Florica Popescu, I. Vanghelie. Studiu geologic și metalogenetic al structurilor vulcanice neogene mineralizate în extinderea zăcămîntului Săcărimb spre N și NW (Bocșa), cu aprecierea perspectivei. 1975. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

temperaturi relativ înalte, concluzie în deplină concordanță cu rezultatele altor estimări geotermometrice efectuate pe diverse minerale din aceste mineralizări (Udubasa, 1974)⁸.

Rămîne în continuare în atenția autorului studiul mai aprofundat al incluziunilor și exsoluțiilor amintite, în dorința de a contribui — pe baza observațiilor privind asociațiile naturale de minerale — la elucidarea relațiilor de fază și a proceselor de dezamestec în sistemul cuaternar Zn—Cu—Fe—S sau a celui pseudoternar $ZnS—CuFeS_2—Fe_{1-x}S$. Vor fi luate în considerație, într-un studiu viitor, posibilitățile de substituție și de dezamestec în funcție de polimorfismul și poliritipia unora din componentii sistemului.

BIBLIOGRAFIE

- Antun P., El Goresy A., Ramdohr P. (1966) Ein neuartiger Typ „hydrothermaler“ Cu-Ni-Lagerstätten mit Bemerkungen über die Mineralien : Valleriit, Mackinawit, Oregonit. *Mineral. Deposita*, 2, Berlin.
- Berner R. A. (1962) Tetragonal iron sulfide. *Science*, 137, Washington.
- Borchert H. (1934/35) Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als „geologische Thermometer“. *Chemie der Erde*, IX, Jena.
- Chamberlain J. A., Delabio R. N. (1965) Mackinawite and valleriite in the Muskox intrusion. *Amer. Mineral.* 50/5—6, Menasha.
- Clark A. H. (1966) Some comments on the composition and stability relations of mackinawite. *N. Jb. Miner. Mh.* 10, Stuttgart.
- Clark A. M. (1968) Electron microprobe analysis of mackinawite from Ylöjärvi deposit, Finland. *N. Jb. Miner. Mh.* 8, Stuttgart.
- Edwards A. B. (1965) Textures of the ore minerals and their significance. AIMM, Melbourne.
- Evans H. T. Jr., Allmann R. (1967) Crystal chemistry of valleriite, a hybrid iron-copper sulfide, magnesium-aluminium hydroxide species. (abstr.). *Gcol. Soc. America Meet. 1967, Program*, Boulder.
- Milton Ch., Chao E. C. T., Adler I., Mead C., Ingram B., Berner R.A. (1964) Valleriite and the new iron sulfide, mackinawite. *U. S. Gcol. Survey Prof. Paper*, 475-D, Washington.
- Ghenkin A. D., Vialsov L. N. (1967) O valleriite i makinavite i usloviah ih nahodjenia v rudah. *Ghol. Rudn. Mestor.* IX/2, Moskva.
- Helke A. (1938) Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbegens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Archiv f. Lagerstättensforschung*, 66, Berlin.
- Iishi K., Tomisaka T., Katô T. (1970) Syntheses of valleriite. *Amer. Mineral.* 55/11—12, Menasha.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol.-geof. geogr. seria geol.* 13/2, București.
- Kullerud G. (1953) The FeS-ZnS system: a geological thermometer. *Norsk Geol. Tidsskr.* 32/1, Oslo.

⁸ Op. cit. pet. 3.

- (1959) Sulfide systems as geological thermometers. in: Abelson (ed.) *Researches in geochemistry*. Wiley & Sons, New York.
- Y u n d R. A., M o h G. H. (1969) Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems. *Econ. Geol. Monograph*. 4, Lancaster.
- K u o o v o O., V u o r e l a i n e n Y., L o n g J. V. P. (1963) A tetragonal iron sulfide. *Amer. Mineral.* 48/3-4, Menasha.
- M ü g g e O. (1898) Ueber Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. *N. Jb. Miner. Geol. Pal.*, I, Stuttgart.
- P e t r e u ș I., K a s p e r H. U. (1970) Surface structures of sphalerite crystals from Rodna Veche ore deposit (Rumania). *N. Jb. Miner. Mh.* 3, Stuttgart.
- R a m d o h r P. (1969) The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Braunschweig.
- S a r k a r S. C. (1971) Mackinawite from the sulfide ores of the Singhbhum copper belt, India, *Amer. Mineral.* 56/7-8, Menasha.
- S c h o t E. H., O t t e m a n n J., O m e n e t t o P. (1972) Some new observations on mackinawite and valleriite. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrolog.* XXVIII/5, Pavia.
- S o c o l e s c u M., A n d r o n e s c u A., D u m a N. (1962) Noi observații privind mineralizarea polimetalică din zăcământul Ilba-Handal. *Rev. Minelor*, XIII/10, București.
- S t e c l a c i L i v i a (1962) Studiul mineralologic și geochimic al regiunii Toroiaga — Baia Borșa, în: Szöke Amalia, Steclaci Livia. Regiunea Toroiaga — Baia Borșa. Ed. Acad. R.P.R. București.
- T o k ó d y L. (1939) Kristallographische Untersuchungen an ungarischen Pyriten. *Földt. Közl.* LXIX/7-9, Budapest.
- U d u b a ș a G. (1974) Metasomatic replacement and ore mobilization, Rodna base metal ore deposit, Romania. (abstr.). 4th Symposium IAGOD, *Abstracts of papers*. Sofia.
- O t t e m a n n J., A g i o r g i t i s G. (1973) Hetaerolite from the Rodna base metal ore deposit: a new occurrence. *Amer. Mineral.* 58/5-6, Menasha.
- M e d e ș a n A l e x a n d r a , O t t e m a n n J. (1974) Über Geochemie und Einfluss von Fe, Mn, Cd und Cu auf die Gitterkonstante natürlicher Zinkblenden. *N. Jb. Miner. Abh.* 121/3, Stuttgart.
- U l r i c h F. (1925) Cristallographie de la vivianite de Rodna vecche. *Bull. internat. Acad. Bohême*, XXV, Praha.
- V a u g h a n D. J. (1969) Nickelian mackinawite from Vlakfontein, Transvaal. *Amer. Mineral.* 54/7-8, Washington.

MACKINAWITE ET CHALCOPYRRHOTINE DANS LES MINÉRAIS ÉPIGÉNÉTIQUES DE RÖDNA, CARPATES ORIENTALES

(Résumé)

Les gisements des minéraux de Rodna ont un caractère polygénétique qui se réalise par la superposition de certaines minéralisations hydrothermales plombo-zincifères sur des minéraux syngénétiques-stratiformes à caractère de cuivre, de fer (magnétite), de pyrrhotine et plombo-zincifère ± barytine (U d u b a ș a , 1974).



Dans les minérais épigénétiques hydrothermales ont été identifiés, pour la première fois en Roumanie, le mackinawite et la chalcopyrrhotine. Ces minérais forment des concrècences avec la chalcopyrite et/ou pyrrhotine, apparaissant ensemble sous forme de fines inclusions (5—10 microns, exceptionnellement 100 microns) dans le sphalérite riche en fer (6—13 % poids).

Les concrècences entre les minérais mentionnés suggèrent leur formation par des exsolutions répétées. La chalcopyrrhotine est intimement associée avec la chalcopyrite, elles changeant de rôle, soit minéral-hôte, soit phase exsolvée sous forme de lamelles. Parfois, ces concrècences régulières sont accompagnées par la galène. Les relations entre la pyrrhotine et la chalcopyrite sont en général plus simples, la pyrrhotine formant des granules tabulaires à contours irréguliers ou hexagonaux. Fort rarement, on rencontre la chalcopyrrhotine, exsolvée en sphalérite, non accompagnée par d'autres minéraux.

Le mackinawite préfère les granules isométriques de chalcopyrite du sphalérite et forme des lamelles pennées, des plages irrégulières, etc. dont l'aspect suggère la formation de ce minéral à la compte de la chalcopyrrhotine et/ou du cubanite exsolvés antérieurement. Associé à la chalcopyrite, le mackinawite apparaît quelquefois englobé dans la masse de la pyrite.

La pyrite contient fréquemment des inclusions fines lamellaires, globulaires, et ainsi d'autres, de pyrrhotine et rarement des inclusions stellaires de sphalérite, dont la formation est interprétée comme une croissance squelettique du sphalérite sur une cristallisation quasi simultanée des deux minérais. Avec les mêmes formes et dimensions, sont les inclusions stellaires de sphalérite dans la chalcopyrite, qui peuvent être expliquées comme des phénomènes d'exsolutions dans la masse d'une solution solide binaire riche en CuFeS₂.

Le mackinawite est facile à identifier grâce au pléocroïsme de reflexion intense et à l'anisotropie fortement marquée, bien que les dimensions sont extrêmement petites. Les nuances de couleurs et les associations qui le caractérisent, rendent possible sa confusion avec d'autres minérais qui présentent de grandes différences entre R_0 et R_E (vallériite, graphite, molybdénite, patronite, coveline).

La chalcopyrrhotine, difficile à identifier, peut être confondue avec la pyrrhotine, le cubanite ou la chalcopyrite. L'absence systématique des effets d'anisotropie et les nuances de couleurs intermédiaires entre la pyrrhotine et la chalcopyrite démontrent qu'on a mis un diagnostic correct. La différentiation de la chalcopyrrhotine par rapport à la pyrotine et à la chalcopyrite ou au cubanite est allégée aussi par le fait qu'elle apparaît souvent à côté de ces minérais.

La présence du cubanite n'a pas pu être établie à cause des dimensions extrêmement réduites ; un minéral à caractères similaires au cubanite a été remarqué dans les inclusions de la pyrite, où apparaît sous forme de „bandes de réaction“ entre la pyrrhotine et la chalcopyrite.

Vu les données expérimentales sur le système Cu-Fe-S et les observations susmentionnées on a figuré le diagramme ternaire du système ZnS-CuFeS₂-FeS ; on considère comme possible l'existence d'une solution solide ternaire ZnS-CuFeS₂-FeS présentant des relations de miscibilité limitée, dont la décomposition donne naissance à des solutions solides binaires ; les phénomènes d'exsolution subis de celles-ci provoquent — tenant compte de leur composition et du taux de refroidissement — l'apparition de diverses concrècences de sphalérite, chalcopyrrhotine, chalcopyrite, pyrrhotine, cubanite et mackinawite, observés dans les minérais épigénétiques de Rodna.

Les données présentées mènent à l'idée que les minérais épigénétiques de Rodna se sont formés dans les conditions de haute température ; le processus métallogénétique s'est déclenché à des températures au-dessus de 450°C, fait démontré également par les estimations géothermомétriques des autres méthodes.





Institutul Geologic al României

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Aspectul general al incluziunilor poliminerale din sfalerit (cenuşiu). Unele incluziuni sunt neomogene deja la măririle slabă. Rodna-Izvorul Roşu. Nic. ||, imersie în ulei, $\times 800$.

Aspect général des inclusions polyminérales du sphalérite (gris). Quelques inclusions sont néohomogènes même à des grossissements faibles. Rodna-Izvorul Roşu. Nic. ||, immersion à l'huile, $\times 800$.

Fig. 2. — Calcopirotină cu lamele de dezamestec de calcopirite (cenuşiu-deschis) în sfalerit (cenuşiu-inchis). Rodna-Cobăşel. Nic. ||, imersie în ulei, $\times 1400$.

Chalcopyrrhotine contenant des lamelles d'exsolution de chalcopyrite (gris-clair) en sphalérite (gris-foncé). Rodna-Cobăşel. Nic. ||, immersion à l'huile, $\times 1400$.

Fig. 3. — Calcopirotină (cenuşiu-deschis) cu lamele de dezamestec de calcopirite (cenuşiu-deschis — alb). În sfaleritul gazdă (cenuşiu-negricios) se observă corpusculi fini (micronici) de calcopirite. Rodna-Valea Vinului. Nic. ||, imersie în ulei, $\times 350$.

Chalcopyrrhotine (gris-clair) contenant des lamelles d'exsolution de chalcopyrite (gris-clair-blanc). Dans le sphalérite hôte (gris-noirâtre) on observe des corpuscules fins (de dimensions des microns) de chalcopyrite. Rodna — Valea Vinului. Nic. ||, immersion à l'huile, $\times 350$.

Fig. 4. — Incluziune pseudohexagonală de calcopirite (cenuşiu-deschis) cu lamele penate de mackinawit (cenuşiu-inchis) în sfalerit (cenuşiu-negricios). Rodna-Izvorul Roşu. Nic. ||, imersie în ulei, $\times 3000$.

Inclusion pseudohexagonale de chalcopyrite (gris-clair) à lamelles pennées de mackinawite (gris-foncé) en sphalérite (gris-noirâtre). Rodna-Izvorul Roşu. Nic. ||, immersion à l'huile, $\times 3000$.

Fig. 5. — Incluziuni de calcopirite (cenuşiu) și mackinawit (cenuşiu-inchis) în pirită. Rodna-Valea Vinului. Nic. ||, imersie în ulei, $\times 1350$.

Inclusions de chalcopyrite (gris) et de mackinawite (gris-foncé) dans la pyrite. Rodna-Valea Vinului. Nic. ||, immersion à l'huile, $\times 1350$.



G. UDUBAŞA. Mackinawit, calcopirotină în minereurile de la Rodna.
Pl. I



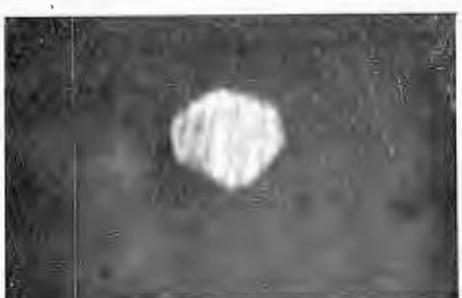
1



2



3



4



5

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.

PLANŞA II

Fig. 1. — Incluziuni stelate de sfalerit în pirită. Negru : goluri. Rodna-Valea Vinului. Nic. ||, imersie în ulei, $\times 1000$.

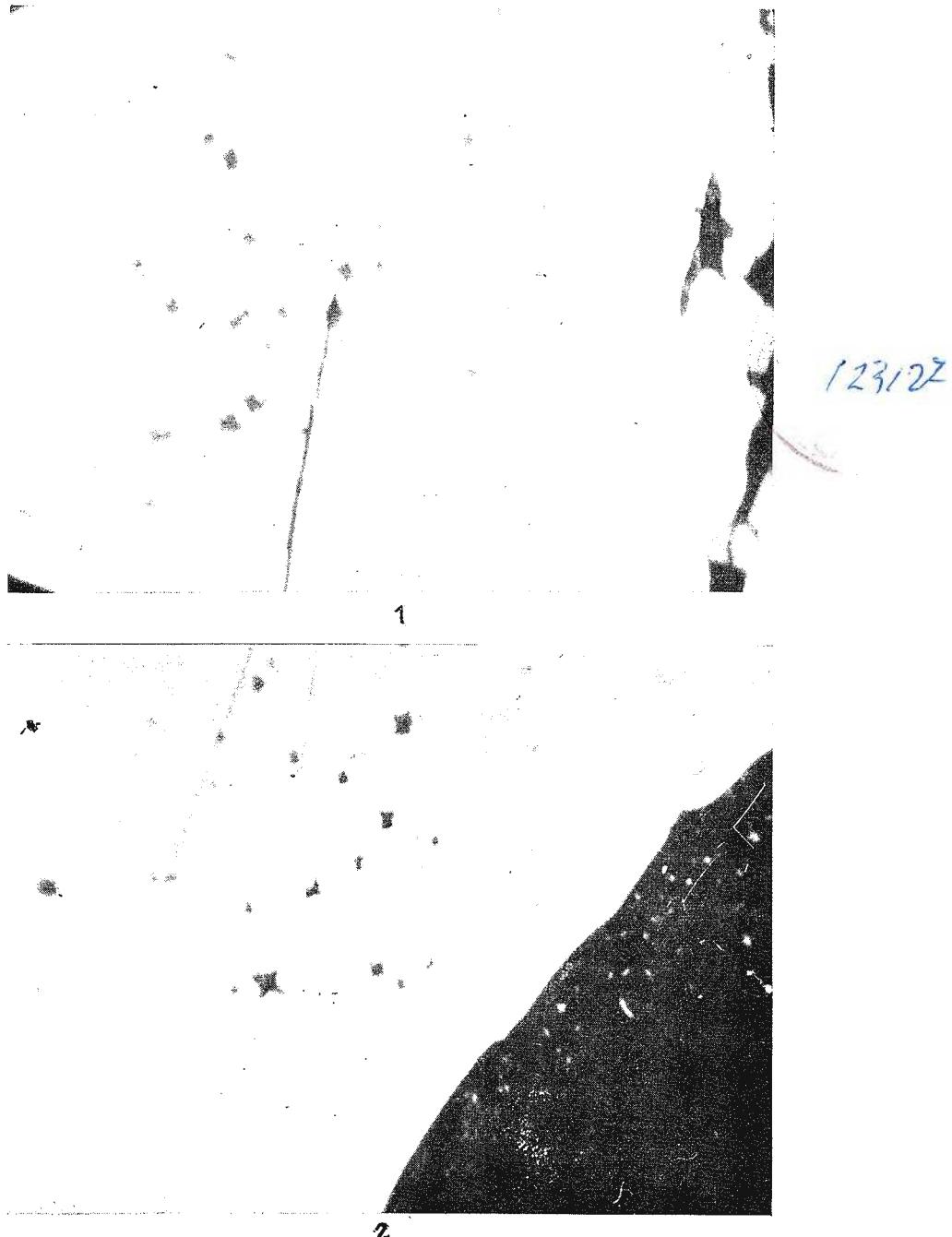
Inclusions en étoile de sphalérite dans la pyrite. Noir : lacunes. Rodna-Valea Vinului. Nic. ||, immersion à l'huile, $\times 1000$.

Fig. 2. — Incluziuni stelate de sfalerit în calcopirită (alb); în dreapta jos — sfalerit (cenușiu-negricios) cu corpusculi fini de calcopirită. Rodna-Valea Vinului. Nic. ||, imersie în ulei, $\times 1000$.

Inclusions en étoiles de sphalérite dans la chalcopyrite (blanc); dans la partie droite, en bas — sphalérite (gris-noirâtre) à corpuscules fins de chalcopyrite. Rodna-Valea Vinului. Nic. ||, immersion à l'huile, $\times 1000$.



G. UDUBAŞA. Mackinawit, calcopirotină în minereurile de la Rodna.
Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor, vol. LXII/1.



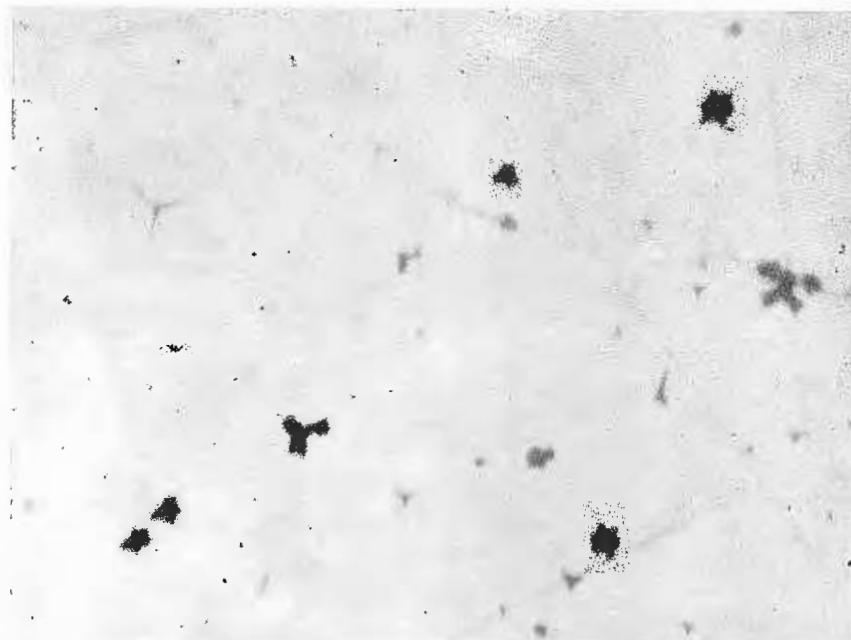
Institutul Geologic al României

PLANŞA III

- Fig. 1. — Incluziuni de sfalerit cu diferite forme în calcopirită. Rodna-Valea Vinului. Nic[], imersie în ulei, $\times 1000$.
Inclusions de sphalérite tenant diverses formes dans la chalcopyrite. Rodna-Valea Vinului. Nic. [], immersion à l'huile, $\times 1000$.
- Fig. 2. — Incluziuni de sfalerit în pirită (alb) și în calcopirită (cenușiu-albicios). Pe limita dintre pirită și calcopirită apar mici plaje de tetraedrit (cenușiu — închis). Negru : goluri. Rodna-Valea Vinului. Nic. [], imersie în ulei, $\times 2400$.
Inclusions de sphalérite dans la pyrite (blanc) et dans la chalcopyrite (gris-blanchâtre). Le long de la limite entre la pyrite et la chalcopyrite apparaissent de petites plages de tétraédrite (gris-foncé). Noir : lacunes. Rodna-Valea Vinului. Nic. [], immersion à l'huile, $\times 2400$.



G. UDUBĂSA. Mackinawit, calcopirotină în minereurile de la Rodna.
Pl. III.



128/28



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXII (1974—1975). Pag. 59—62

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CALCULUL AUTOMAT AL NORMELOR RITTMANN¹

DE
PETRE ANDĂR²

Automatic Computation of Rittmann's Norms. For the computation method of Rittmann's norms, there has been elaborated a group of programmes in FORTRAN IV language for the computer I.C.L. 1905. There have been written four programmes corresponding to the four facies separated by Rittmann for the proposed computation method. Beside the minerals of Rittmann's norm, other values are also calculated: sigma, tau, Alk, A, F, M, etc. necessary in different projections for the petrochemical characterization of the eruptive rocks.

Caracterizarea petrografică a rocilor, stabilirea legăturilor petrogenetice, evidențierea direcțiilor de evoluție a proceselor magmatice, pot fi obținute prin luarea în considerare a modului de asociere a elementelor chimice a rocilor și, mai ales, a mineralelor corespunzătoare compoziției lor chimice.

Problema clasificării rocilor pe baza analizei chimice, introdusă de C o r d i e r în 1815, a fost dezvoltată ulterior de o serie de cercetători ca C r o s s, I d d i n g s, P i r s s o n, W a s h i n g t o n (1902), N i g g l i (1923), Z a v a r i ū k i (1958), B a r t h (1959) etc. În ultimii ani prof. R i t t m a n n (1973) a elaborat o nouă metodă de calcul a parametrilor petrochimici. Această metodă prezintă unele avantaje față de cele existente (C.I.P.W., Niggli), și anume:

o corespondență bună între norma calculată și compoziția modală a rocii;

normele Rittmann combinate cu sistemul de clasificare propus de S t r e c k e i s e n (1967) pentru rocile eruptive duc la o clasificare mai riguroasă a rocilor, în special a celor cu multă sticlă.

Pentru clasificarea rocilor eruptive pe baza metodei propusă de R i t t m a n n este necesar:

calcularea unei norme saturate din analiza chimică;

¹ Predată la 21 februarie 1975, acceptată pentru publicare la 7 aprilie 1975, comunicată în ședința din 8 aprilie 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



calcularea asociației mineralogice stabile caracteristică fiecărui tip de rocă;

proiectarea datelor în triunghiul dublu a lui S t r e c k e i s e n , și determinarea tipului de rocă după poziția ei în triunghiul dublu, valoarea indicelui de culoare, iar pentru rocile vulcanice și după valoarea indicilor τ (G o t t i n i , 1968) și σ (R i t t m a n n , 1957).

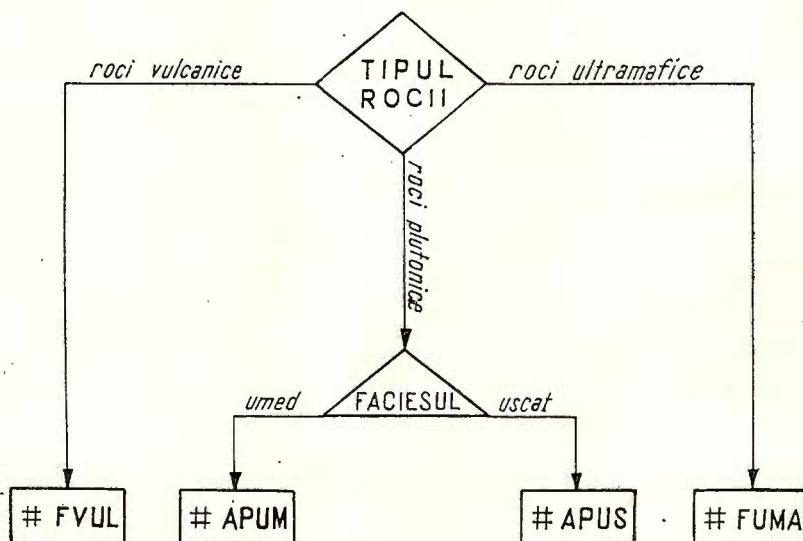


Fig. 1. — Schema generală de calcul a normelor Rittmann în funcție de faciesul rocii.
Schéma générale de calcul des normes Rittmann en fonction du faciès de la roche.

Deoarece metoda de calcul propusă consumă mult timp, cît și pentru a o utiliza la un volum cît mai mare de analize chimice a fost elaborat un program al acestei metode pentru un calculator electronic.

Metoda de calcul a normelor Rittmann diferă în funcție de tipul rocii (fig. 1). Astfel, pentru calculul asociației mineralogice stabile a faciesului vulcanic a fost scris programul FVUL, iar pentru calculul asociației mineralogice stabile a faciesului plutonic umed — programul APUM. Aceste două programe au fost testate pe un număr de cîteva sute de analize chimice de roci.

În afară de aceste programe au mai fost scrise alte două programe : programul APUS, pentru calculul asociației de minerale stabile a faciesului plutonic uscat și programul FUMA, pentru calculul asociației de minerale stabile a rocilor ultramafice pentru toate cele trei faciesuri (uscat, umed și eclogitic). Acestea din urmă sint în fază de testare.

Pe lîngă mineralele normelor Rittmann mai sunt calculate și alte valori ca :

parametrii Rittmann (R i t t m a n n , 1963)
 σ indicele serial : $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{SiO}_2 - 43)$

τ ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$)/ TiO_2

$\log \sigma$

$\log \tau$

Ox gradul de oxidare

Alk $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (in procente de greutate)

Fe(total) $\text{FeO} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$ (in % de greutate)

A
F } proporția de $\left\{ \begin{array}{l} \text{Alk} \\ \text{Fe(total)} \end{array} \right.$ în suma de Alk + Fe(total) +
M MgO

MgO

raportul Or : Ab : An, etc., care sunt folosite în diferite proiecții pentru caracterizarea petrochimică a rocilor eruptive.

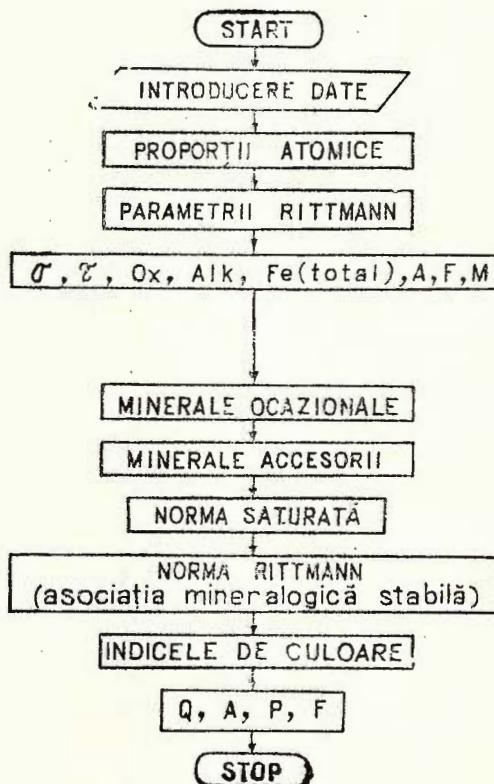


Fig. 2. — Schema de calcul a normelor Rittmann.

Schéma de calcul des normes Rittmann.

Calculul automat al normelor Rittmann, indiferent de tipul rocii, are fluxul arătat în organigrama din figura 2.

Programele au fost scrise în limbajul FORTRAN IV pentru calculatorul I.C.L. 1905 de la Centrul de Calcul al Direcției Centrale de Statistică.



BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1959) Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *Jour. Geol.* 67, Chicago.
- Cordier P. (1815) Mémoire sur les substances minérales, dites en masse, qui entrent dans la composition des roches volcaniques de tous les âges. *Jour. de physique*, Paris.
- Cross W., Iddings J. P., Pirsson L. V., Washington H. S. (1902) A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *Jour. Geol.* 10, Chicago.
- Gottini-Grasso V. (1968) The TiO_2 frequency in volcanic rocks. *Geol. Rundsch.* 57, Leipzig.
- Niggli P. (1923) Gesteins-und Mineralprovinzen. Berlin, Borntraeger.
- (1936) Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 16, Zürich.
- Rittmann A. (1957) On the serial character of igneous rocks. *Egyptian Jour. Geol.* 1, Cairo.
- (1963) Volcans et leur activité. Paris.
- (1973) Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- Streckeisen A. (1967) Account of classification and nomenclature of igneous rocks. *Rept. of the 23rd Internat. Geol. Congr. Prague, 1968*, Prague.
- Zavaritski A. N. (1958) Rocile eruptive. (Traducere din lb. rusă), I. D. T. București.

CALCUL AUTOMATIQUE DES NORMES RITTMANN

(Résumé)

Pour faire une caractérisation pétrochimique des roches éruptives, Rittmann (1973) a élaboré une nouvelle méthode de calcul des minéraux normatifs. Cette méthode de calcul présente certains avantages par rapport à celles existantes (C.I.P.W., Niggli), à savoir : une bonne correspondance entre norme et composition modale de la roche ;

les normes Rittmann combinées avec le système de classification proposé par Streckeisen (1967) pour les roches éruptives qui conduisent à une classification plus rigoureuse des roches.

Puisque la méthode de calcul des normes proposée par Rittmann diffère selon le type de roche, chaque modèle de calcul a constitué l'objet d'un programme. Ainsi, pour le calcul de l'ensemble des minéraux du faciès volcanique on a écrit le programme FVUL, pour le calcul de l'ensemble de minéraux du faciès plutonique humide — le programme APUM, pour le calcul de l'ensemble de minéraux du faciès plutonique sèche — le programme APUS, pour le calcul de l'ensemble des minéraux des roches ultramaphiques, pour tous les trois faciès (sèche, humide et éclogitique) — le programme FUMA.

Outre les minéraux de la norme Rittmann on a également calculé d'autres valeurs comme : σ , τ , Alk, Fe (total), A, F, M, etc., employées à diverses projections pour la caractérisation pétrochimique des roches éruptives.

Les programmes ont été écrits dans le langage FORTRAN IV pour le calculateur I.C.L. 1905.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

STUDIUL PETROGRAFIC ȘI CHIMIC AL MASIVULUI DE GABBROURI DE LA IUȚI¹

DE

IOSIF BERCIU, ALEXANDRA MEDEȘAN²

Abstract

The Iuți gabbros massif is located within the Danubian Autochthonous of the South Carpathians (south Banat). The rock structure of the body is essentially taxitic. Depending on the mineralogical composition, there are distinguished: diallage-bearing gabbros (predominant type), olivine-bearing gabbros, olivine-bearing gabbronorites. The rocks are generally in an advanced stage of transformation (saussuritization, uralitization, amphibolization). Small bodies of diallagites, plagioclases, more rare wehrlites and troctolites, as well as lamprophyre, aplites and quartz porphyres veins are found. The petrochemical features of basic rocks correspond to the Pacific magma series (in the alkali-poor and magnesium-rich field). The differentiation of the magma in the depth generated in the first phase, a dunitic-peridotitic fraction (a mixture of olivine crystals and magma) injected along an important disjunctive dislocation formed at the beginning of Paleozoic. The residual gabbroic magma was probably consolidated at the beginning of the Bretonian phase (Upper Devonian-Lower Carboniferous).

I. Introducere

Masivul de gabbouri de la Iuți se dezvoltă în extremitatea sudică a Banatului, în zona Iuți, unde Dunărea face un cot brusc spre nord-est. Gabbourile ocupă aici o suprafață de cca 17 km² între localitățile Tișovița și Svinîța la sud pe Dunăre și Eibenthal-Baia Nouă la nord. Mai exact, masivul este delimitat la nord de o linie est-vest ce trece pe la sud de Eibenthal între valea Tișovița și nord de virful Cucuiova, la sud este

¹ Predată la 12 mai 1975, acceptată pentru publicare la 12 mai 1975, comunicată în ședința din 16 mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



delimitat de valea Dunării și de cursul mediu și superior al văii Iuți, la est de linia nord-sud ce trece pe la cotul văii Tișovița iar la vest de valea Ponicova.

Morfologic regiunea se caracterizează printr-o mare energie de relief care se reflectă în profilul întinerit al văilor. Eroziunea regresivă a condus la formarea de praguri în cursul mediu al văilor. Zona de obârșie este în general mai puțin sculptată iar culmile sunt relativ domoale.

Înălțimile cele mai importante sunt marcate prin vîrfurile Cucuiova (754 m), Veliganul (644 m) și Cioaca Belova (535 m).

Deși înălțimile maxime sunt relativ modeste, diferențele de altitudine sunt însemnate (la nivelul Dunării cota 60 m).

Văile care traversează masivul de gabbrouri sunt tributare Dunării. Dintre acestea mai importante sunt : valea Iuți cu afluenții Veliganski și Odaiski, valea Tișovița cu afluenții Suva și Govedari și valea Povalina.

Ca încadrare geologică masivul de gabbrouri de la Iuți aparține domeniului danubian din Banatul de sud. El se dezvoltă la vest și sud de ultrabajitele serpentinizate de la Tișovița-Eibenthal și supără spre vest depozitele permo-carbonifere ale zonei Svinia. În bazinul inferior al văii Iuți, pe pîrul Selski și în vîrful Maslat se păstrează resturi de depozite neogene.

Asociația spațială strinsă a gabbrourilor cu ultrabajitele și prezența piroxenitelor la limita dintre acestea indică o mare asemănare a complexului de roci bazice și ultrabajice din Banatul de sud cu complexele de tip Ural. Relațiile petrografice și structurale în teren arată că gabbrourile au fost puse în loc și s-au consolidat ulterior formării ultrabajitelor serpentizate pe care le afectează și în care trimit apofize. Raportul dintre masa gabbrourilor și ultrabajitelor serpentizate este greu de apreciat datorită faptului că o mare parte a masivului de gabbrouri este mascat de formațiunile zonei sedimentare Svinia.

II. Cereetări geologice anterioare

Primele mențiuni, cu totul generale, în literatura geologică cu privire la prezența gabbrourilor din această regiune aparțin geologilor Tieze (1872) și Schafarzik (1894).

Un studiu petrografic informativ a fost întreprins de Popa y (1919) care distinge, în funcție de compoziția mineralogică și gradul de transformare, patru tipuri de gabbrouri nedelimitate cartografic. Streckeisen (1931) a descris fenomenele de transformare ale gabbrourilor ca procese de saussuritizare și uralitizare. Codarcăea (1937) a semnalat prezența diferențiatelor de plagioclazite și piroxenite atribuind gabbrourilor vîrstă ante-permiană. Răileanu (1953) pe baza prezenței unor elemente de gabbrouri remaniate în depozitele de vîrstă antecarbonifer-superioară a atribuit gabbrourilor vîrstă antecarbonifer-superioară.



O primă imagine cartografică generală a masivului a fost prezentată de Bercia și Bercia³ (1957). Pe baza studiilor regionale și relațiilor cu rocile înconjurătoare, autorii menționați au arătat ulterior (1962) că gabbrourile de la Iuți ar putea reprezenta produsele magmatismului preorogen al fazei bretone. Unele considerații generale și descrierile acestor roci au mai fost avansate de Bercia și Bercia în ghidurile excursiilor Congreselor geologice al V-lea Carpato-Balcanic (1961) și al XXIII-lea internațional (1968) precum și într-o recentă lucrare monografică (1975).

III. Caracterizare petrografică

Structura gabbrourilor este allotriomorf-granulară (tipic gabbroidă). Uneori datorită dezvoltării megacristalelor de piroxen, structura devine porfiroidă. Excepțional se întâlnesc tipuri cu structură ofitică. Textura este în general taxitică (rubanată, dungată) și este dată de alternanța primară de benzi leucocrate și melanocrate (pl. I, fig. 1). Grosimea acestora variază de la ordinul centimetrilor la ordinul decimetrilor. Orientarea este marcată uneori de dispoziția și relor melanocrate cu tendință de dezvoltare liniară. Există în masiv și zone cu un grad redus de anizotropie mezoscopică în care cu greu se pot distinge texturile orientate.

Studiul petrografic al gabbrourilor din bazinul văilor Tișovița și Iuți a permis recunoașterea mai multor tipuri. În funcție de compozitia mineralogică se disting: gabbrouri cu diallag, gabbrouri cu olivină, gabro-norite cu olivină. În funcție de granulație se recunosc: micro-gabbrouri (0,1–0,5 mm), gabbrouri cu granulație medie (0,5–1 cm) și gabbrouri larg cristalizate, uneori pegmatoide (1–5 cm). După gradul de transformare sinmagmatică și postmagmatică se disting: gabbrouri uralitizate, gabbrouri saussurizate și cu totul subordonat gabbrouri amfibolizate.

Metamorfismul cataclastic determinat de dislocațiile rupturale a condus local la transformarea rocilor în gabbrouri cataclastice și flasser-gabbrouri.

Dintre tipurile menționate predomină net gabbrourile cu diallag, în general afectate de uralitizare.

În gabbrouri se întâlnesc frecvent separații de piroxenite (diallagite) și plagioclazite, mai rar wehrlite și troctolite. Masivul este străbătut de filoane de lamprofire, aplite și porfire cuartifere.

În continuare vom prezenta descrieri petrografice ale tipurilor de gabbrouri și roci asociate acestora.

1. *Gabbrourile cu diallag* constituie tipul petrografic predominant (pl. I, fig. 2). Ele sunt reprezentate îndeosebi prin varietăți cu granulație medie și mare și foarte rar prin faciesuri microgranulare. O caracteristică

³ I. Bercia, Elvira Bercia. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între V. Tișovița și V. Mraconia și asupra masivului de gabro de la Iuți, 1957. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

generală a acestor roci este transformarea în diferite grade a piroxenului în hornblendă uralitică, în contrast cu conservarea plagioclazului în stare proaspătă. Uralitizarea este însotită de saussuritizare numai în varietățile afectate de metamorfism dinamic. O altă caracteristică a gabbrourilor cu diallag este participarea cu totul subordonată a mineralelor metalifere. Aceste caracteristici rezultă din examinarea unui număr mare de secțiuni executate pe eșantioane colectate din profile favorabile (valea Iuți, Ogașul Suvii, valea Govedari).

Compoziția mineralologică este următoarea :

| | % |
|----------------------------|---------------|
| Plagioclaz | 55,00 – 70,00 |
| Diallag + uralit | 28,00 – 44,00 |
| Clorit | 0 – 1,00 |
| Calcit | 0 – 0,5 |
| Zoizit | 0 – 0,3 |
| Prehnit | 0 – 0,5 |
| Titanit + leucoxen + rutil | 0,5 – 1,5 |

În aceste roci raportul dintre plagioclaz și melanocrate variază, în limite destul de largi ceea ce este de altfel specific gabbrourilor. În varietățile microgranulare, mai omogene, acest raport se apropie de 1/1.

Plagioclazul se prezintă în cristale xenomorfe, în general netransformate, maclate după legea albit și albit-periclin, mai rar după legea albit-Karlsbad. Frecvent pe clivaje și îndeosebi pe clivajul (001) se observă incluziuni fine aciculare de illmenit care determină culoarea cenușie-albăstruie a feldspatului. Variația conținutului în anortit a plagioclazului gabbrourilor cu diallag se menține în limitele labradorului (An_{58-68}). Valorile mai ridicate înregistrindu-se spre nivelele superioare expuse.

Diallagul apare de asemenea în cristale xenomorfe cu dimensiuni ce variază între 0,4 mm și 1 cm. Frecvent, acesta formează aglomerări monominerale sub formă de șlire centimetrice, decimetrice sau metrice de diallagite. Tranziția de la gabbrouri spre separațiile piroxenice se face prin intermediul unei zone cu compozиția tillaitelor. Cristalele prezintă separațiile și maclele specifice diallagului. Frecvent se observă incluziuni aciculare fine de illmenit, uneori de rutil care se dispun paralel cu clivajele (001) și (100) cu aspect de „herring's bone”. Uneori în piroxenul monoclinic se observă exoluții lamelare de bronzit. Foarte rar se remarcă prezența unor lamele paralele cu (001) de culoare brună-roșcată, fără pleocroism, care în afară de culoare, nu diferă optic de masa piroxenului monoclinic.

Diallagul gabbrourilor este în general un termen din seria diopsid-hedenbergit cu 20% hedenbergit.

Procesul de uralitizare al piroxenului monoclinic este deosebit de variat atât ca aspect cât și ca intensitate. De obicei transformarea în uralit începe de la periferia cristalelor și se continuă pe clivaje ajungind pînă la transformarea completă a piroxenului într-un agregat de hornblendă uralitică în care se mai disting clivajele relicte ale diallagului. Un alt aspect



este formarea de coroane keliphitice de hornblendă fibroasă, aciculară la limita cu plagioclazul datorită reacției dintre cele două minerale, favorizată de acțiunea soluțiilor tardive (p. II, fig. 1). La un grad mai avansat de transformare, hornblendă uralitică trece la rîndul ei într-un clorit cu caracterele optice ale prochloritului magnezian (incolor; $+2V \approx 0^\circ$; $Ng-Np = 0,007$) asociat cu mici cantități de magnezit. Cloritul ajunge să substituie în cea mai mare parte agregatul uralitic invadând în parte și plagioclazul. În locul piroxenului se formează în acest mod cuiburi uralitice sau cloritice-uralitice la care se adaugă carbonați și zoizit.

Printre mineralele accesoriile în masa rocilor se disting cantități infime de titano-magnetit, în parte leucoxenizat, rutil și rareori pirotină și pirită.

2. *Gabbourile cu olivină* apar ca separații localizate spre partea mediană a succesiunii cunoscute a gabbourilor rubanate într-o bandă concordantă de cca 1 km grosime. Ele sunt asociate de regulă cu gabbouri cu diallag, mai rar cu troctolite. Sunt cu granulație medie spre microgranulară. În funcție de gradul de participare a piroxenului rombic se remarcă varietăți de gabbouri cu olivină și gabro-norite cu olivină.

Gabbourile cu olivină (pl. II, fig. 2) sunt constituite din plagioclaz, diallag, olivină și subordonat piroxen rombic.

Compoziția mineralologică medie și limitele de variație ale dimensiunilor mineralelor sunt prezentate mai jos.

| | % | mm |
|--|--------------|-----------------|
| Plagioclaz | 52,7 | 0,4/0,2-3,2/1,6 |
| Diallag | 28,0 | 0,4/0,4-2/0,8 |
| Olivină (+serpentin + iddingsit + magnetit) | 17,8 | 0,3/0,3-2/2 |
| Bronzit | 1,5 | |
| | <hr/> 100,00 | <hr/> |

Plagioclazul apare deosebit de proaspăt, maclat ca și în gabbourile cu diallag. Conținutul în anortit este însă aici sensibil mai ridicat (în medie An₇₀) corespunzînd limitei labrador-bitownit.

Diallagul apare în general neafectat de uralitizare uneori cu margini de reacție formate din hipersten.

Olivina formează aglomerări, uneori orientate, de cristale subidiomorfe, parțial transformate în serpentin, bowlingit, mai rar în iddingsit. Serpentinizarea s-a produs reticular cu formare de „α serpentină” fibroasă și exudație de magnetit. În unele cazuri în jurul olivinei se observă coroane de clinohipersten (pleocroism slab cu tonuri de roz-brun, a $\wedge Nm = 8^\circ$; P.A.O $\approx (100) + 2 V < 40^\circ$; $Ng-Np = 0,025$).

Piroxenul rombic (bronzit-hipersten), cu totul subordonat cantitativ, apare atât ca margini de reacție pe diallag dar și independent de acesta.

3. *Gabbo-noritele cu olivină*, asociate gabbourilor cu olivină, sunt roci cu granulație medie pînă la microgranulară. Ele se caracterizează

printr-o participare mai mare a piroxenului rombic față de cel monoclinic. În ansamblu aceste roci posedă o structură ofitoidă asemănătoare cu cea a hiperitelor din Olme Wärmland, Suedia (Z a v a r i t k i, 1961, W i l l i a m s, T u r n e r, G i l b e r t, 1954) structură determinată de prezența unei mase fundamentale, constituite din plagioclaz subidiomorf în care se dezvoltă cimpuri cu contur sinuos constituite predominant din olivină (pl. III, fig. 1).

Compoziția mineralologică este următoarea :

| | % |
|---------------------------------|-----------|
| Plagioclaz | 68,2-72,0 |
| Olivină + serpentin + bowlingit | |
| + magnetit | 16,4-18,2 |
| Diallag | 2,0-6,5 |
| Bronzit | 7,8-8,9 |

Plagioclazul, care constituie componentul mineralologic predominant, este reprezentat printr-un bitownit sodic (An_{72-74}).

Olivina, ce formează agregatele descrise mai sus, apare parțial transformată în „ α serpentin” și bowlingit cu exudații de „magnetit 2”. Pe margini se observă coroane de reacție subțiri („reaction rims”) de piroxen rombic. Mai rar granulele de olivină apar prinse în agregate de bronzit. La contactul olivinei cu plagioclazul se observă uneori coroane kelifitice de hornblendă verde.

Piroxenul rombic (bronzit-hipersten) apare în coroanele de reacție din jurul olivinei și piroxenului monoclinic, precum și sub formă de agregate cu formă neregulată în masa de plagioclaz. Piroxenul monoclinic (diallag) apare sporadic și este asociat cu olivina.

4. *Gabbrouri amfibolizate* se întâlnesc pe rama estică a masivului în apropierea limitei cu serpentinitetele de Tișovița, pe valea Govedari. Sunt roci melanocrate, pegmatoide care se prezintă sub forma unor separații decimetrice slab discordante în gabbrouri. Sub microscop apar megacristale de hornblendă brună-verzuie care includ cristale de labrador și diallag. Piroxenul trece brusc pe margini la acest tip de hornblendă care conservă clivajul diallagului și care este net diferită de hornblenda uralitică, actinolitică.

Substituția piroxenilor prin hornblendă brună este caracteristică în gabbrouri pentru procesele de amfibolizare sub influența soluțiilor magmatice.

5. *Troctolite* (roci ultrabazice cu feldspat) au fost întâlnite la partea superioară a zonei de gabbrouri cu olivină în bazinul văii Iuți. Ele formează benzi mai melanocrate și mai dure iar roca are un aspect pătat. Componentii principali sunt plagioclazul și olivina la care se adaugă uneori mici cantități de piroxen (diallag și bronzit) (pl. III, fig. 2).

Plagioclazul (bitownit, An_{74}) apare în cristale xenomorfe și subidiomorfe maclate după legea albit și albit-periclin. Acestea formează matricea

în care se individualizează cîmpuri de olivină. Masa feldspatică este traversată de microfracturi de tensiune provocate de mărirea volumului datorită procesului de serpentinizare a olivinei.

Olivina, reprezentată prin termenul hialosiderit, (Fo65 Fa35) este parțial transformată în „α serpentină” și parțial într-un agregat solzos cu caracterele bowlingitului. Conținutul ridicat în Fe al olivinei se reflectă și în cantitatea mare de magnetit exudat în procesul de serpentinizare.

La contactul dintre olivină și plagioclaz în mod constant se observă formarea de coroane kelifitice de hornblendă fibroasă pe olivină. Uneori între olivină și corona amfibolitică se interpune o peliculă de piroxen rombic. Se consideră că aceste coroane apar ca rezultat al reacției între olivină și plagioclaz sub influența acțiunii soluțiilor tîrzii magmatice sau postmagmatice.

6. *Wehrlitele*, roci ultrabazice formate în principal din olivină și diallag, se întîlnesc în zona de limită a gabbrouilor cu ultrabazitele și mult mai rar în masivul de gabbouri propriu-zis, ca de exemplu pe ramura stîngă a văii Iuți, la cca 250 m amonte de confluența cu valea Lutului.

Compoziția mineralogică este următoarea : olivină + minerale serpentinitice + talc, 65 %, diallag uralitizat 25 %, magnetit rezultat din exudarea fierului în procesul de serpentinizare, cca 10 %. Raportul olivină-diallag, dacă atribuim magnetitul olivinei este de 3/1 specific wehrlitelor.

Olivina prezintă un grad avansat de transformare în serpentin, bowlingit sau serpophit, uneori în talc, cu separații de magnetit. După cantitatea mare de magnetit exudat rezultă că olivina a fost reprezentată printr-un termen relativ bogat în fayalit.

Diallagul este xenomorf, relativ slab uralitizat (pl. IV, fig. 1).

Wehrlitele din zona de limită cu serpentinele se dispun pe o fîșie de 200—300 m unde apar ca șlire în alternanță cu serpentinite negre casante foarte caracteristice. În cadrul acestora se disting wehrilite serpentinizate și apowehrlite (puternic transformate). Wehrlitele parțial serpentinizate apar chiar la limita cu gabbrouile. Ele prezintă olivină în diferite grade de transformare în „α serpentină”, serpophit, magnetit și subordonat magnezit, iar diallagul, parțial transformat în uralit pe clivaje, prezintă coroane keliphitice de tremolit la contactul cu olivina sau cu magnetitul.

În anumite zone se observă predominantă diallagului asupra olivinei, roca trecînd spre un diallagit cu olivină.

Apowehrlitele masivului de serpentinite au fost descrise anterior de Bercia și Bercia (1962, 1975).

7. *Diallagitele* reprezintă separații melanocrate caracteristice masivului de gabbouri de la Iuți.

Cu excepția aglomerărilor obișnuite de dialag menționate, în gabbouri se întîlnesc frecvent șlire de piroxenite (diallagite) larg cristalizate ale căror dimensiuni variază de la ordinul decimetrilor pînă la ordinul

zecilor de metri. În afara de formele stratoide diallagitele pegmatoide se mai prezintă și sub forme lenticulare, amoeboidice sau filoniene concordante sau discordante față de foliația primară a gabbroului, așa cum se poate observa spre exemplu în cariera de la Iuți (Berciu et al., 1961). Uneori se observă tranziții de la piroxenite la gabbouri. Corpuri importante lenticulare de diallagite asociate cu roci wehlritice marchează limita estică a gabbrourilor, cu serpentinitete. Sub microscop diallagitele apar constituite dintr-o masă de cristal bine dezvoltată (subcentimetrice și centimetrice) de diallag cu separații și macle polisintetice după (100) caracteristice, precum și incluziuni fine aciculare de illmenit sau magnetit de cele mai multe ori de tip „herring's bone” (pl. IV, fig. 2). Foarte rar se observă exoluții de piroxen rombic. Mai frecvent diallagul prezintă acele zone brune tabulare paralele cu (001) care cu excepția culorii nu diferă optic de diallag. Olivina se întâlnește sporadic în aceste roci.

În general piroxenul diallagitelor este puțin afectat de uralitizare care se produce la periferia cristalelor pe fisuri.

Mineralele opace prezente în mod constant în diallagite variază cantitativ în limite largi de la 1—2% pînă la 15%. Cînd, în mod exceptional aceste conținuturi sănt depăsite, apar structuri sideronitice. Mineralele opace sănt reprezentate prin magnetit \pm cromit și sulfuri (pirotină, pentlandit, calcopirită, pirită). Succesiunea de cristalizare a sulfurilor este pentlandit, pirotină, pirită, calcopirită. Pentlanditul apare sub formă de picături în pirotină, pirita este uneori colomorfă, calcopirită apare sub formă de lame ce traversează atât pirotina cât și pirita.

8. *Plagioclazitele* apar în gabbouri ca separații leucocrate de grosimi decimetrice, constituite în proporție de peste 80% din plagioclaz, oligoclaz, andezin, în parte saussuritizat, la care se adaugă mici cantități de dialag uralitizat.

Spre deosebire de alte masive de gabbouri unde rocile plagioclazice (anortozite, labradorite) formează nivele groase și continue, în masivul de gabbouri de la Iuți, aceste roci apar subordonat (exceptind evident benzile plagioclazice din rubanarea normală a gabbrourilor).

9. *Lamprofirile* formează filoane de grosimi decimetrice în general discordante față de stratificația gabbrourilor, reprezentate prin spessartite adesea intens transformate. Structura este holocrystalin-porfirică, intergranulară. Rocile mai proaspete apar constituite din fenocristale de hornblendă brună (1—2 mm după axa c, Ng, brun-verzui, Np, galben-deschis — brun; C : Ng = 19°) într-o matrice constituită din baghete de hornblendă pe un fond de plagioclaz (oligoclaz, andezin). În alte cazuri structura este panidiomorf-intergranulară. Matricea este constituită dintr-un agregat de baghete divergente de plagioclaz și hornblendă brună-roșcată. Pe acest fond se detașează rare cristale idiomorfe de augit și lamele de biotit. În varietățile intens transformate predomină mineralele secundare (clorit, epidot, calcit, zeoliți) mai frecvente în zonele periferice ale filoanelor. Lamprofirile sănt repartizate relativ uniform în masiv. Relațiile cu

gabbrourile se pot observa în afloriment în cursul inferior al văii Iuți unde sunt asociate cu filoane sincrone de aplite.

10. *Aplitele* formează filoane cu grosimi decimetrice excepțional ajungind pînă la 2-3 m. Sunt roci cu structură holocrystalină echigranulară caracteristică, constituie exclusiv din cuarț și feldspat. În vecinătatea gabbrouilor pe fisurile aplitelor se remarcă frecvent prezența calcitului și prehnitului.

IV. Caracterizare petrochimică

Studiul chimic a fost abordat în dublu scop: în vederea caracterizării chimice a rocilor gabbroide precum și în scopul de a surprinde o eventuală variație a compozиiei care să reflecte evoluția petrogenetică a magmei gabbroice.

Mentionăm că nu există studii sistematice anterioare publicate privind chimismul masivului de gabbouri de la Iuți. Elaborarea unui astfel de studiu a fost determinată atât de necesitatea caracterizării chimismului și a evoluției petrogenetice cât și în scopul de a servi ca bază cercetarilor privind geochemia elementelor gabbrouilor de la Iuți. Probele analizate au fost colectate de pe profile reprezentative îndeosebi din bazinele văii Iuți.

La prezentarea rezultatelor analizelor chimice s-a ținut seama de prezența în gabbouri a pirotinei și în consecință s-a calculat fierul legat de sulf în proporție corespunzătoare celei din pirotină (1 : 1). Privind în ansamblu rezultatele analizei chimice (tab. 1) se observă că spre deosebire de chimismul general al rocilor gabbroide, rocile analizate prezintă conținuturi mai reduse de TiO_2 și fier total.

La calculul parametrilor Niggli s-a considerat că tot calciul legat în calcit provine din transformarea mineralelor ce conțin calciu (plagioclaz și diallag) în conformitate cu observațiile microscopice.

Valorile Niggli (tab. 2) arată că rocile analizate se încadrează în următoarele 3 tipuri de magme calco-alcaline: gabbroide, leucogabbroide și piroxenitica. Tipurile fiecărei grupe corespund tipurilor clasice ale lui Niggli. Rezultă că transformările postmagmatische suferite de gabbouri au avut în general un caracter izochimic neafectând esențial chimismul gabbrouilor. Majoritatea probelor analizate se încadrează la grupa magmelor gabbroide.

Din diagrama *al/fm* (fig. 1) se constată că rocile se plasează în cîmpul femic și semifemic și cu totul subordonat în cîmpul izofal. În cîmpul semifemic se proiectează majoritatea rocilor cu chimism gabbroid, în cîmpul femic se proiectează un piroxenit iar în cîmpul izofal rocile corespunzătoare magmelor leucogabbroide. În același timp se constată o tendință de distribuție lineară relativ omogenă a punctelor de proiecție ceea ce indică o legătură evolutivă între diferenții termeni.

Din diagrama *al/alk* (fig. 2) rezultă clar că rocile analizate se proiectează în cîmpul sărac în alcalii cu $alk < 1/2 al$ caracteristic de asemenea gabbrouilor.



Diagrama k/mg (fig. 3) indică valori ridicate pentru mg și valori foarte scăzute pentru k demonstrând caracterul pacific al magmelor.

Valorile QLM (tab. 3) și proiecția acestora în diagramă (fig. 4) demonstrează caracterul subsaturat al rocilor gabbroide. Majoritatea probelor analizate se proiectează în cîmpul PFR ceea ce indică atît caracte-

TABELUL 1

Compoziție chimică

| Probă/ oxizi | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO_2 | 41,52 | 43,47 | 44,34 | 45,11 | 45,32 | 47,41 | 47,64 | 47,69 | 47,93 | 48,34 | 48,41 | 48,93 |
| Al_2O_3 | 18,91 | 23,19 | 20,28 | 21,29 | 24,22 | 16,01 | 22,64 | 2,65 | 16,20 | 19,50 | 18,32 | 15,37 |
| Fe_2O_3 | 2,76 | 2,57 | 3,10 | 2,17 | 1,50 | 1,62 | 1,86 | 1,32 | 2,91 | 1,38 | 2,92 | 1,91 |
| FeO | 3,07 | 3,33 | 3,79 | 3,30 | 3,33 | 4,32 | 2,45 | 6,80 | 5,53 | 3,49 | 3,74 | 6,02 |
| TiO_2 | 0,23 | 0,11 | 0,16 | 0,20 | 0,30 | 0,41 | 0,26 | 0,85 | 1,09 | 0,34 | 0,47 | 0,29 |
| MnO | 0,10 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,12 | 0,06 | 0,17 | 0,20 | 0,08 | 0,15 | 0,11 |
| MgO | 9,89 | 11,71 | 12,69 | 11,16 | 6,96 | 11,46 | 7,29 | 17,29 | 11,32 | 8,28 | 8,23 | 10,34 |
| CaO | 16,35 | 11,78 | 11,59 | 12,42 | 13,50 | 13,83 | 13,25 | 17,40 | 8,82 | 13,85 | 13,63 | 12,40 |
| K_2O | — | — | — | — | 0,12 | 0,05 | 0,13 | — | 0,15 | 0,17 | 0,05 | 0,24 |
| Na_2O | 1,04 | 1,65 | 1,50 | 1,49 | 2,18 | 1,05 | 1,49 | 0,41 | 1,36 | 2,08 | 1,26 | 2,14 |
| H_2O^+ | 3,14 | 2,65 | 2,99 | 2,36 | 1,80 | 1,31 | 1,66 | 0,91 | 2,06 | 1,52 | 1,17 | 1,67 |
| CO_2 | 3,50 | — | — | — | 1,03 | 1,05 | 0,87 | 1,09 | 0,81 | 0,35 | 0,92 | 0,76 |
| P_2O_5 | 0,01 | — | — | — | — | 0,20 | — | — | 0,34 | 0,17 | — | — |
| S | — | — | — | — | 0,05 | 0,21 | — | 1,46 | 0,28 | — | 0,07 | — |
| $\text{Fe}_{(s)}$ | — | — | — | — | 0,09 | 0,37 | — | 2,54 | 0,49 | — | 0,12 | — |
| Total | 100,52 | 100,51 | 100,50 | 100,54 | 100,47 | 99,42 | 99,60 | 100,58 | 99,49 | 99,54 | 99,46 | 100,18 |

- 1 = 14/70 gabbrou cu olivină valea Iuți
- 2 = 12/70a gabbronorit cu olivină valea Iuți
- 3 = 18/70 gabbrou cu olivină valea Iuți
- 4 = 10/70 gabbrou cu diallag valea Iuți
- 5 = 4/70 gabbrou uralitizat valea Iuți
- 6 = 5/66 gabbrou cu diallag cariera Iuți
- 7 = 3 gabbrou cu diallag cariera Iuți
- 8 = 63/70 piroxenit diallagit cariera Iuți
- 9 = 1/66 piroxenit diallagit cariera Iuți
- 10 = 1/70 gabbrou cu diallag valea Iuți
- 11 = 1560/57 gabbrout valea Veliganschi
- 12 = 19a/70 gabbrou cu diallag parțial uralitizat valea Iuți

rul gabbroid al magmei cît și natura compoziților mineralogici care s-au separat din această magmă. Concentrarea punctelor sub zona mediană a laturii PF indică un chimism destul de restrins al rocilor. Din diagrama QLM rezultă în același timp că participarea mafitelor în gabbrourile studiate este mai redusă în comparație cu cea a feldspatului. Compoziția

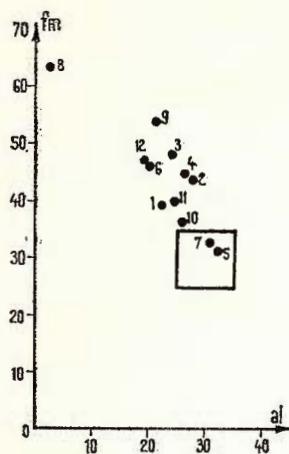


Fig. 1. — Diagramma al/fm .
Diagramme al/fm .

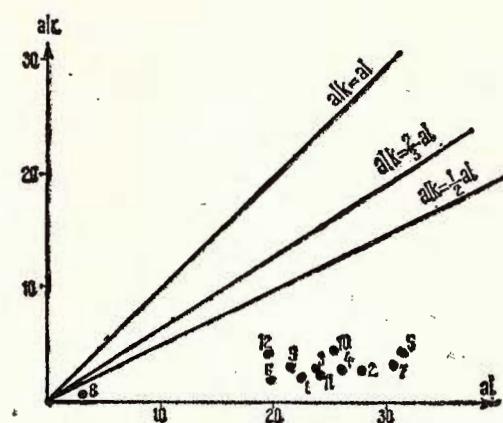


Fig. 2. — Diagramma al/alk .
Diagramme al/alk .

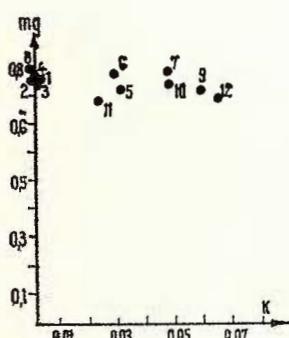


Fig. 3. — Diagramma k/mg .
Diagramme k/mg .

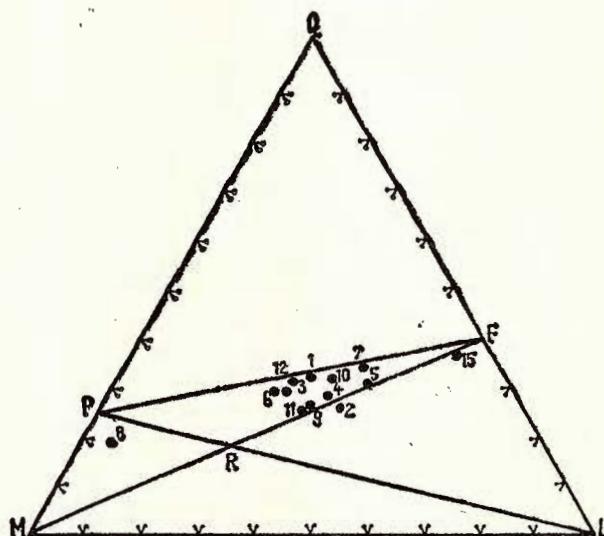


Fig. 4. — Diagramma QLM .
Diagramme QLM .

TABELUL 2
Valorile Niggli și tipurile de magmă standard

| Nr. crt. | si | al | fm | c | alk | k | mg | ti | w | p | Tipul de magma |
|----------|--------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------------------|
| 1 | 84,52 | 22,63 | 39,68 | 35,63 | 2,05 | — | 0,757 | 0,403 | 0,452 | 0,012 | Ah 6 gabbroid ; piroxen gabbroid |
| 2 | 86,84 | 27,35 | 44,29 | 25,18 | 3,18 | — | 0,786 | 0,140 | 0,408 | — | Ah 4 gabbroid ; c gabbroid |
| 3 | 88,34 | 23,78 | 48,60 | 24,74 | 2,87 | — | 0,775 | 0,263 | 0,418 | — | Ah 4 gabbroid ; c gabbroid |
| 4 | 93,34 | 25,96 | 43,56 | 27,51 | 2,97 | — | 0,789 | 0,372 | 0,373 | — | Ah 4 gabbroid ; c gabbroid |
| 5 | 100,12 | 31,48 | 31,76 | 31,98 | 4,78 | 0,033 | 0,722 | 0,531 | 0,273 | — | Ai 5 leucogabbroid ; osipitic |
| 6 | 100,29 | 19,96 | 46,54 | 31,34 | 2,16 | 0,029 | 0,776 | 0,640 | 0,253 | 0,127 | Am 2 piroxenitic ; ariegenic |
| 7 | 109,87 | 30,79 | 33,04 | 32,68 | 3,49 | 0,051 | 0,758 | 0,498 | 0,405 | — | Ai 5 leucogabbroid ; osipitic |
| 8 | 85,32 | 2,79 | 63,22 | 33,31 | 0,67 | — | 0,729 | 1,128 | 0,104 | — | Am 8 piroxenitic ; koswitic |
| 9 | 108,09 | 21,53 | 53,85 | 21,31 | 3,21 | 0,063 | 0,706 | 1,882 | 0,297 | 0,046 | Ah i gabbroid ; gabbroid |
| 10 | 107,90 | 25,61 | 36,55 | 33,11 | 4,73 | 0,048 | 0,753 | 0,590 | 0,265 | 0,134 | Ah 6 gabbroid ; piroxen gabbroid |
| 11 | 108,84 | 24,30 | 40,06 | 32,85 | 2,79 | 0,024 | 0,687 | 0,769 | 0,409 | — | Ah 6 gabbroid ; piroxen gabbroid |
| 12 | 105,20 | 19,46 | 47,24 | 28,54 | 4,75 | 0,065 | 0,700 | 0,504 | 0,223 | — | Ah 7 gabbroid ; hawaiitic |

TABELUL 3
Valorile QLM

| Nr. crt. | Q | L | M |
|----------|-------|-------|-------|
| 1 | 25,32 | 35,32 | 39,36 |
| 2 | 26,59 | 42,10 | 31,30 |
| 3 | 26,32 | 37,07 | 36,60 |
| 4 | 28,46 | 38,98 | 32,56 |
| 5 | 30,41 | 45,92 | 23,67 |
| 6 | 29,61 | 29,71 | 40,67 |
| 7 | 34,20 | 42,04 | 23,76 |
| 8 | 19,36 | 5,46 | 75,17 |
| 9 | 30,98 | 31,41 | 37,60 |
| 10 | 31,05 | 38,07 | 30,88 |
| 11 | 32,77 | 34,33 | 32,90 |
| 12 | 28,34 | 31,59 | 40,07 |



ce rezultă din diagramă se corelează cu compoziția modală, în care se remarcă în ansamblu predominarea cantitativă a plagioclazului față de mafite.

Diagrama *QLM* a servit în același timp pentru alegerea variantei de catanormă calculată din compoziții bazei.

TABELUL 4
Compoziții bazei

| Nr. crt. | Cc | Cp | Piro- tină | Kp | Ne | Cal | Cs | Sp | Fs | Fo | Fa | Ru | Q |
|-------------|------|------|---------------|------|-------|-------|-------|----|------|-------|------|------|-------|
| 1 | 8,91 | 0,02 | — | — | 5,61 | 28,12 | 3,59 | — | 2,94 | 20,53 | 3,64 | 0,18 | 26,40 |
| 2 | — | — | — | — | 8,77 | 33,33 | 0,69 | — | 2,65 | 24,02 | 3,87 | 0,07 | 26,59 |
| 3 | — | — | — | — | 8,00 | 29,14 | 2,66 | — | 3,16 | 26,23 | 4,45 | 0,12 | 26,20 |
| 4 | — | — | — | — | 8,00 | 30,97 | 3,01 | — | 2,29 | 23,17 | 3,88 | 0,17 | 28,46 |
| 5 | 2,61 | — | 0,16 | 0,40 | 11,53 | 33,34 | 1,34 | — | 1,49 | 14,32 | 3,89 | 0,22 | 30,68 |
| 6 | 2,67 | 0,42 | 0,70 | 0,17 | 5,51 | 23,41 | 6,52 | — | 1,70 | 23,75 | 5,15 | 0,28 | 29,70 |
| 7 | 2,17 | — | — | 0,44 | 8,03 | 33,12 | 1,63 | — | 1,95 | 15,18 | 2,90 | 0,20 | 34,37 |
| 8 | 2,70 | — | 4,98 | — | 2,03 | 3,24 | 21,60 | — | 1,34 | 35,04 | 7,76 | 0,57 | 20,63 |
| 9 | 2,05 | 0,34 | 0,95 | 0,50 | 7,52 | 22,98 | — | — | 3,07 | 23,78 | 6,80 | 0,78 | 31,20 |
| 10 | 0,88 | 0,30 | — | 0,56 | 11,14 | 25,82 | 6,63 | — | 2,92 | 17,03 | 4,11 | 0,24 | 30,35 |
| 11 | 2,32 | — | 0,24 | 0,17 | 6,82 | 26,90 | 5,35 | — | 3,07 | 17,22 | 4,59 | 0,32 | 32,98 |
| 12 | 1,92 | — | — | 0,40 | 11,50 | 19,23 | 7,41 | — | 2,02 | 21,40 | 7,13 | 0,22 | 28,75 |

Zona de proiectare a rocilor gabbroide de la Iuți în diagrama *QLM* corespunde cîmpului rocilor ofiolitice din Alpi (Niggli, 1945), ca și gabbrourile de la Căzănești-Ciungani (Cioflica, 1962) și Almășel (Savu, 1962).

Din procente de oxizi s-au calculat compoziții bazei (tab. 4) în scopul de a servi la diferite reprezentări precum și la calculul catanormei.

Calculul catanormei (tab. 5) este justificat de necesitatea de a obține informații asupra naturii compozițiilor mineralogici cristalizați din magmă, deoarece fenomenele de transformare simagmatică și post-magmatică (amfibolizare, uralitizare, saussuritizare) au determinat de cele mai multe ori transformări mineralogice și structurale importante.

Compararea compoziției de ansamblu a catanormei standard cu compoziția modală arată că transformările au avut în general un caracter izochimic. Faptul că plagioclazul normativ apare mai bogat în anortit în comparație cu cel din mod (deși în rocă plagioclazul apare relativ proaspăt) se datorează repartizării în plagioclazul normativ a calciului rezultat din transformarea piroxenului monoclinic în hornblendă uralitică (tremolitică) și în clorit.

Procentul de minerale feromagneziene din mod, incluzând piroxenul, uralitul format pe seama acestuia și cloritul, comparate cantitativ cu suma silicatiilor feromagnezieni din catanormă coincide.

Raportul cantitativ dintre plagioclaz și mafite coincide cu cel din mod cu toate că există unele deosebiri în ceea ce privește compoziția

TABELUL 5
Catenaorma standard Niggli

| Nr. crt. | Q | Or | Ab | An | W ₀ | H _y | E _n | F _o | F _a | H _y | E _n | M _t | T _{it} | C _c | C _p | P ₀ | |
|-------------|------|------|-------------------|----------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|--|
| 1 | - | - | 9,35 | 46,86 | 4,42 | 0,76 | 3,66 | 10,09 | - | 2,13 | 10,26 | 2,94 | 0,54 | 8,91 | 0,02 | - | |
| | | | Pl. 56,21 (83 An) | | Di. 8,84 | | | Ol. 10,09 | | Pirox. 12,39 | | | Ru | 0,07 | - | - | |
| 2 | 0,62 | - | 14,62 | 55,55 | - | - | - | 23,40 | 2,48 | - | - | 2,65 | - | - | - | - | |
| 3 | - | - | Pl. 70,17 (79 An) | - | | | | Ol. 25,88 | | | | | | | | | |
| | | | 13,32 48,56 | 3,30 1,46 1,84 | | | | 22,60 - | | 2,36 3,00 | | 3,16 | 0,36 | - | - | - | |
| 4 | - | - | Pl. 61,88 (78 An) | Di. 6,60 | | | | Ol. 22,60 | | Pirox. 5,36 | | | | | | | |
| | | | 13,32 51,61 | 3,67 0,92 2,75 | 14,98 | - | | 2,73 8,14 | | 2,29 | 0,51 | - | - | - | - | - | |
| 5 | - | 0,66 | Pl. 64,93 (79 An) | Di. 7,34 | | | | Ol. 14,98 | | Pirox. 10,90 | | | | | | | |
| | | | 19,21 55,56 | 1,35 3,24 - | 14,32 0,72 | - | | - | | 1,49 | 0,66 | 2,61 | - | 0,16 | | | |
| 6 | 1,85 | 0,27 | Pl. 74,77 (74 An) | Hed. 4,59 | | | | Ol. 15,04 | | | | | | | | | |
| | | | 9,17 39,01 | 8,13 1,25 6,88 | - - | | | 4,48 24,78 | | 1,70 | 0,84 | 2,67 | 0,42 | 0,70 | | | |
| 7 | 1,40 | 0,72 | Pl. 48,18 (81 An) | Di. 16,26 | | | | | | Pirox. 29,26 | | | | | | | |
| | | | 13,37 55,20 | 1,17 0,28 1,49 | - - | | | 2,29 18,75 | | 2,92 | 0,60 | 2,17 | - | - | | | |
| 8 | - | - | Pl. 68,57 (80 An) | Di. 3,54 | | | | | | Pirox. 21,04 | | | | | | | |
| | | | 3,37 5,40 | 27,78 6,79 20,99 | 11,07 - | | | 3,55 10,97 | | 1,34 | 1,71 | 2,70 | - | 4,98 | | | |
| 9 | 2,42 | 0,82 | Pl. 8,77 (61 An) | Di. 55,56 | | | | Ol. 11,07 | | Pirox. 14,52 | | | | | | | |
| | | | 12,52 38,30 | - - | - - | | | - | | 7,02 31,70 | 3,07 | 0,78 | 2,05 | 0,30 | 0,95 | | |
| 10 | - | 0,92 | Pl. 50,82 (75 An) | - | | | | | | Pirox. 38,72 | | | | | | | |
| | | | 18,56 43,02 | 0,36 1,60 6,76 | 5,81 - | | | 1,93 8,20 | | 2,92 | 0,72 | 0,88 | 0,30 | - | | | |
| 11 | 3,62 | 0,27 | Pl. 61,58 (70 An) | Di. 16,72 | | | | Ol. 5,81 | | Pirox. 10,13 | | | | | | | |
| | | | 11,37 44,82 | 6,49 0,98 5,51 | - - | | | 3,10 17,45 | | 3,07 | 0,96 | 2,32 | - | 0,24 | | | |
| 12 | - | 0,66 | Pl. 56,19 (79 An) | Di. 12,98 | | | | | | Pirox. 20,55 | | | | | | | |
| | | | 19,16 32,05 | 9,44 3,42 6,02 | 8,86 - | | | 6,08 10,70 | | 2,02 | 0,66 | 1,92 | - | - | | | |
| | | | Pl. 51,21 (62 An) | Di. 18,88 | | | | Ol. 8,86 | | Pirox. 16,78 | | | | | | | |

acestor minerale. În sfîrșit, conținuturile de olivină a gabbronoritelor cu olivină se reflectă bine în catanorma standard.

În diagrama Fo , $Fa+Fs$, Cs (fig. 5) se observă o dispoziție a punctelor de proiecție după o linie paralelă cu latura $Fo-Cs$ care exprimă valori relativ constante pentru valorile $Fa+Fs$ indicând un proces de diferențiere datorită variației conținutului în Mg și Ca. Pe baza observa-

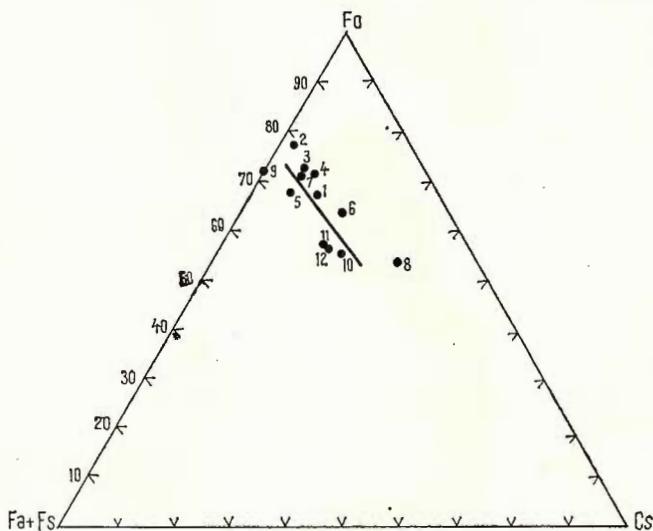


Fig. 5. — Diagramma Fo , $Fa+Fs$, Cs .
Diagramme Fo , $Fa+Fs$, Cs .

țiilor petrografice se pare că diferențierea s-a produs prin îmbogățirea în calciu a mafitelor considerind că mineralele magneziene sunt primele care se separă în procesul de cristalizare.

În concluzie, studiul chimic al gabbourilor din masivul de la Iuți demonstrează apartenența acestuia la grupa magmelor calco-alcaline gabbroide, leucogabbroide și piroxenite, ultimele două provenind din diferențierea celei dintâi.

S-a demonstrat că rocile prezintă toate caracterele seriei pacifice și se plasează în domeniul sărac în alcalii și bogat în magneziu cu un chimism comparativ cu al rocilor ofiolitice.

Stabilirea compozitionei catanormative a rocilor a permis obținerea unei imagini asupra compozitionei mineralogice în momentul cristalizării magmatice și explicarea geochimică a proceselor post-magmatice.

V. Considerații genetice

Asociația masivului de gabbouri de la Iuți cu ultrabajazitele serpentinate sugerează o legătură genetică între acestea. Examinarea atentă a

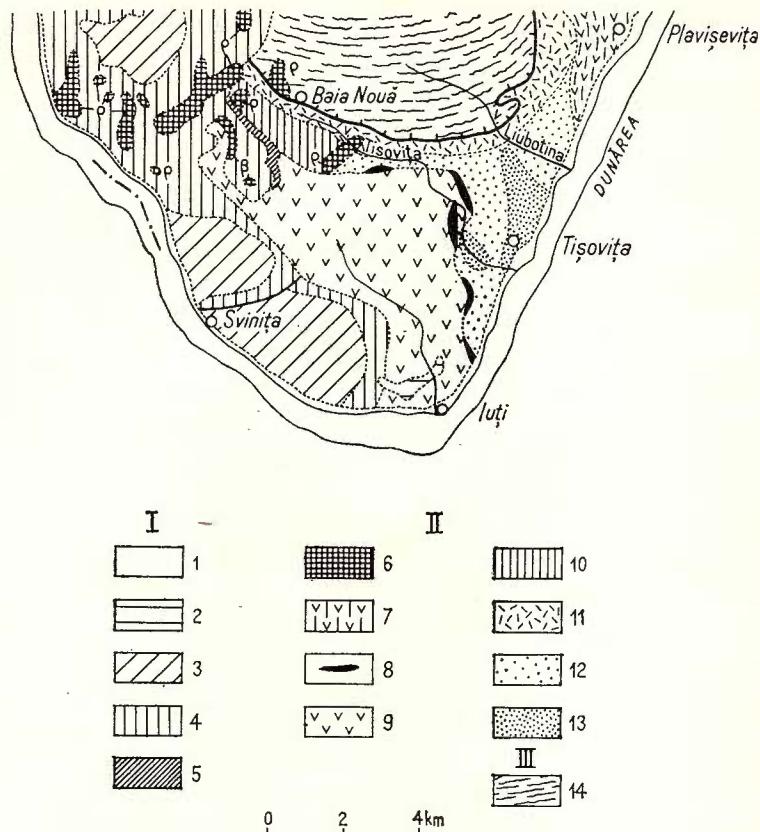


Fig. 6. — Schiță geologică a Banatului de sud.

I, Formațiuni sedimentare: 1, Cuaternar; 2, Neogen; 3, Mezoic; 4, Permian; 5, Carbonifer. II, Magmatite: Permian: 6, ρ riolite, β, bazalte; Devonian superior (?); 7, metagabbrouri (de Plavișevița); 8, piroxenite (diallagite); 9, gabbrouri cu diallag și gabbrouri cu diallag și olivină (gabbrouri de Iuti); Devonian mediu (?) (serpentinite de Tișovița); 10, listvenite; 11, serpentinite antigoritice; 12, serpentinite apodunitice; 13, dunite parțial serpentinate. III, Metamorfite: Precambrian mediu: 14, seria de Poiana Mraconia: paragneiss micacee, amfibolite.

Esquisse géologique du Banat de sud.

I, Formations sédimentaires : 1, Quaternaire ; 2, Néogène ; 3, Mésozoïque ; 4, Permien ; 5, Carbonifère. II, Magmatites : Permien : 6, ρ rhyolites, β basaltes ; Dévonien supérieur (?) ; 7, métagabbros (de Plavișevița) ; 8, pyroxénites (diallagites) ; 9, gabbros à diallage et gabbros à diallage et olivine (gabbros de Iuti) ; Dévonien moyen (?) (serpentinites de Tișovița) ; 10, listvénites ; 11, serpentinites antigoritiques ; 12, serpentinites apodunitiques ; 13, dunites partiellement serpentinisées. III, Métamorphites : Précanubrien moyen : 14, série de Poiana Mraconia : paragneiss micacés, amphibolites.

relațiilor spațiale (fig. 6) precum și a caracteristicilor petrografice, chimice și structurale pot servi într-o oarecare măsură la elucidarea proceselor petrogenetice.

În primul rînd trebuie subliniat faptul că deși prezența unor separații de piroxenite și roci wehrlitice la limita dintre gabbouri și serpentinite ar putea constitui un argument în sprijinul diferențierii *in situ* a complexului bazic-ultrabazic de la dunite pînă la gabbouri, există unele elemente ce contrazic acest punct de vedere.

Astfel „stratificația” primară în gabbouri aproape orizontală, în partea centrală a masivului, înclină din ce în ce mai puternic spre est pînă la verticală în zona limitei cu serpentinitete de la Tișovița. Același element structural primar în dunitele serpentinizate înclină de asemenea spre est, la început tot cu valori mari ale inclinării, lăsind impresia că gabbourile de Iuți ar sta geometric sub dunitele serpentinizate.

În zona de limită, în masivul de serpentinite, se dezvoltă o bandă de cca 250-300 m grosime constituie dintr-un serpentinit negru casant cu care se asociază subordonat roci wehrlitice și piroxenite. Toată această zonă de limită în serpentinite este intens afectată de soluții postmagmatische care au antrenat transformări mineralogice profunde ale rocilor (serpentinizarea completă pînă la stergerea structurilor inițiale și depunerea sulfurilor hidrotermale cu pirită și calcopirită peste sulfurile primare).

În masivul de serpentinite, pe măsura apropierea de gabbouri, se remarcă o creștere a gradului de serpentinizare.

Gabbourile apar și sub formă de filoane în serpentinite, în timp ce relația inversă nu a fost observată. Toate aceste elemente conduc la concluzia că gabbourile de Iuți s-au pus în loc ulterior consolidării peridotitelor.

Atât peridotitele cit și gabbouriile s-au diferențiat probabil din aceeași magmă primară. Acest proces a avut loc la nivele mai profunde separîndu-se într-o primă fază fractiunea peridotitică dunitică ce a fost injectată de-a lungul unei importante dislocații sub forma unui amestec de cristale de olivină și magmă. Acest proces a avut loc probabil într-una din fazele magmatismului inițial de la începutul Paleozoicului după consolidarea ultrabazitelor și transformarea automorfă a acestora. Magma reziduală cu chimism gabbroid s-a consolidat probabil la începutul fazei bretone, a orogenezei hercinice dînd naștere gabbroului de Iuți bogat în plagioclaz.

Prin procesele de diferențiere (prin cristalizare fracționată și acumulare gravitațională) s-au format gabbouri cu diallag, gabbouri cu olivină, gabbro-norite cu olivină, piroxenite și plagioclazite. Magma gabbroică însotită de mineralizatori a determinat în serpentinite transformările importante descrise, insinuîndu-se și pe fisurile primare sub formă de filoane în peridotite. Piroxenitele pegmatoide, ca și unele roci wehrlitice și filoane de peridotite ar putea fi explicate ca pulsații de magmă ultrabazică, cristalizată sub presiune mare de vaporii. Zaharițki (1961) consideră de exemplu piroxenitele de limită ca produse ale reacției dintre gabbouri și peridotite.

Modul de diferențiere a rocilor gabbroide este foarte discutat în literatura geologică. Chiar în cazurile bine studiate faptele de observație nu

satisfac pe deplin ipotezele emise, atât cu privire la modul de diferențiere cît și cu privire la mecanismul de punere în loc. De exemplu există mari dificultăți în a se explica numai prin acumulare gravitațională apariția la diferite nivele în gabbouri a unor roci foarte bazice sau ultrabazice, uneori a orizonturilor de cromitite (Bushweld, Stillwater, Ural etc.).

Uneori autorii au încercat să explică această situație fie prin injecții succesive de magmă fie prin intervenția curentilor de convecție. Spre deosebire de cazul clasic de diferențiere al gabbourilor de la Skaergard (Wager și Deller, 1939) (unde se constată spre partea superioară o scădere sistematică a conținutului în anortit al plagioclazului însoțită de o creștere a conținutului în fier a olivinei și piroxenului), în gabbouriile de la Iuți, datorită grosimii relativ reduse a masei expuse, în gabbouriile cu diallag nu se observă decât o mică variație a conținutului în anortit. Conținuturi mai ridicate în anortit apar numai în gabbouriile și gabbro-noritele cu olivină, roci mai bazice care se plasează spre zona mediană a succesiunii.

VI. Concluzii

Studiul petrografic și chimic al gabbouriilor de la Iuți a furnizat elemente noi ce contribuie la progresul cunoașterii acestui interesant masiv.

În ceea ce privește compoziția petrografică, au fost determinate mai multe tipuri de gabbouri și roci asociate: gabbouri cu diallag, gabbouri cu olivină, gabbro-norite cu olivină, troctolite, wehrlite, diallagite, plagioclazite.

S-a constatat că foliația primară exprimată prin rubanare (textură dungată, taxitică) prezintă înclinări slabe în zona centrală a masivului și înclinări din ce în ce mai mari pe măsura apropierea de serpentinite, schițindu-se în ansamblu o structură de dom. În cadrul acestei structuri stratificate predomină gabbouriile cu diallag, în care, spre partea mediană a succesiunii expuse, se intercalează un nivel de gabbouri cu olivină și gabbro-norite cu olivină asociate spre partea superioară cu troctolite.

În gabbouriile cu diallag nu se observă variații mari ale conținutului în anortit care se mențin la limitele labradorului (An₅₈₋₆₃). Valori mai ridicate în anortit, corespunzînd bitownitului (An₇₀₋₇₄), au fost găsite în rocile cu olivină.

Procesele de uralitizare au afectat într-o măsură importantă piroxenii monoclinici ai gabbouriilor. Saussuritizarea este subordonată și se întilnește îndeosebi la gabbouriile metamorfozate dinamic.

Modificările suferite de serpentinite în aureola gabbouriilor precum și existența filoanelor de gabburori în serpentinite demonstrează că gabburorile s-au pus în loc și consolidat ulterior consolidării ultrabazitelor serpentinizate.

Studiul chimic a arătat că gabbouriile prezintă un chimism asemănător magmelor gabbroide alcalicalcice aparținând respectiv tipurilor gabroïd, leucogabroïd și piroxenitic. Rocile prezintă caracterele seriei pacifice, plasându-se în domeniul magmelor sărace în alcalii și bogate în

magneziu. Calculele petrochimice au oferit informații suplimentare asupra compoziției mineralogice a gabbrourilor în momentul cristalizării precum și a evoluției procesului de diferențiere.

Ultrabajitele serpentinizate s-au pus în loc de-a lungul unei dislocații rupturale majore și au fost injectate probabil sub forma unui amestec de cristale de olivină și magmă. Ele reprezintă manifestări ale magmatismului inițial al unei faze de la începutul Paleozoicului (după încheierea ciclului baicalian). Gabbrourele de Iuți care s-au consolidat din topitura reziduală, după formarea ultrabajitelor, s-au pus în loc într-o etapă ulterioară așa cum rezultă din observațiile de teren, probabil în etapa preorogenă a fazei bretone.

Fractiunea gabbroidă a utilizat probabil aceleași căi de acces ca și fractiunea ultrabajică. După punerea în loc, diferențierea prin cristalizare și gravitațională, influențată de curenții magmatici și de stress, a determinat structura actuală a masivului de gabbouri. Datorită îmbogățirii în apă și mineralizatori, în ultimele stadii ale evoluției magmatice, au avut loc procese de amfibolizare, uralitizare, ultimul fiind în mare măsură și rezultatul proceselor post-magmatice.

Gabbrourele au fost ulterior afectate de metamorfismul dinamic, îndeosebi în vecinătatea dislocațiilor disjunctive majore. Aceasta se reflectă în formarea de flaser-gabbouri, gabbouri cataclastice și milonitice, care se întâlnesc relativ rar în gabbroul de Iuți, dar care constituie o caracteristică a metagabbroului de Plavișevița.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I. (1961) În: Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. Codarcea A.I., Răileanu Gr., Pavescu L., Gherasi N., Năstaseanu S., Mercuș D. Ghidul excursiilor C-Carpații Meridionali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, București.
- (1968) În: Geological Structure of the Southwestern Carpathians by. Codarcea A.I., Bercia I., Boldur C., Constantinof D., Maier O., Marinescu F.I., Mercuș D., Năstaseanu S. *Geol. Congr. XXIII*, Sess. Prague.
 - Bercia Elvira (1962) Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de sud. *An. Com. Geol. XXXII*, București.
 - (1975) Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat-Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol. Geof. XLIII*, București.
- Burrini C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag Basel und Stuttgart.
- Cioflica G. (1962) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (Munții Drocea). *An. Com. Geol. XXXII*, București.
- Codarcea A.I. (1937) Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradenă-Svinia. *C. R. Inst. Géol. Roum. XXI*, 1932–1933, București.
- Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Krăutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Act. Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, Budapest.



- Johannsen A. (1957) A descriptive petrography of the igneous rocks. III, Univ. of Chicago Press. Chicago, Illinois.
- Papay J. (1919) Az alduinai gabbró. *Földt. Közl.* I, 1–3, Budapest.
- Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinia-Fața Mare. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.* V/III. București.
- Savu H. (1962) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
- Schafarzik Fr. (1894) Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal, Ujbanya, Tiszovitza und Svinycza. *Jahrb. d.k. ung. geol. A. f.* 1892, Budapest.
- Streckeisen A. (1931) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- Tietze E. (1872) Geologische und paläontologische Heilungen aus dem südlichen Teil der Banater Gebirgsstocks. *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.* XXII, Wien.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. Mc. Graw-Hill., New York.
- Wager L. R., Deere W. A. (1939) The petrology of the Skaergaard intrusion. *Medd. Grøland*, 105, 4.
- Williams H., Turner F. J., Gilbert Ch. M. (1954) Petrography. Univ. of California, San Francisco.
- Zawaritski A. N. (1961) Roci eruptive. Traducere I. D. T. București.

ETUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DU MASIF DE GABBROS DE IUȚI

(Résumé)

Le massif de gabbros de Iuți se développe dans l'extrême méridionale du Banat. Les gabbros y occupent une superficie d'environ 17 km² entre les localités de Tișovița et de Svinia — au sud le long du Danube — et les localités de Eibenthal-Baia Nouă au nord.

Du point de vue géologique, le massif de gabbros appartient au domaine danubien du Banat de sud. Il se développe à l'ouest et au sud des ultrabasites serpentinisées de Tișovița-Eibenthal et supporte vers l'ouest les dépôts permo-carbonifères de la zone de Svinia.

La structure des gabbros est allotriomorphe granulaire (typiquement gabbroïde). Parfois, à cause du développement des mégacristaux de pyroxène, la structure devient porphyrique. À titre d'exception, on rencontre des types à structure ophitique. La texture est en général taxique (rubannée, rayée) et elle est donnée par l'alternance primaire de bandes leucocrates et mélanoocrates.

L'étude pétrographique des gabbros du bassin des vallées de Tișovița et de Iuți nous a permis de reconnaître plusieurs types. Vu la composition minéralogique, on a distingué : gabbros à diallage, gabbros à olivine, gabbro-norites à olivine. En base de la granulation on a distingué : microgabbros (0,1-0,5 mm), gabbros à granulation moyenne (0,5-1 cm) et gabbros largement cristallisés, quelquefois pegmatoïdes (1-5 cm). Selon le degré de transformation synmagmatique et postmagmatique on a séparé : gabbros uralitisés, gabbros saussuritisés et sporadiquement subordonné, gabbros amphibolisés.



Le métamorphisme cataclastique déterminé par les dislocations rupturales a conduit localement à la transformation des roches en gabbros cataclastiques et en flassergabbros. En gabbros, on rencontre souvent des séparations de pyroxénites (diallagites) et de plagioclasites, plus rarement de wehrrites et de troctolites. Le massif est traversé par des filons de lamprophyres, d'aplates et de porphyres quartzifères.

Les gabbros à diallage constituent le type pétrologique prédominant. Une caractéristique générale de ces roches est la transformation de divers degrés du pyroxène en hornblende uralitique (contrairement à la conservation du plagioclase en état frais) et la participation bien subordonnée des minéraux métallifères. La variation de la teneur en anorthite du plagioclase des gabbros à diallage se maintient dans les limites du labrador (An_{58-63}).

Les gabbros à olivine apparaissent comme des séparations localisées vers la partie médiane de la succession connue des gabbros rubannés dans une bande concordante d'environ 1 km d'épaisseur. En général, ils sont associés avec les gabbros à diallage, moins souvent avec des troctolites. A partir du degré de participation du pyroxène rhomboïdal on distingue deux variétés : gabbros à olivine et gabbro-norites à olivine.

La teneur en anorthite du plagioclase est sensiblement plus élevée (en moyenne An_{70}) correspondant à la limite labrador-bytownite. Le diallage apparaît généralement non-affecté par l'uralitisation.

Les gabbros-norites à olivine se caractérisent par une participation plus grande du pyroxène rhomboïdal par rapport à celui monoclinique. Le plagioclase qui constitue le composant minéralogique dominant est représenté par un bytownite sodique (An_{72-74}).

Les gabbros amphibolisés sont des roches mélancrates, pegmatoïdes qui se présentent sous forme de séparations faiblement discordantes dans les gabbros et sont constitués de mégacristaux d'hornblende brun-verdâtre avec des cristaux de labrador et de diallage.

Les troctolites (roches ultrabasiques à diallage feldspath) ont été rencontrées dans la partie supérieure de la zone de gabbros à olivine, dans le bassin de la vallée de Iuți. Elles forment des bandes plus mélancrates et plus dures, la roche ayant un aspect tâché. Les principaux composants sont le plagioclase et l'olivine auxquels s'ajoutent parfois de petites quantités de pyroxène.

Les wehrrites, roches ultrabasiques formées surtout d'olivine et de diallage, se rencontrent dans la zone de limite des gabbros avec les ultrabasites et plus rarement dans le massif de gabbros proprement-dits. Ces roches contiennent des wehrrites serpentinisées et des apowehrrites (fortement transformées). Les wehrrites partiellement serpentinisées apparaissent même à la limite avec les gabbros.

Les dialages représentent des séparations mélancrates pegmatoïdes caractéristiques du massif de gabbros de Iuți, séparations dont les dimensions varient depuis de l'ordre des décimètres jusqu'à l'ordre des mètres. Outre les formes stratoïdes, les dialages pegmatoïdes tiennent également d'autres formes : lenticulaires, amoéboïdes ou filonniennes concordantes ou discordantes par rapport à la foliation primaire du gabbro. Parfois, on observe des transitions des pyroxénites aux gabbros. Généralement le pyroxène des dialages est faiblement affecté par l'uralisation.

Les plagioclasites apparaissent en gabbros en tant que séparations leucocrates d'épaisseurs décimétriques, constituées en proportion de plus de 80 % du plagioclase, de l'oligoclase, de l'andésite, partiellement saussuritisée, auxquels s'ajoute de petites quantités de diallage uraïtisé.



Les lamprophyres forment des filons d'épaisseurs décimétriques, généralement discordantes par rapport à la stratification des gabbros, représentés par des spessartites souvent fort transformées.

Les aplites forment des filons d'épaisseurs décimétriques, dépassant exceptionnellement 2 ou 3 m.

L'étude chimique des gabbros du massif de Iuți démontrent leur appartenance au groupe des magmas calco-alcalins gabbroïdes et pyroxénitiques, les deux derniers provenant de la différentiation du premier.

On a démontré que les roches présentent tous les caractères de la série pacifique et se rattachent au domaine pauvre en alcalis et riche en magnésium avec un chimisme comparatif à celui des roches ophyolitiques.

Autant les péridotites qu'aussi les gabbros se sont différenciés, probablement, du même magma primaire. Ce processus a eu lieu à des niveaux profonds, en se séparant, pendant une première phase, la fraction péridotitique, dunitique, injectée ensuite le long d'une importante dislocation sous la forme d'un mélange de cristaux d'olivine et de magma. Ce processus s'est produit vraisemblablement dans une des phases du magmatisme initial du début du Paléozoïque. Après la consolidation des ultrabasites et la transformation automorphe de celles-ci, le magma résiduel à chimisme gabbroïde s'est consolidé probablement au commencement de la phase bretonne de l'orogenèse hercynienne, engendrant le gabbro de Iuți riche en plagioclase.

Par le processus de différentiation (cristallisation fractionnaire et accumulation gravitationnelle) se sont constitués des gabbros à diallage, des gabbros à olivine, des gabbro-norites, des gabbros à olivine, des pyroxénites et des plagioclases.

PLANŞA I

Fig. 1. — Gabbrou cu textură taxitică.

Gabbros à texture taxitique.

Fig. 2. — Gabbrou cu diallag. Pr. 270, valea Iuți. Nic. + ; $\times 13$.

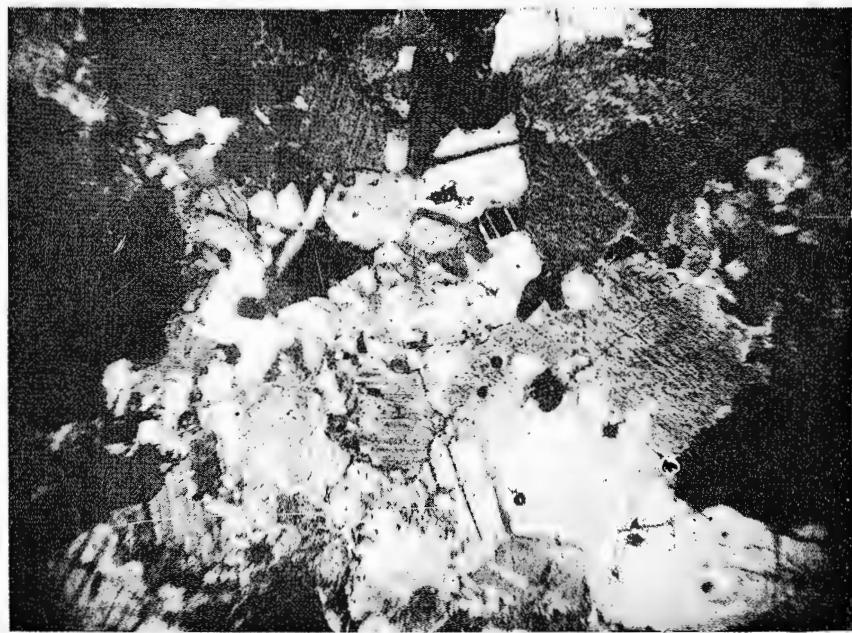
Gabbros à diallage. Pr. 270, vallée de Iuți. Nic. + ; $\times 13$.



I. BERCIU, ALEXANDRA MEDEȘAN. Masivul de gabbouri de la Iuți.
Pl. I.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Gabbrou cu diallag parțial uralitizat. Pr. 4—70, Valea Iuți. Nic. + ; × 13. În jurul diallagului se observă coroane subțiri de uralit.

Gabbros à diallage partiellement uralitisé. Pr. 4—70, Vallée de Iuți. Nic.+ ; × 13. Autour du diallage on observe des coronnes minces de l'uralite.

Fig. 2. — Gabbrou cu olivină. Pr. 7—70, Valea Iuți. Nic.+ ; × 13.

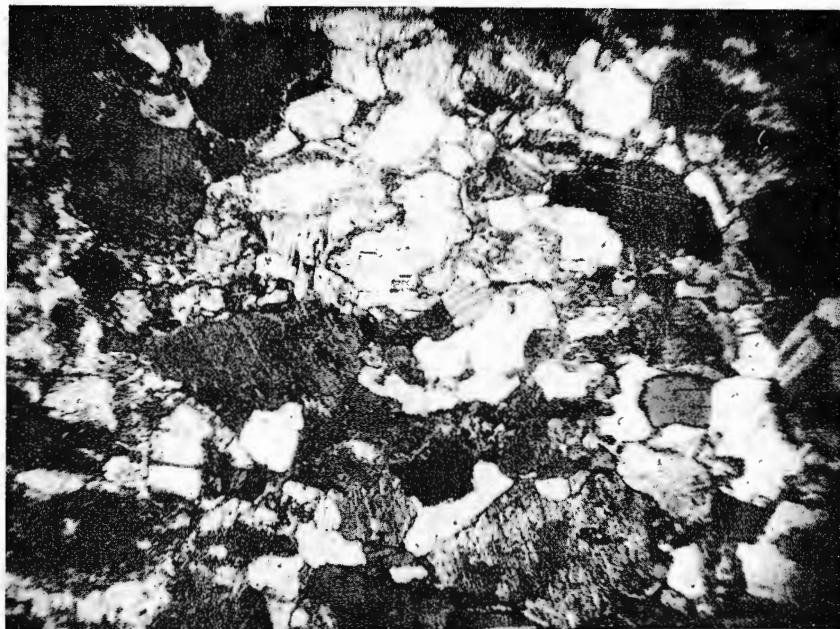
Py-dialag ; Ol-olivină ; Pl-plagioclaz.

Gabbros à olivine. Pr. 7—70, Vallée de Iuți, Nic.+ ; × 13.

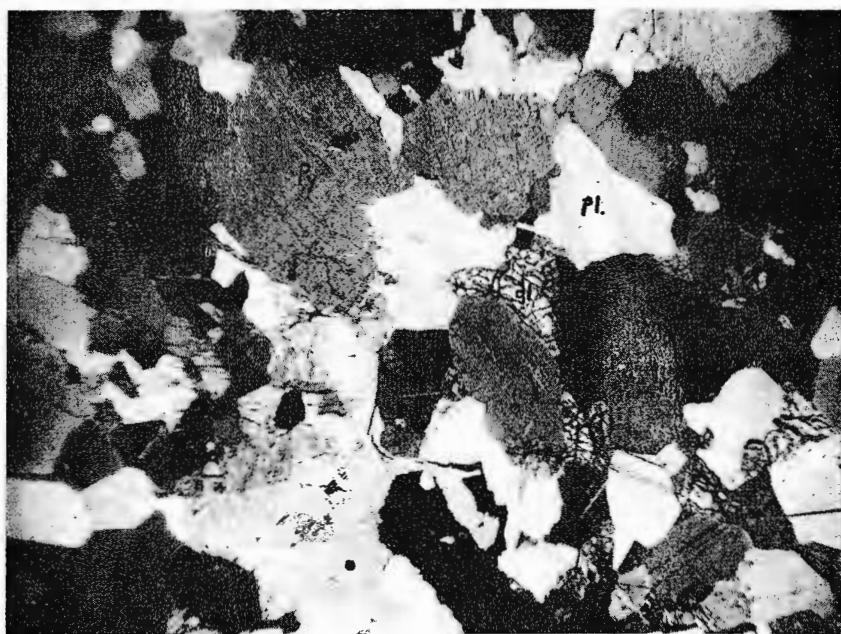
Py-diallage ; Ol-olivine ; Pl-plagioclase.



I. BERCIU, ALEXANDRA MEDEȘAN. Masivul de gabbouri de la Iuți.
Pl. II.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

PLANSĂ III

Fig. 1. — Norit cu olivină. Pr. 6—70, Valea Iuți. Nic. + ; $\times 13$.

Pl = plagioclaz; Ol = olivină; Py = hypersten.

Norite à olivine. Pr. 6—70, Vallée de Iuți. Nic. + ; $\times 13$.

Pl = plagioclase; Ol = olivine; Py = hypersthène.

Fig. 2. — Troctolit. Pr. 16—70, Valea Iuți; Nic. || ; $\times 13$.

Olivină parțial serpentinizată cu exudații de magnetit (01).

Plagioclaz (bitownit) (Pl) cu microfracturi de tensiune.

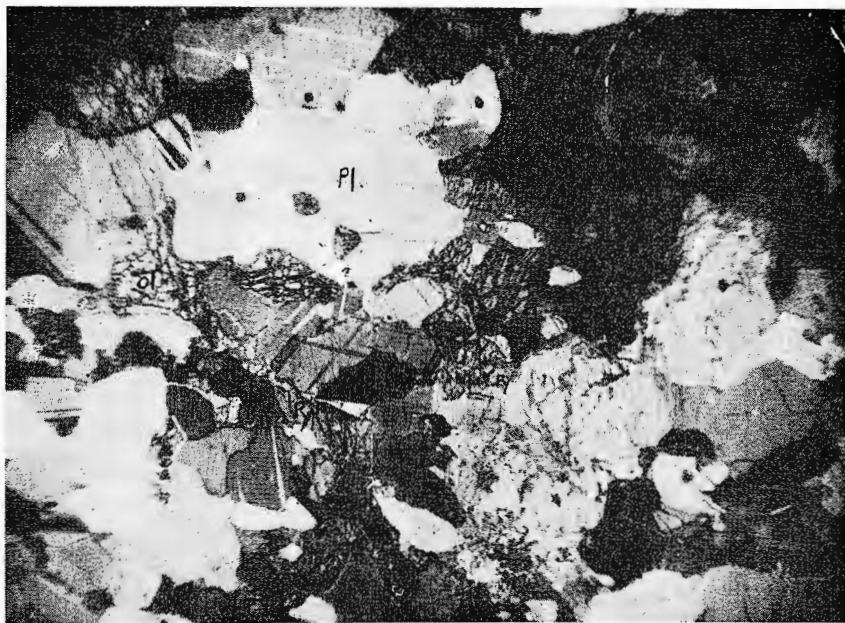
Coroane kelifitice la limita dintre plagioclaz și olivină (K).

Troctolite. Pr. 16—70, Vallée de Iuți. Nic. || ; $\times 13$.

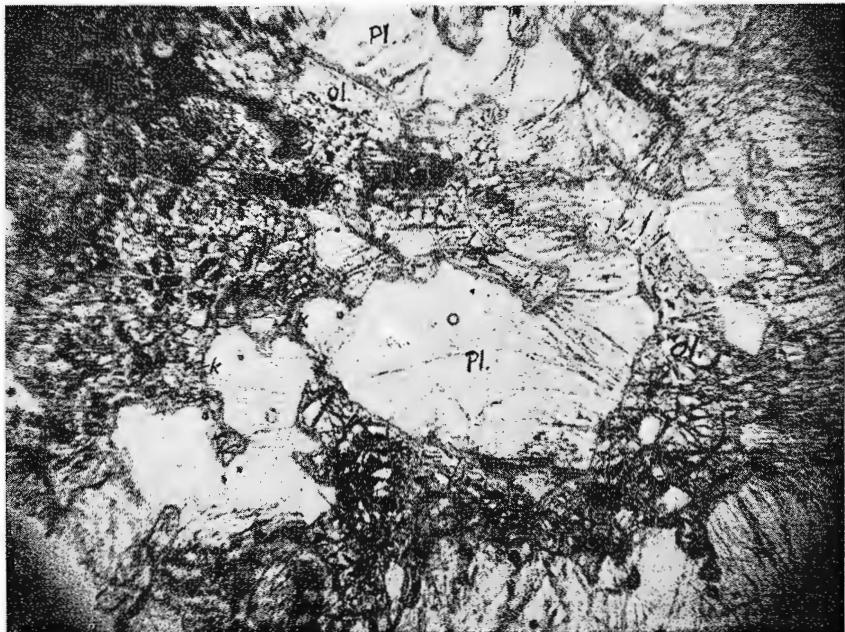
Olivine partiellement serpentinisées à exsudations de magnétite (Ol) Plagioclase (bitowwhite) (Pl) à microfractures de tension. Coronnes keliphytiques à la limite entre le plagioclase et olivine (K).



I. BERCIU, ALEXANDRA MEDEȘAN. Masivul de gabbouri de la Iuți.
Pl. III.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Fig. 1. — Wehrlite. Pr. 15—70, Valea Iuți. Nic. + ; × 13.

Olivină serpentinizată (Ols) Diallag (Py).

Wehrlite. Pr. 15—70, Vallée de Iuți. Nic. + ; × 13.

Olivine serpentiniisée (Ols) Diallage (Py).

Fig. 2. — Diallagit. Pr. 20—70, Valea Iuți. Nic. II; × 13.

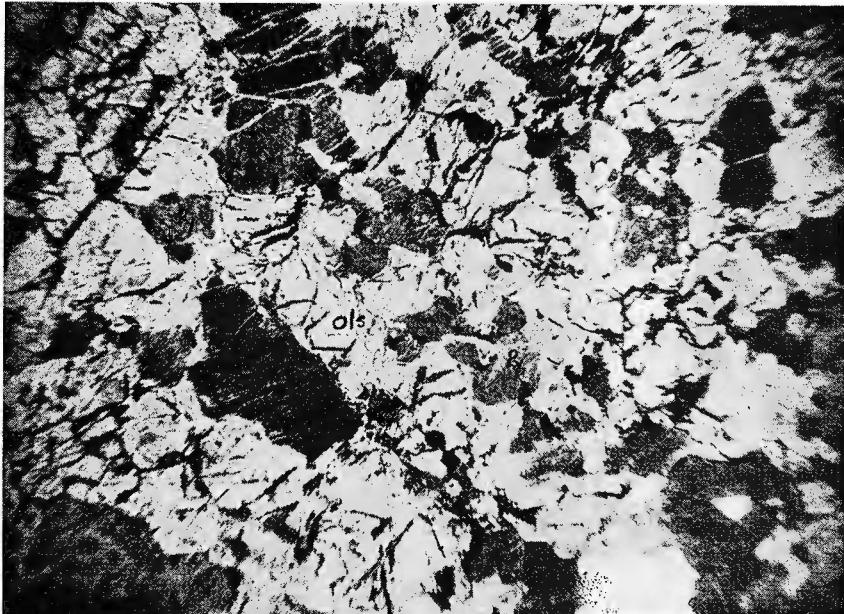
Se observă clivajul diallagului și incluziunile aciculare de ilmenit.

Diallagite. Pr. 20—70, Vallée de Iuți. Nic. II; × 13.

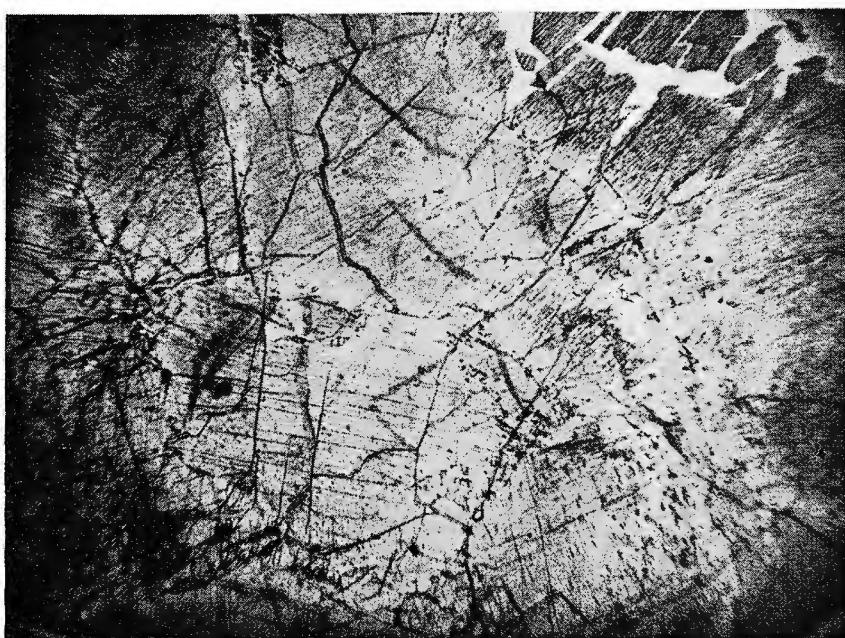
On observe le clivage du diallage et des inclusions aciculaires dell'ilménite.



I. BERCIU, ALEXANDRA MEDEȘAN. Masivul de gabbrouri de la Iuți.
Pl. IV.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR ROCI DIORITICE-GRANO-DIORITICE ÎN SERIA GNAISELOR DE RARĂU, LA VEST DE PÎRÎUL IZVORUL ALB (RARĂU)¹

DE

TUDOREL CIBOTARU, VASILE MATEI, TITUS BRUSTUR,
OLIMPIA VASILESCU²

Abstract

On the presence of diorite-granodiorite rocks within the Rarău gneisses series, west of the Izvorul Alb Brook (Rarău). The authors point out the existence of diorite-quartz-diorites, monzonites and microgranodiorite-unaffected by metamorphism within the Rarău gneisses series. The western slope of the Rarău syncline is doubled by a major fault, the resulted eastern compartment undergoing a raising comprised between 100–400 m.

I. Introducere

Acoperind interfluviul dintre cursul superior al pîrîului Izvorul Alb și pîrîul Colbu (afluent pe drepta al pîrîului Izvorul Giumentăului), zona care formează obiectul prezentei comunicări a oferit date interesante privind geologia regiunii de ramă și a flancului vestic al sinclinalului Rarău.

Prin complexitatea problemelor privind vîrsta diferitelor formațiuni sedimentare, relațiile dintre acestea, cadrul tectonic și natura raporturilor dintre serile cristaline din vest, „compartimentul nordic al sinclinalului marginal extern” (Mutihac, 1968) a atras atenția multor cercetători începînd încă din prima jumătate a secolului trecut.

Datele stratigrafice și tectonice observate au fost sintetizate, în diferite etape ale cunoașterii geologice, de către Krăutner (1929), Ilie (1957), Popescu, Patruțiu (1964), Bercea et al. (1967),

¹ Predată la 20 noiembrie 1974, acceptată pentru publicare la 11 aprilie 1975, comunicată în ședință din 8 mai 1974.

² Întreprinderea Geologică de Prospecții pentru Substanțe Minerale Selide. Str. Carănselbei nr. 1, București, 32.



Patrulius et al. (1969)³, **Bercia et al.** (1971)⁴, **Tureculeț** (1968), **Mutihac** (1968), **Rădulescu** (1969, 1970), îmbogățite cu elemente noi, unele esențiale pentru descifrarea structurii și evoluției geologice a munteilor Bistriței și a sinclinalului Rarău.

II. Geologia regiunii

La alcătuirea edificiului structural al regiunii participă roci cristalo-filiene raportate seriei de Tulgheș și seriei gnaiselor de Rarău, ultima suportând sedimentarul mezozoic de pe flancul vestic al sinclinalului Rarău.

Seria gnaiselor de Rarău, metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin, este reprezentată prin micașisturi biotito-muscovitice, micașisturi cu granat, paragnaise micacee, rareori amfibolite.

Seria de Tulgheș se situează la vest de seria gnaiselor de Rarău, fiind constituită din sisturi sericito-cloritoase, deseori cuarțitice, cu rare nivele de metatufuri bazice.

Formațiunile sedimentare sunt reprezentate prin depozite triasice, jurasice și cretacice.

A) Roci eruptive

În cuprinsul seriei gnaiselor de Rarău semnalăm existența unor roci eruptive dioritice și granodioritice, neafectate de metamorfism, care nu au fost citate pînă în prezent în literatura geologică referitoare la această zonă.

Rocile eruptive aflorează între pîriul Colbu (afluent pe dreapta al pîriului Izvorul Giumalăului) și pîriul Izvorul Alb, pe o distanță de cca 2 km (fig.).

Din punct de vedere petrografic, au putut fi recunoscute trei tipuri de roci: cuarț-diorite, monzonite și microgranodiorite.

1. Cu a r ȣ - d i o r i t e l e , cu cea mai largă dezvoltare, formează un corp cu o lungime de 900 m și o grosime aparentă, vizibilă în afloriment, de maximum 70 m. Ele sunt bine deschise în versantul drept al pîriului Colbu, intersectează culmea și coboară în versantul stîng al pîriului Izvorul Alb, avînd o orientare NW-SE. Cuarț-dioritele au o culoare cenușie-verzuie, fiind puternic fisurate. Macroscopic se recunosc hornblenda, feldspatul și uneori cuarțul violaceu.

În secțiuni subțiri se observă structura ofitică, rezultată din tendința feldspaților prismatice de a realiza zone reticulare, textura rocii fiind

³ D. Patrulius, M. Săndulescu, Ileana Popescu, M. Bleahu, Jana Săndulescu, I. Stănoiu, Elena Popa. Monografia seriilor sedimentare din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1969. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁴ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, I. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

masivă. Mineralogic, cuarț-dioritele sunt constituite din cuarț și feldspat plagioclaz, în cantități ceva mai mici apărind hornblenda, zoizitul, epidotul, sfenul.

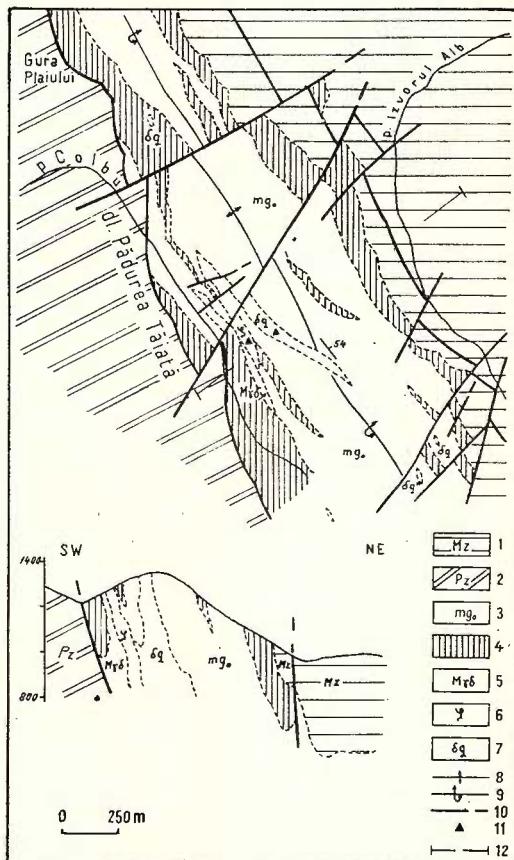
Feldspatul plagioclaz este un oligoclaz-andezin, frecvent maclat după legea albit-Karlsbad sau albit polisintetic, în general proaspăt, prezentându-se sub formă de fenocristale tabulare sau prismatice — de primă generație — sau sub formă de baghete, provenind dintr-o generație ulterioară.

Schiță geologică a zonei de la izvoarele pârâului Colbu și izvoarele pârâului Izvorul Alb.

Depozite mezozoicoice : 1, Seria de Tulgheș (Proteroziic superior-Paleozoiic inferior); 2, schisturi sericito-cloritoase ± granati; Seria gnaiselor de Rarău (Ante-Proteroziic superior) : 3, migmatite oculare; 4, micașisturi biotito-muscovitice ± granati; Rocă eruptivă : 5, microgranodiorite; 6, monzonite; 7, cuarț-diorite; 8, ax de anticlinial; 9, ax de anticlinial deversat; 10, fâlfie; 11, punct de prelevare a probelor analizate chimic; 12, poziția secțiunii geologice.

Esquisse géologique de la zone des sources du ruisseau de Colbu et du ruisseau d'Izvorul Alb.

Dépôts mésozoïques : 1, Série de Tulgheș (Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur); 2, schistes séricito-chloriteux ± grenats; Série des gneiss de Rarău (Anté-Protérozoïque supérieur) : 3. migmatites oculaires; 4, micaschistes biotito-muscovitiques ± grenats; Roches éruptives : 5, microgranodiorites; 6, muscovite; 7, quartz-diorites; 8, axe d'anticlinal; 9, axe d'anticlinal déversé; 10, faille; 11, point de prélèvement des échantillons analysés chimique; 12, position de la section géologique.



Cuarțul apare într-o cantitate mai mică decât feldspatul, fiind xenomorf.

Hornblenda, în cristale mari, este parțial cloritizată și include prisme sau agregate granulare, uneori cu dispoziție radiară, de zoizit și epidot.

Sfenul apare mai rar, fără forme cristalografice, alcătuind agregate granulare.

Mineralele opace de tipul limonitului au rezultat din alterarea piritei.

În cuprinsul seriei gnaiselor de Rarău mai apar cîteva corpuri mai mici de cuarț-diorite cu lungimi pînă la 10 m și groase de 3-5 m.

Paralel cu corpul principal, spre vest, apare o apofiză cu o lungime de cca 600 m și o grosime aparentă, la zi, de cca 35 metri formată din monzonite și microgranodiorite.

2. Monzonte au aspect masiv, pe suprafețele expuse observîndu-se alterarea puternică a feldspatilor. Macroscopic, se constată raporturi aproximativ egale între mineralele melanocrate (hornblendă și biotit) și cele leucocrate (feldspat și cuarț).

Masa rocii este constituită preponderent din plagioclazi și ortoză sub formă de indivizi prismatici, parțial alterați, în general idiomorfi și din minerale melanocrate reprezentate prin hornblendă și biotit.

Feldspatul plagioclaz este larg dezvoltat, maclat polisintetic sau inclus în feldspatul potasic, caz în care este scurt-prismatic, idiomorf. Uneori prezintă dezamestecuri pertitice; în unele cazuri fețele plagioclazilor sunt sericitizate.

Feldspatul potasic, reprezentat prin ortoză, este de obicei intens sericitizat și argilizat.

Se observă existența a două generații de feldspați plagioclazi și potasici, o generație care este proaspătă și alta alterată.

Cuarțul este xenomorf, ocupînd spațiile dintre feldspați.

Hornblendă se dezvoltă în cristale mari, idiomorfe, cu habitus prismatice, parțial transformată în biotit sau clorit.

Biotitul apare în lamele mari, uneori bine individualizate, înlocuind parțial hornblendă sau formînd aggregate lamelare, cu incluziuni de epidot, sfen și minerale opace.

Sfenul apare destul de frecvent în cristale idiomorfe sau aggregate transformate parțial în leucoxen.

3. Micrograno diote sint asociate rocilor monzonitice, ca faciesuri marginale, evidențînd o structură holocristalin-granulară și o textură masivă. Sint constituîte din cuarț, feldspat plagioclaz, hornblendă, biotit, zoizit, epidot, minerale opace.

Feldspatul plagioclaz și cuarțul sunt xenomorfe, adaptîndu-se conturului mineralelor melanocrate.

Hornblendă apare în cristale franjurate înlocuite uneori cu biotit.

Biotitul are formă lamelară, fiind proaspăt. Prezintă uneori incluziuni fine de zoizit.

Zoizitul este abundant, dezvoltîndu-se în cristale fin prismatice sau aciculare, iar epidotul microgranular apare în cadrul mineralelor melanocrate.

Compoziția chimică a rocilor eruptive descrise este asemănătoare, deși faciesurile petrografice sub care apar acestea sunt destul de variate.

Două analize chimice efectuate, una pe o rocă monzonitică și alta pe o rocă cuarț-dioritică, au arătat următoarea compoziție⁵:

| % | Monzonit | Cuarț-diorit |
|--------------------------------|----------|--------------|
| SiO ₂ | 56,4 | 52,5 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,4 | 2,68 |
| FeO | 5,64 | 5,1 |
| Al ₂ O ₃ | 15,2 | 17,3 |
| TiO ₂ | 2,0 | 1,1 |
| MnO | 0,16 | 0,16 |
| CaO | 6,0 | 9,6 |
| MgO | 3,8 | 4,64 |
| Na ₂ O | 3,0 | 2,56 |
| K ₂ O | 2,3 | 1,25 |
| S | urme | urme |
| P ₂ O ₅ | 0,42 | 0,23 |
| CO ₂ | urme | 0,20 |
| H ₂ O ⁻ | 1,40 | 1,90 |
| H ₂ O ⁺ | 0,13 | 0,23 |
| P.C. | 1,40 | 2,33 |
| | 99,72 | 99,45 |

Valorile parametrilor Niggli pentru cele două probe sunt:

| roca | si | al | fm | c | alk | k | c/fm | mg | p | ti | qz |
|--------------|-----|------|------|------|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| monzonit | 170 | 28 | 39 | 19 | 15 | 0,4 | 0,5 | 0,4 | 0,6 | 5 | 16 |
| cuarț-diorit | 137 | 29,5 | 35,2 | 26,9 | 8,6 | 0,2 | 0,7 | 0,5 | 2,5 | 2,2 | 2,6 |

Din interpretarea parametrilor Niggli se observă că magmele din care au rezultat rocile eruptive analizate se încadrează în tipul dioritic, eventual cuarț-dioritic tonalitic.

Gnaisele și micașisturile ce cantonează rocile eruptive prezintă în zonele de contact fenomene slabe de feldspatizare albitică, silicifiere și carbonatare. În legătură cu acest ultim aspect, ar fi de semnalat prezența, în versantul stâng al pîriului Izvorul Alb, a numeroase filoane de carbonați de Ca, Mg și Fe cu conținuturi reduse de Ba (1%) și Sr (0,1-0,23%). Grosimea filoanelor este cuprinsă între 0,1-0,5 m. Alături de acestea se remarcă frecvente zone de brecii cu elemente de gnaisă oculară și ciment carbonatic.

⁵ Analist: I. Zăvoianu.

III. Tetonica

În regiunea cercetată, raportul dintre seria de Tulgheș și seria gnaiselor de Rarău este destul de neclar. La sud de Obcina Floreasca, epimetamorfitele ocupă — geometric — o poziție superioară, planele de șistozitate din cele două serii inclinând spre SW, dind aparența unei succesiuni normale. Spre izvoarele pîriului Colbu, epimetamorfitele par să suporte formațiunile seriei gnaiselor de Rarău. Datele de observație sugerează, pentru acest sector, existența — între cele două serii cristaline — a unei falii inverse cu înclinare spre est. Între Obcina Floreasca și cabana Rarău, flancul vestic al sinclinalului Rarău este dublat de o falie majoră direcțională care afectează formațiunile seriei gnaiselor de Rarău și sedimentarul mezozoic. De-a lungul acestei falii, compartimentul estic a suferit o ridicare cuprinsă între 100—400 m; intrucât afectează și depozitele barremian-albiene ale formațiunii de Wildflysch, vîrsta acestei falii poate fi considerată ca post-albiană.

Eruptivul existent în seria gnaiselor de Rarău pare să reprezinte apoize de dimensiuni variabile ale unui corp intrusiv profund. Nu există indicii privind vîrsta punerii lui în loc. Presupunem că prezența lui este legată de un magmatism subsecvent calcosodic, manifestat în stadiile tardecinematice ale orogenezei alpine.

BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I. (1928) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, București.
- Balintoni I. (1969) Migmatitul ocular de Rarău, considerații petrografice, petrogenetice, petrostructurale. *Bul. Soc. Șt. Geol. R.S.R.* XI, București.
- Băncilă I. (1940) Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc (Carpates Orientales). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXI, 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 Bistriței (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Ilic M. (1957) Cercetări geologice în regiunca Rarău-Cimpulungul Moldovei-pîriul Cailor. *An. Com. Geol.* XXX, București.
- Kräutner T. (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei, cu privire specială asupra regiunii Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIV, București.
- Mutiha V. (1965) Considerații asupra doggerului din sinclinalul marginal Rarău-Breaza. *Stud. cerc. geol.* X, 1, București.
 — (1966) Probleme de stratigrafie și tectonică privind sinclinalul Rarăului. *Stud. cerc. geol.* XI, 2, București.
 — (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpații Orientali). Ed. Acad. R.S.R. București.



- Popeşcu Gr., Patruliș D. (1964) Stratigrafia cretacicului și a Klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. (1967) Structura geologică și stratigrafia sisturilor cristaline în regiunea Pojorita-Fundu Moldovei-Lucina (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- (1969) Cristalinul Bistriței. Stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. geof. seria geol.* 14, 1, București.
 - (1970) Considerații privind structura geologică a muntelor Bistriței. *Stud. cerc. geol. geogr. geof. seria geol.* 15, 1, București.
- Turculete I. (1971) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și eocretacice din cuveta Rarău-Breaza. *St. tehn. econ. J* (Stratigrafie) 10, București.

SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINES ROCHES DIORITIQUES-GRANODIORITIQUES DE LA SÉRIE DES GNEISS DE RARĂU, À L' OUEST DU RUISSEAU D'IZVORUL ALB (RARĂU)

(Résumé)

Dans le présent ouvrage, les auteurs s'occupent des formations géologiques de la zone de bordure et du versant occidental du synclinal de Rarău et des formations cristallofilientes décrites succinctement.

Pour la première fois, on révèle dans cette région et dans le cadre de la série des gneiss de Rarău, des roches dioritiques non affectées par le métamorphisme, représentées quartz-diorites, monzonite et micro-granodiorites. Le corps principal, formé de quartz-diorites, a une longueur de 900 m et une épaisseur de maximum 70 m. Des affleurements petits ont été identifiés, vers NW et SE sur une distance d'environ 2 km.

Il paraît que cet éruptif représente des apophyses de dimensions variables d'un corps intrusif profond. Il n'y a pas des indices sur l'âge de sa mise en place. On suppose que sa présence dépend d'un magmatisme subséquent calcosodique, manifesté durant les stades tardécinématiques de l'orogenèse alpine.

Le versant occidental du synclinal de Rarău est doublé d'une faille majeure, d'âge probablement kimmérien, reprise vers la fin du Crétacé inférieur.



2



Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

CONSIDERAȚII ASUPRA POZIȚIEI SPAȚIALE A MASIVULUI ALCALIN DE LA DITRĂU (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

JAKÁB GYULA²

Abstract

Considerations on the spatial position of the Ditrău alkaline massif (the East Carpathians). The researches carried on the Ditrău alkaline massif show that this has an asymmetric development in depth, with small fallings towards south, sinking in this direction under the erosion level. Thus, within the south contact zones there are possibilities of accumulation of some mineralizations genetically associated to the alkaline massif.

Clasicul masiv alcalin de la Ditrău este localizat în cristalinul epimetamorfic al seriei de Tulgheș.

În decursul anilor au fost emise o serie de ipoteze privind originea acestui masiv. Astfel, Streckeisen (1938), Földvári (1946) pun masivul alcalin pe seama punerii în loc a unei magme sienitice alcaline, rezultată dintr-o magmă acidă care a asimilat roci calcaroase și cuarțoase. Ianović (1938) a interpretat originea masivului, într-o ipoteză mai veche, ca fiind tot magmatică. Codarcea et al. (1957) arată că masivul vizibil de roci alcaline constituie învelișul migmatitic al unui diapir anatectic profund. Mai nou, Streckeisen (1968, 1974) interpretează masivul ca având origine magmatică cu fenomene de hibridizări metasomaticice ulterioare, origine asemănătoare cu a sienitului nefelinic din Blue Mountain Canada (Payne, 1968).

Din rezultatele cercetărilor de pînă acum, reiese că masivul de la Ditrău are un caracter net discordant față de șisturile cristaline, apărind

¹ Predată la 12 februarie 1975, acceptată pentru publicare la 21 februarie 1975, comunicată în ședința din 7 martie 1975.

² I.P.E.G. Harghita, Secția Gheorghieni. Str. Băii nr. 7, Gheorghieni, jud. Harghita.



ca un corp unic, care se dezvoltă mult în adincime. El este însoțit la partea superioară și marginală de zone de migmatizare și de o suiată de variate roci filoniene.

Masivul aflorează ca un corp quasi-circular de dimensiuni apreciabile (cca 170 km²), în cuprinsul căruia se remarcă o structură concentrică a anumitor varietăți petrografice, care s-ar putea reprezenta de la margine spre centru astfel :

1. zona rocilor bogate în cuart (granite și sienite cuarțifere), care ca și corneenele, urmăresc contactul masivului cu șisturile cristaline, fiind considerată zona periferică a masivului ;

2. zona sienitelor alcaline, zonă care face trecerea de la sienitele cuarțifere și granite la sienitele nefelinice. În acest caz sienitul alcalin reprezintă un fel de zonă intermedie, ea putând fi considerată drept o zonă marginală de reacție între magma nefelin-sienitică și rocile cuarțifere ce le înconjoară (analog cu interpretarea arătată de Z a v a r i t k i pentru cazuri asemănătoare) ;

3. zona sienitelor nefelinice cu nefelinul alterat cu aspect roșiatic, aceasta formând o bandă mai mult sau mai puțin continuă în jurul sienitelor nefelinice proaspete din centrul masivului. Aceste sienite par a fi primele veniri, alterarea lor producîndu-se sub influența venirilor ulterioare de sienite nefelinice albe, S t r e c k e i s e n (1954) ;

4. zona sienitelor nefelinice cu sodalit și canerinit, aceasta formând centrul masivului ;

5. zona rocilor mezo-melanocrate (diorite, essexite), cu dezvoltare mai mare pe două centre : Jolotca și Güdüc-Ditrău.

În jurul masivului există o aureolă de roci cristaline cornificate, datorită efectului de contact termic ; grosimea corneenelor este de 200—700 m ; în ele predomină ca mineral de contact biotitul, pe lîngă care mai apar : muscovitul, andaluzitul, cordieritul mai rar corindonul (B á n y a i, 1956 ; F ö l d v á r i, 1946 ; S t r e c k e i s e n, 1968 ; M a u r i t z, 1913 ; C ă d e r e, 1926)³.

În continuare se vor trece în revistă aspectele de ordin geologic, geofizic și geochemical care aduc date privind poziția spațială a masivului, forma lui și eventualele implicații economice legate de acesta.

1. Începînd din 1955, în zona masivului alcalin și în sectoarele adiacente acestuia, au fost executate prospecții gravimetriche. Astfel, a fost evidențiată o anomalie gravimetrică pozitivă regională (pl.), în cadrul căreia se disting 4 zone de maxim, în parte interpretate de geofizicieni⁴ :

a) o anomalie în zona Jolotca, care se pune pe seama rocilor bazice și ultrabazice din nordul masivului ;

³ Date obținute din prospecțiunile informative (G y u l a J.).

⁴ M. V i s a r i o n et al. Studiu complex al datelor geofizice din zona Gheorghieni-Voșlobeni, în vederea stabilirii existenței unor „formații ascunse de tip Ditrău”. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

b) o anomalie la ESE de comuna Ditrău, situată la est de centrul geometric cunoscut la zi a masivului ;

c) o anomalie la ESE de comuna Valea Strîmbă, care s-ar datora unui corp de „tip Ditrău”, aflat la o adâncime apreciabilă ;

d) o anomalie în zona localității Voșlobeni.

După părerea noastră, din interpretarea datelor gravimetrice apare, cu destulă certitudine, afundarea treptată a masivului Ditrău spre sud, aproape pînă în dreptul localității Tomești ; maximele gravimetrice menționate pot fi puse fie pe seama unor compartimente ale masivului alcalin ridicate tectonic, fie (ceea ce este cel mai probabil) ele se datorează unor culminații (apofize) ale masivului alcalin rămase în profunzime. Menționăm că deasupra culminației presupuse la Voșlobeni apar chiar roci de contact cu biotit, andaluzit, muscovit chiar și corindon (Földvári, 1946)⁵.

2. În urma prospecțiunilor aeroradiometrice executate pe masiv și în zonele adiacente acestuia, au fost puse în evidență anomalii de K, Th și U. Prin suprapunerea datelor aeroradiometrice prelucrate peste masivul alcalin se observă o dispoziție specifică a fiecărui radioelement în parte (Isvoranu et al., 1973).

a) Anomalia uranică se limitează organic la zona de aflorare a masivului, probabil datorită mobilității geochemice mai reduse a acestui element. Ceea ce apare specific este faptul că cele mai mari concentrații de U apar în zona sudică a masivului, iar la contactul acestuia cu șisturile cristaline majoritatea acestor anomalii se închid brusc (vezi pl.). În ipoteza că masivul este intrus dinspre SSE spre NNW, reiese clar că în partea sudică eroziunea a scos la suprafață o zonă mai puțin profundă decît în partea nordică, ceea ce ar putea explica situația prezentată.

b) Thoriu are de asemenea o comportare specifică, valorile maxime nedepășind limitele masivului. Înspre centru, anomaliiile thorice scad ca și în afara limitelor lui.

Interesant este că aceste anomalii în nord se închid relativ brusc, față de zona sudică, unde anomaliiile se prelungesc mult în afara limitelor masivului ;

c) Anomaliiile potasice au o comportare în ansamblu asemănătoare cu cele thorice, însă maximul apare în zona sienitelor nefelinice, lucru explicat de chiar chimismul rocilor. Diferențele de valori în cadrul masivului sunt în general reduse. La contact, aceste anomalii se comportă asimetric ca și thoriul, dar mult mai evident. Astfel, în nord anomaliiile potasice se închid foarte brusc, pe cînd în sud închiderea este foarte largă (de ordinul kilometrilor) (vezi pl.).

În concluzie, comportarea asimetrică a componentelor U, Th, K, în nordul și sudul masivului, sugerează la rîndul lor căderea masivului înspre sud cu inclinări foarte mici. Deși adâncimea de investigație a prospecțiunii radiometrice este mică, aceste date sunt totuși utile întrucît ele pot indica manifestări hidrotermale și metasomatice care apar la sud de masiv.

⁵ Op. cit. pct. 3.

3. Există și o serie de date de ordin geologic care atestă asimetria masivului, respectiv înclinarea spre sud a acestuia.

Cercetările geologice din ultima vreme au scos în evidență grosimea inegală a zonei corneeneelor, aceasta fiind mai redusă în nord (100–200 m) și mult mai largă în sud (500–700 m). În sudul masivului, dincolo de zona de cornificare strictă, apar injecții feldspatice la distanțe de chiar pînă la 8 km (est de comuna Voșlobeni ≈ 2 km; est de capela Valea Strîmbă ≈ 600 m) care sănt însotite și de minerale de contact termic (biotit, andaluzit). Probabil datorită căderilor mici ale masivului, acesta a putut genera minerale de contact chiar în cadrul carbonatitelor cristaline din vest (Lăzarea), în care apare wolastonit⁶.

Alteori apar zone, mai mult sau mai puțin izolate, foarte biotitice, cu andaluzit, rar cordierit, în cristalinul epimetamorfic din sud, care nu se pot explica decît prin existența unor apofize ale masivului foarte apropiate de suprafață.

Mineralizații hidrotermale mai mult sau mai puțin importante sănt destul de frecvente în zona de contact a masivului, mai ales la est, sud și vest ceea ce denotă că în aceste sectoare masivul are căderi mici înspre exterior.

Frecvența mai mare la sud de masiv a concentrațiilor hidrotermale legate genetic de acesta este o altă dovdă a prelungirii corpului Ditrău înspre sud, sub nivelul actual de eroziune. Plecind de la aceste considerente este posibilă existența unor mineralizații cu importanță economică atât în cadrul zonei de corneene, cât și în cadrul șisturilor normale neafectate din sud; ca dovdă, în șisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș, neafectate termic de masiv și la distanțe de 2–3 km de acesta, apar mineralizații hidrotermale (exemplu fiind filoanele de pămînturi rare la est de orașul Gheorghieni – pe valea Belchia). De asemenea în zonele de contact din adîncime ale masivului alcalin cu carbonatitele cristaline din vest și sud (Lăzarea, Valea Strîmbă, Voșlobeni) ne putem aștepta la concentrații metalifere importante (de tip metasomatic) legate genetic de acesta.

BIBLIOGRAFIE

- Bánya I. (1956) A Magyar Autonom Tartomány ásványi kincsei. Ed. Academiei R.S.R., București.
- Cădere D. M. (1962, 2) Fapte pentru a servi la descrierea mineralologică a României. *Mem. Acad. Rom.* III, București.
- Codarcea Al., Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Acad. R.P.R. Secția geol. geogr.* II, 3–4, București.

⁶ Gyula Jakab (date nepublicate).

- Földvári A. (1946) Age and Contact — Metamorphic Effects of the Nepheline — Syenite Stock of Ditró (Transsylvania). *Rel. Ann. Inst. Geol. Hung. Annual Rep. of 1941—1942*, Part. II, p. 352—366, Budapest.
- Ianovici V. (1938) Considerations sur la consolidation du Massif syénitique de Ditrău en relation avec la tectonique de la région. *C. R. Acad. Sc. Rom. II*, 6, Bucureşti.
- Isvoreanu I., Scurtu S., Heredea N. (1973) Cercetarea aeroradiometrică a masivului Ditrău și a formațiunilor adiacente. *Stud. cerc. geol. geogr. geof. seria geof.* 11, 1, p. 3—11, Bucureşti.
- Mauritz B. (1913) Zwei neue Gemengteile im Syenite von Ditró. *Föld. Közl.* 43, Budapest.
- Payne J. G. (1968) Geology and geochemistry of the Blue Mountain nepheline syenite. *Dep. of geol. Mc. Master. Univ. Hamilton.* Ontario.
- Streckeisen A. (1938) Das Nephelin syenit — Massiv von Ditró (Rumanien) als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. *Verh. Schweiz. Naturf. Ger.* 1938, p. 159—161, Zürich.
- (1952, 1954) Das Nephelinsyenit — Massiv von Ditró (Siebenbürgen). *I.S.M.P.M.* 32, p. 249—310; II. *S.M.P.M.* 34, p. 336—409, Zürich.
 - (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpaten. *S.M.P.M.* 48, p. 751—780, Bern.
 - Hunziker J. C. (1974) On the Origin and Age of the Nepheline Syenite Massif of Ditró (Transylvania, Rumania). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54/1, Bern.
- Zavaritski A. N. (1961) Rocile eruptive. Acad. de Științe U.R.S.S. Moskva.

CONSIDÉRATIONS SUR LA POSITION SPATIALE DU MASSIF ALCALIN DE DITRĂU (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Les schistes épimétamorphiques de la série de Tulgheș (Carpates Orientales) renferment le massif alcalin de Ditrău. Les recherches présentes montrent que ce massif tient un caractère nettement discordant par rapport aux schistes cristallins, parce qu'il est un corps unitaire avec un grand développement en profondeur. Sa forme d'affleurement est quasi-circulaire. On peut y distinguer plusieurs variétés pétrographiques, dont les plus importantes présentent une disposition plus ou moins concentrique. Une analyse de la zonalité pétrographique peut s'effectuer en partant des marges vers le centre, à savoir : zone des roches granitoïdes (sénites quartzifères, granites), zone des sénites alcalines, zone des sénites néphéliniques avec la néphéline altérée, zone des sénites néphéliniques à sodalite et cancrinite et zone des roches méso-mélanocrates (diorites, essexites, etc.) se développant en deux secteurs.

Les données géographiques, géologiques et géochimiques démontrent que le massif alcalin a un développement asymétrique dans les profondeurs, s'affaissant peu à peu vers le sud, au-delà du contact visible.

Ce développement asymétrique observé au cours des analyses des anomalies gravimétriques indique qu'il s'agit d'un corps unitaire entre les communes de Sărmaș et de Tomești, à affaissement graduel vers le sud.

Les anomalies radiométriques des composants U, Th, K ont une disposition toujours asymétrique dans les directions nord et sud, se prolongeant beaucoup vers le sud, ce qui prouve



que dans cette partie, ont eu lieu des manifestations métasomatiques et hydrothermales dans le toit du massif alcalin, resté en profondeur.

Cette anomalie est attestée encore par les données géologiques, et notamment : développement variant des épaisseurs réduites à des épaisseurs maxima pour les cornéennes du nord et du sud. Dans les zones méridionales au-delà de la zone de cornification stricte, apparaissent des injections feldspathiques qui en général sont accompagnées de minéraux de contact (biotite, andalusite, cordiérite, plus rarement corindon, wolastonite).

Toujours dans la zone de contact méridional il y a une série de zones à manifestations hydrothermales, où l'on a signalé des éléments utiles. Ces manifestations apparaissent même dans les schistes non affectés par le contact, à une distance de 2 à 3 km du massif.

Par suite de ces recherches, l'auteur est arrivé à la conclusion qu'il est possible l'existence d'une minéralisation dans les zones méridionales dans le cadre de certaines roches métamorphiques affectées ou non de cornification.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la zone de Sărmaș-Tomești.

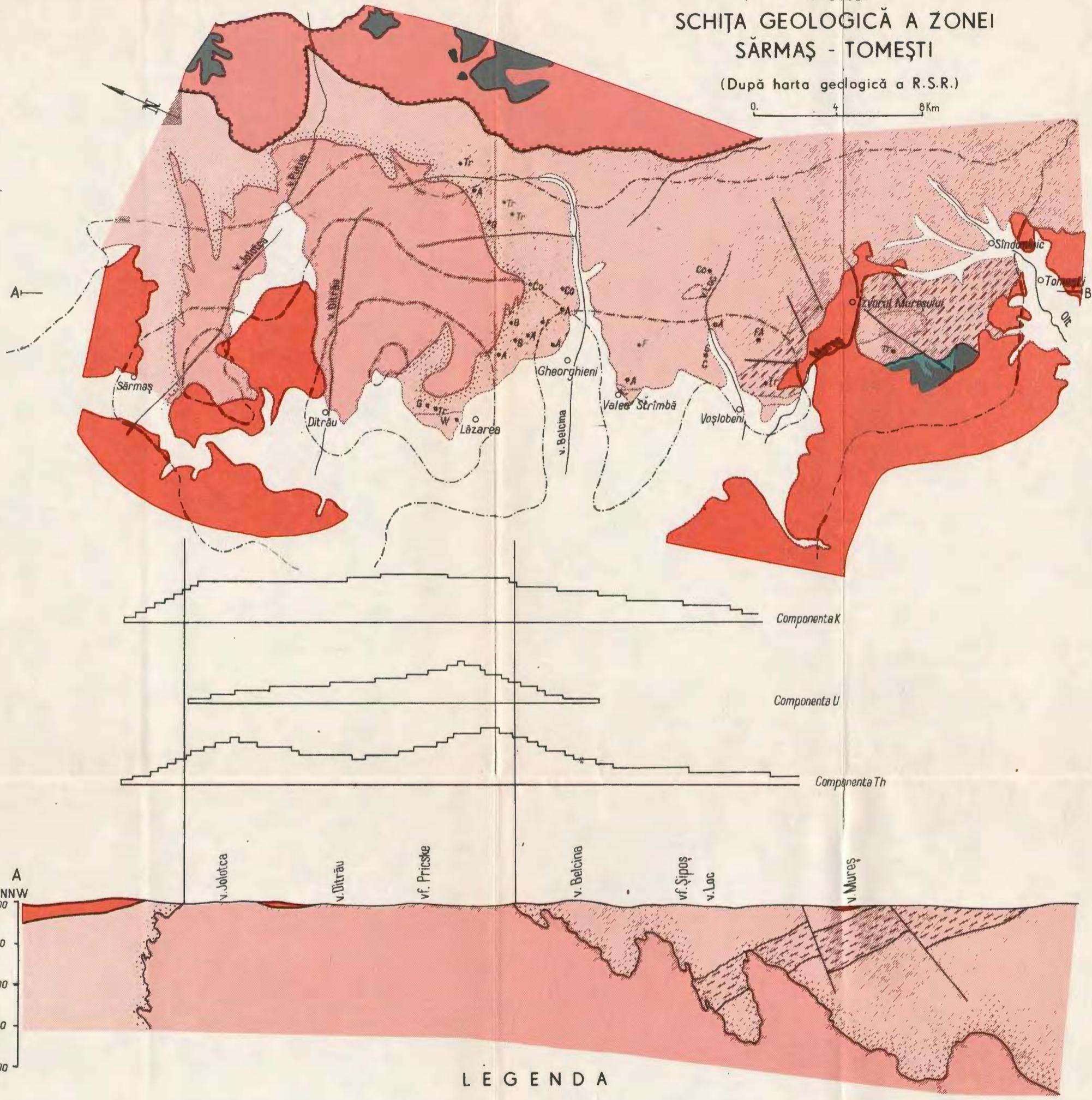
1, alluvions récentes ; 2, éruptif néogène ; 3, sédimentaire triasique ; 4, sédimentaire jurassique ; 5, zone de cornification ; 6, massif alcalin de Ditrău (Jurassique) ; 7, série de Tulgheș ; 8, série de Bretila-Rarău ; 9, limite entre des formations ; 10, contact de charriage entre la nappe de Rarău et la série de Tulgheș ; 11, faille ; 12, ligne de profil ; 13, anomalies gravimétriques ; 14, maximum gravimétrique. Affleurements de minéraux de contact : A, andalousite ; C, cordiérite ; Co, corindon ; F, injections feldspathiques ; G, grenat ; Tr, trémolite ; W, wolastonite.



SCHIȚA GEOLOGICĂ A ZONEI SÂRMAȘ - TOMEȘTI

(După harta geologică a R.S.R.)

0 4 8 Km



LEGENDA

PRECAMBRIAN SUPERIOR
CAMBRIAN INFERIOR

- 1 Aluviumi recente
- 2 Eruptivul neogen
- 3 Sedimentar triasic
- 4 Sedimentar jurasic
- 5 Zona de cornificare
- 6 Masivul alcalin Ditrău (jurasic)
- 7 Seria de Tulghes
- 8 Seria de Bretila-Rărău

- 9 Limită geologică
- 10 Contactul de șariaj dintre pinza de Rărău și seria de Tulghes
- 11 Falie
- 12 Poziția secțiunilor geologice
- 13 Anomalii gravimetrice
- 14 Maxim gravimetric (după M. Visarion et al. 1971)

Iviri de minerale de contact

- | |
|------------------------|
| A Andaluzit |
| C Cordierit |
| Co Corindon |
| F Injecții feldspatice |
| G Granat |
| Tr Tremolit |
| W Wolastonit |

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CARACTERELE GEOCHIMICE ALE BANATITELOR DIN PARTEA VESTICĂ A MASIVULUI VLĂDEASA ȘI SUGESTII PENTRU ORIGINEA MAGMELOR BANATITICE¹

DE

GHEORGHE ISTRATE, IRINA BRATOSIN²

Sommaire

Caractères géochimiques des banatites du Massif de Vlădeasa (partie ouest) et suggestions pour l'origine des magmas banatitiques. La région étudiée a constitué l'aire de manifestation d'importants phénomènes magmatiques associés à la tecto-genèse laramique. Ont été mis en place, premièrement à la surface ou à des petites profondeurs de l'écorce terrestre, des magmas andésitiques, dacitiques et rhyolitiques suivis, après un bref intervalle de temps, par l'intrusion de certains corps hypabissiques, prédominant granodioritiques-adamellitiques. Fort associés, présentant de grandes variations structurales-texturales et du point de vue de la forme de gisement, mais avec des caractères minéralogiques et chimiques voisines, les roches banatitiques du Massif de Vlădeasa constituent un complexe volcano-plutonique. Une caractéristique de ce massif est qu'une grande quantité de volcanites acides avec des faciès variés qui constituent une formation rhyolitique ignimbritique participe à sa formation.

L'étude met en lumière les caractères géochimiques des roches qui entrent dans la formation de ce complexe volcano-plutonique à la suite des analyses des contenus dans les éléments majeurs et mineurs : Ba, Sr, Pb, S_n, Be, Cu, Co, Ni, Li, Sc, V, Cr, Ga. Les ressemblances de composition démontrent que toutes les roches banatitiques ont une origine commune ; elles se sont formées par l'anataxie de la croûte sialique qui avait déjà subi une différentiation métamorphique-préanatectique. Certaines distinctions de chimisme observées sont dues aux processus de différentiation manifestés pendant l'évolution des magmas banatitiques jusqu'à leur consolidation.

¹ Predată la 22 noiembrie 1974, acceptată pentru publicare la 22 noiembrie 1974, comunicată în ședința din 22 noiembrie 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



I. Introducere

Situat în partea nordică a Munților Apuseni, în zona de legătură a masivului Bihor cu munții Pădurea Craiului, masivul banatitic Vlădeasa reprezintă cea mai importantă arie de manifestare a magmatismului laramic de pe teritoriul țării. Apariția unor importante fracturi având direcția principală NNE – SSW și ENE – WSW legate de fazele de diastrofism austric și subhercinic au creat cadrul favorabil formării unui bazin de sedimentare care spre sfîrșitul existenței sale, la sfîrșitul Cretacicului a constituit aria de manifestare a unor importante fenomene magmatice asociate tectogenezei laramice. În această zonă s-au pus în loc mai întîi la suprafață sau la mică adâncime în scoarță, magme andezitice, dacite și riolite ce au fost urmate la scurt interval de timp de punerea în loc la adâncimi ceva mai mari a unor corpuri intrusive predominant granodioritice. Întim asociate și prezentind mari variații structurale, texturale și ca forme de zăcămînt dar avînd caractere mineralogice și chimice asemănătoare, rocile din masivul Vlădeasa constituie un complex vulcano-plutonic (Giuşcă et al., 1969). O caracteristică importantă a acestui masiv este că la alcătuirea sa participă o cantitate importantă de vulcanite acide, prezentind faciesuri variate ce constituie o formațiune riolitică igaimbritică (Istrate, 1975).

Asocierea spațială a rocilor vulcanice și plutonice în cadrul provinciei banatitice, dacă luăm în considerație întreaga zonă carpato-balcanică, nu se limitează la masivul Vlădeasa. Sunt cunoscute situații similare și în masivul Poiana Ruseă (Kräutner și Kräutner, 1972)³, în masivul eruptiv Timok (Drovenik et al., 1962) și în Srednagora (Stanicheva, 1968).

Observații asupra chimismului banatitelor din țara noastră și principalele caractere ale magmelor banatitice au fost prezentate de Giuşcă, Cioclica, Savu (1966), iar într-un studiu consacrat masivului Vlădeasa (Giuşcă, 1950) sunt prezentate și considerații privind originea și evoluția magmei banatitice.

Deoarece datele asupra chimismului rocilor banatitice din partea vestică a masivului Vlădeasa lipseau aproape complet, în ultimii ani au fost analizate chimic toate tipurile de roci ce aflorează în regiune. Pe schiță geologică alăturată (fig. 1) sunt figurate și punctele de unde au fost colectate cele 50 de probe analizate pentru a urmări conținuturile în elemente majore.

Au fost analizate 26 probe prin spectroscopie de emisie pentru a se urmări distribuția elementelor minore. Acestea sunt primele date de acest gen pentru masivul Vlădeasa; alte date publicate pentru roci din provincia banatitică din țară există deocamdată numai pentru corpul de la Săvîrșin (Savu et al., 1967).

Majoritatea probelor analizate pentru componenți majori și pentru elemente minore reprezintă rocile vulcanice, deoarece au cea mai mare

³ H. G. Kräutner, Florentina Kräutner. Rocile banatitice din Poiana Ruseă și bazinul Rusea Moțană. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



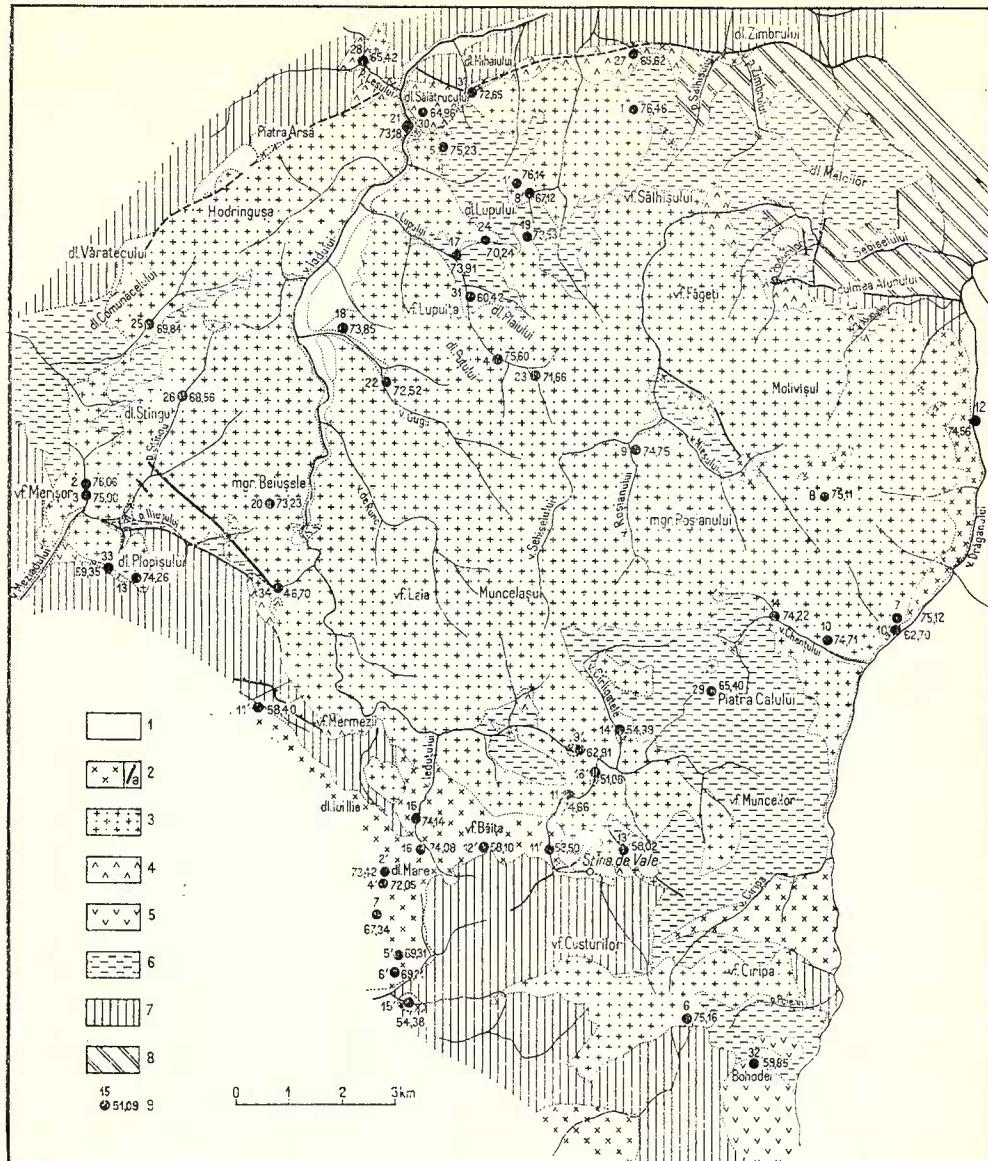


Fig. 1. — Schița geologică a părții vestice a masivului Vlădeasa ; localizarea probelor analizate chimic.

1, depozite cuaternare ; 2, intruziuni banatitice (granite-diorite) ; 2a, bazalte cuarțifere ; 3, riolite ignimbritice ; 4, dacite cu hornblendă (biotit) ; 5, andezite cuarțifere ; 6, depozite senoniene ; 7, depozite mezozoice ; 8, sisturi cristaline ; 9, analize chimice SiO_2 % (cifra de la partea superioară indică poziția analizei în tabelele 1 și 2 din text).

Geological map of the western part of the Vlădeasa massif; location of samples chemically analysed.

1, Quaternary deposits ; 2, banatitic intrusions (granites-diorites) ; 2a, quartz basalts ; 3, ignimbrite ryholites ; 4, (biotite) hornblende dacites ; 5, quartz andesites ; 6, Senonian deposits ; 7, Mesozoic deposits ; 8, crystalline schists ; 9, chemical analyses, SiO_2 % (the figure from the upper part shows the analysis position in tables 1 and 2 in the text).

extindere în regiune și aparțin mai multor tipuri petrografice: bazalte cuarțifere, andezite, dacite și riolite, ultimele prezintând variate faciesuri. Au fost analizate și 15 probe de roci intrusive, diorite, tonalite, granodiorite, granite, care au arătat diferențe de compozitie remarcabile.

II. Securte considerații petrografice

Masivul Vlădeasa constituie un complex vulcano-plutonic caracterizat prin intima asociere a unor variate roci vulcanice cu mici corpuri eruptive subvulcanice sau plutonice laramice.

Rocile extrusive din Vlădeasa aparțin la patru tipuri petrografice de bază: riolite, dacite, andezite și bazaalte cuarțifere, unele dintre acestea prezintând mai multe varietăți de roci sau faciesuri. Astfel, riolitele de Vlădeasa deși ca chimism și mineralogie sunt relativ omogene, ca forme de zăcămînt și caractere texturale sunt foarte variate. Numai în cadrul „riolitelor de Vlădeasa” (Giuşcă, 1950), definite de noi „formațiunea riolitelor ignimbritice” (Istrate, 1975) am separat patru faciesuri: eutaxitic, masiv, vitroporfiric (tufuri sudate) și vitrofiric.

Aceste riolite ocupă o suprafață de peste 200 km² numai în partea vestică a masivului Vlădeasa (ele se continuă și la est de valea Drăganului) și prezintă unele particularități. Astfel, la cele patru faciesuri structural-texturale nu corespund variații sistematice ale chimismului deși cantitatea de fenocristale și raportul acestora față de masa fundamentală sunt foarte variabile. Mineralele esențiale ale acestor roci sunt invariabil trei minerale leucocrate: cuart, oligoclaz bazic și sanidină. Trebuie subliniată absența aproape totală a oricărui mineral feromagnezian, numai cu totul sporadic fiind identificate biotitul sau hornblenda. În felul acesta, riolitele din Vlădeasa contrastă cu oricare alt tip de rocă banatitică din regiune, și acest lucru atrage după sine găsirea unei explicații asupra naturii magmei originale. Acestor roci li se adaugă riolitele rubanate de Zerna, riolitele fluidale cu biotit și riolitele microgranitice. Acest fapt justifică de ce un număr mai mare de determinări de conținuturi de elemente majore (26) s-a făcut pe aceste roci, în timp ce pentru celelalte tipuri de roci, dată fiind și răspîndirea lor mult mai restrînsă dar mai ales relativă lor omogenitate, numărul determinărilor a fost mai mic: 4 pentru dacite, 3 pentru andezite și 1 pentru bazaltul cuarțifer. Dacitele analizate aparțin ca tip petrografic variației descrise de Giuşcă (1950) în partea estică a masivului Vlădeasa ca „dacite de Lunca” fiind caracterizate printr-o mare cantitate de fenocristale mărunte de plagioclaz (27-42% An), de 1-2 mm, ce dă rociunii un aspect mărunt porfiric, precum și de prezența în cantitate mai mică a hornblendei comune și a biotitului. Deși dacitele aflorează întotdeauna sub forma unor corpuri izolate foarte mici, dispuse mai ales la marginea nord-vestică și sudică a masivului Vlădeasa, ele prezintă caractere mineralogice și chimice constante (tab. 1).

Probele de andezite analizate chimic reprezintă mineralogic două tipuri deosebite. Pe de o parte sunt andezitele cuarțifere cu hornblendă dezvoltată în partea sudică a regiunii constituind culmea Bohodei-Nimoiasă



cunoscute și de autorii anteriori (Szádeczky, 1915; Giuşcă, 1950), cel de-al doilea tip fiind andezitele piroxenice identificate pentru prima oară de noi (istrate, 1971)⁴ în partea vestică, în zona văii Meziadului.

Rocile cele mai bazice cunoscute în munții Pădurea Craiului și în masivul Vlădeasa apar în partea vestică a regiunii. Pe de o parte sunt bazaltele spilitizate din zona văii Peșterii Meziad (strate, Preda, 1970) ce străbat depozitele permiene din baza pînzei de Codru, a căror vîrstă nu a putut fi bine precizată, iar pe de altă parte sunt bazaltele cuartifere întîlnite sub forma mai multor iviri restrînse, aliniate pe direcția NW—SE, din valea Meziadului pînă la dealul Bălințel. Ele constituie un dyke ce străbate depozitele senoniene și riolitele ignimbritice din regiune. S-a arătat cu altă ocazie că între cele două tipuri de roci bazice există și unele deosebiri structural-texturale, mineralogice și chimice (strate, Preda, 1970).

Rocile intrusive reprezentă apariții restrînse dar dispersate pe toată întinderea zonei vestice a masivului Vlădeasa, constituind apofize ale unui probabil corp lacolitic de dimensiuni mari situat în profunzime. Caracterele mineralogice și chimice ale acestor roci corespund mai multor tipuri petrografice: granite, granodiorite, tonalite și diorite cuartifere.

După relațiile cu vulcanitele din regiune, corpurile intrusive sunt ulterioare. Ele intersecțează placa extinsă de riolite producînd la contact transformări hidrotermale și efecte mecanice.

III. Compoziția chimică a rocilor banatitice din Vlădeasa

Dintre datele analitice prezentate (tab. 1, 2) cea mai mare parte (43 analize) sunt noi, numai 7 analize chimice fiind preluate din lucrările anterioare (Giuşcă, 1950; Giuşcă et al., 1966). Aciditatea rocilor banatitice din Vlădeasa variază în limite largi. Rocile riolitice au valori ale SiO_2 destul de variabile, cele 26 probe analizate, arătînd valori cuprinse între 68,56—76,46%. De altfel în cazul acestor roci și ceilalți oxizi variază uneori în limite destul de largi (tab. 3), fapt datorat naturii heterogene a materialului original și prezenței frecvente a unor xenolite adesea microscopice parțial asimilate în procesul formării și evoluției magmei riolitice.

În cazul dacitelor (4 analize) valoarea SiO_2 variază în limite foarte restrînse, între 64,96-65,62, ca de altfel și valorile celorlalți oxizi. Situația este asemănătoare dacă luăm în considerație andezitele (3 analize) cu valori procentuale ($\text{SiO}_2 = 59,35-60,42$) și chiar rocile bazice identificate în regiune în ultimii ani (strate, Preda, 1970) ce au valori pentru SiO_2 cuprinse între 48,08-46,70% (două analize chimice).

⁴ Gh. Istrate. Studiul petrografic al masivului Vlădeasa (partea vestică). 1971. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor vulcanice din Vlădescasa

| Nr. proboi | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------------------------------|-------|------------------|----------------|--------|-------|--------|----------------|-------|-------|-----------------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| Oxizi % | 1015 | 538 ^b | 4 ^G | 1013 | 1020 | 897 | 6 ^G | 9GC | 910 | 11 ^G | 157 | 598 | 534 | 930 | 463 | 881 | 441 |
| SiO ₂ | 76,46 | 76,06 | 75,90 | 75,60 | 75,23 | 75,16 | 75,12 | 75,11 | 74,75 | 74,71 | 74,66 | 74,56 | 74,26 | 74,22 | 74,14 | 74,09 | 73,91 |
| Al ₂ O ₃ | 10,38 | 12,47 | 12,59 | 10,21 | 10,89 | 13,47 | 13,25 | 13,98 | 13,69 | 13,07 | 12,17 | 13,55 | 14,66 | 13,86 | 14,10 | 13,85 | 15,11 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,97 | 1,07 | 1,54 | 2,61 | 1,87 | 0,76 | 0,27 | 1,93 | 0,70 | 0,37 | 2,80 | 1,00 | 1,01 | 1,91 | 2,00 | 1,22 | 1,06 |
| FeO | 0,95 | 0,46 | 0,80 | 1,35 | 0,30 | 0,68 | 1,10 | 0,68 | 0,91 | 1,07 | 0,71 | 1,10 | 0,11 | 0,45 | 0,06 | 1,55 | |
| MnO | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | — | 0,05 | 0,03 | 0,09 | 0,02 | 0,07 | 0,04 | 0,07 | — | 0,05 |
| MgO | 0,65 | — | 0,22 | 0,75 | 1,10 | 0,10 | 0,05 | 0,20 | — | 0,58 | 0,25 | 0,10 | 1,17 | 0,20 | 0,92 | 1,05 | — |
| CaO | 1,26 | 0,70 | 0,60 | 2,03 | 1,40 | 1,68 | 1,30 | 0,50 | 1,12 | 1,50 | 2,34 | 0,83 | 0,95 | 1,33 | 0,98 | 0,73 | 1,11 |
| Na ₂ O | 2,90 | 3,33 | 3,45 | 1,62 | 3,12 | 3,24 | 2,97 | 3,03 | 3,12 | 3,58 | 2,70 | 3,44 | 1,79 | 3,26 | 2,48 | 3,18 | 3,69 |
| K ₂ O | 4,72 | 4,50 | 4,50 | 4,30 | 3,86 | 3,75 | 4,53 | 4,11 | 4,18 | 4,62 | 3,25 | 4,13 | 4,63 | 3,51 | 3,86 | 4,92 | 2,19 |
| TiO ₂ | — | 0,16 | 0,02 | — | — | 0,14 | — | — | 0,15 | — | 0,22 | 0,26 | 0,41 | 0,26 | 0,23 | 0,01 | |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,16 | 0,02 | 0,02 | — | 0,02 | — | — | 0,03 | 0,06 | 0,16 | 0,02 | 0,03 | — | 0,02 | 0,01 | |
| S ²⁻ | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,05 | — | 0,06 | — | — | — | 0,04 | — | — | 0,04 | urne | — | 0,33 | |
| CO ₂ | — | 0,69 | — | 0,27 | 0,22 | 0,30 | — | — | — | 0,26 | 0,33 | — | — | — | — | — | 0,34 |
| H ₂ O ⁺ | 1,03 | 0,14 | 0,58 | 0,77 | 1,03 | 0,91 | 0,33 | — | 0,14 | 0,48 | 0,34 | 0,12 | 0,63 | 0,77 | 0,65 | 0,97 | 0,44 |
| H ₂ O ⁻ | 0,24 | 0,10 | 0,21 | 0,16 | 0,66 | 0,11 | 0,20 | — | 0,14 | 0,08 | 0,21 | 0,05 | — | 0,10 | 0,04 | — | 0,15 |
| Suma | 99,29 | 99,77 | 100,54 | 100,80 | 99,73 | 100,26 | 99,51 | 99,92 | 99,80 | 100,07 | 99,88 | 99,56 | 99,62 | 100,07 | 99,96 | 100,32 | 100,16 |

1, riolit eutaxitic, vîrful Sălășuhui ; 2, riolit porfiric, pîrul Dumbrăvița ; 3, riolit Meziadului ; 4, facies masiv, valea Lupului ; 5, facies porfiric, valea Caluhui ; 6, riolit eutaxitic, vîrful Poienii ; 7, riolit eutaxitic, valca Drăganului ; 8, riolit eutaxitic, vîrful Caprei ; 9, facies masiv, Poiana Măgura Roșianului ; 10, riolit eutaxitic, valea Chentului ; 11, riolit eutaxitic, valea Iadului ; 12, facies rubanat, riolit Zerna, valea Drăganului ; 13, riolit cu biotit, vîrful Plopșorul ; 14, riolit eutaxitic, valea Chenfului-Izvoare ; 15, riolit eutaxitic, valea Lupului ; 16, riolit eu biotit, pîrul Iedutului ; 17, facies masiv, valea Lupului ;



tabel 1 continuare

| | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 |
|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-----|
| 0 | 0 | 169 | 530 | 910 | 25 | 1010 | 431 ^a | 514 | 506 | 180 | 480 | 766 | 936 | 141 | 850 | 995 | 663 |
| 73,85 | 73,53 | 73,23 | 73,18 | 72,52 | 71,66 | 70,24 | 69,84 | 68,56 | 65,62 | 65,42 | 64,96 | 60,42 | 59,86 | 59,35 | 46,70 | | |
| 15,25 | 8,75 | 13,98 | 14,73 | 12,34 | 13,74 | 12,07 | 12,92 | 14,04 | 14,10 | 16,53 | 12,60 | 16,92 | 16,97 | 17,52 | 14,75 | 18,30 | |
| 2,25 | 2,20 | 1,33 | 0,67 | 2,25 | 2,15 | 0,29 | 2,03 | 1,42 | 1,29 | 5,80 | 0,52 | 1,27 | 2,77 | 3,46 | 5,17 | | |
| 0,31 | 0,14 | 0,56 | 1,54 | 0,48 | 1,17 | 2,83 | 2,42 | 0,87 | 3,27 | 2,89 | 0,21 | 2,86 | 4,25 | 3,25 | 3,40 | 7,35 | |
| 0,05 | 0,12 | 0,04 | 0,05 | 0,13 | 0,13 | 0,42 | 0,07 | 0,04 | 0,18 | 0,06 | 0,07 | 0,10 | 0,16 | 0,10 | 0,11 | 0,02 | |
| — | 0,60 | 0,05 | 0,25 | 0,45 | 0,25 | 3,76 | 0,35 | 0,10 | 0,20 | 1,54 | 3,96 | 1,65 | 1,40 | 2,74 | 2,50 | 4,50 | |
| 1,14 | 2,40 | 1,15 | 0,31 | 2,17 | 1,54 | 1,58 | 2,69 | 2,66 | 4,19 | 3,75 | 4,07 | 4,41 | 5,91 | 5,80 | 6,16 | 5,73 | |
| 3,58 | 2,43 | 3,18 | 2,95 | 3,30 | 3,72 | 4,26 | 2,85 | 3,63 | 4,89 | 3,81 | 4,04 | 4,20 | 3,45 | 3,41 | 2,81 | 2,88 | |
| 2,29 | 6,48 | 4,09 | 3,95 | 4,07 | 4,59 | 3,39 | 3,97 | 2,65 | 3,47 | 2,59 | 1,93 | 2,02 | 0,60 | 2,04 | 1,97 | 0,61 | |
| 0,10 | 0,12 | 0,13 | 0,41 | — | — | 0,10 | 0,06 | — | 0,55 | 0,50 | 0,45 | 0,61 | 1,83 | 0,78 | 0,58 | 1,98 | |
| 0,02 | 0,13 | 0,02 | 0,03 | — | — | 0,05 | 0,11 | 0,02 | 0,23 | 0,14 | — | 0,10 | 0,17 | 0,27 | 0,12 | 0,49 | |
| 0,05 | 0,18 | 0,03 | — | 0,05 | — | 0,37 | 0,07 | 0,10 | — | — | urme | — | 0,12 | — | 0,15 | 0,02 | |
| 0,14 | — | 0,33 | — | 0,32 | 0,20 | — | 1,42 | 0,60 | 0,30 | — | 1,20 | 1,41 | 1,13 | — | 1,46 | 2,77 | |
| 0,70 | 2,00 | 0,43 | 1,06 | 0,35 | 0,67 | 0,16 | 0,65 | 4,96 | 1,45 | 1,12 | 0,07 | 0,70 | 1,63 | 1,25 | 2,44 | 3,53 | |
| 0,21 | 0,19 | 0,17 | 0,10 | 0,73 | 0,13 | 0,77 | 0,13 | 1,17 | 0,25 | 0,02 | urme | — | 0,25 | 0,27 | 0,25 | 0,28 | |
| 100,17 | 99,55 | 99,31 | 99,55 | 100,16 | 99,95 | 100,29 | 99,62 | 101,06 | 99,98 | 99,75 | 99,78 | 100,45 | 99,55 | 100,28 | 99,48 | 99,92 | |

18, facies porfiric, valea Gugii; 19, noliu eutaxitic, pîrul Copelii; 20, facies porfiric, pîrul Sînguru; 21, facies porfiric, dealul Lupului; 22, facies porfiric, valea Gugii; 23, facies porfiric, valea Lupului; 24, riolit eutaxitic, pîrul Paltinului; 25, riolit eutaxitic, valea Sohodoluui; 26, vitrofîr riolitic, pîrul Năstesele; 27, dacit cu hornblendă și biotit, pîrul eu Soci; 28, idem, pîrul Lesului; 29, idem, pîrul Calului; 30, idem, dealul Sălătrucului; 31, andezit cu quartifer cu hornblendă, valea Lupului; 32, idem, dealul Cumpăna; 33, andezit piroxenitic, vîrful Plopîșului; 34, bazalt charififer, dealul Bainhei.



TABELUL 2
Cemponziția chimică a rocilor intrusive

| Nr. probiei | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
| Oxizi % | 1007 | 07 | 73 | 864 | 1135 | 1137 | 1079 | 133 | 876 | 617 | 1140 | 406 | 424 | 1119 | 13/74 | 430 |
| SiO ₂ | 76,14 | 73,42 | 72,05 | 69,31 | 69,21 | 67,34 | 67,12 | 62,91 | 62,70 | 58,50 | 58,10 | 58,02 | 54,98 | 54,38 | 51,08 | |
| Al ₂ O ₃ | 11,15 | 13,85 | 14,37 | 13,49 | 14,55 | 14,72 | 15,13 | 15,94 | 15,99 | 18,06 | 17,50 | 18,37 | 19,10 | 18,79 | 20,04 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,68 | 0,81 | 1,52 | 1,63 | 1,42 | 1,80 | 1,37 | 0,32 | 2,37 | 1,63 | 3,86 | 5,28 | 6,20 | 3,49 | 1,67 | 11,0 |
| FeO | 0,30 | 0,71 | 1,14 | 0,73 | 1,55 | 0,53 | 1,35 | 1,86 | 1,93 | 2,30 | 2,81 | 2,68 | 0,32 | 3,27 | 3,90 | 0,11 |
| MnO | 0,03 | 0,06 | 0,09 | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,08 | 0,22 | 0,01 | 0,03 | 0,15 | urme | 0,17 | 0,18 | 0,10 |
| MgO | 0,46 | 0,25 | 0,35 | 0,50 | 0,50 | 0,90 | 0,80 | — | 3,08 | 1,20 | 2,90 | 3,18 | 4,22 | 4,02 | 3,20 | 5,16 |
| CaO | 0,21 | 1,05 | 1,05 | 1,55 | 2,10 | 2,20 | 2,80 | 2,10 | 4,68 | 2,94 | 4,37 | 4,98 | 5,67 | 6,54 | 6,30 | 8,26 |
| Na ₂ O | 2,81 | 1,24 | 3,45 | 4,02 | 3,07 | 3,41 | 3,86 | 1,98 | 3,84 | 4,68 | 3,35 | 3,75 | 3,10 | 3,65 | 5,14 | 3,10 |
| K ₂ O | 5,77 | 5,78 | 3,83 | 3,95 | 4,58 | 3,55 | 3,25 | 5,97 | 2,54 | 3,44 | 1,92 | 2,29 | 2,12 | 2,02 | 1,85 | 1,20 |
| TiO ₂ | — | — | 0,39 | 0,36 | 0,43 | 0,39 | 0,48 | 0,30 | 0,66 | 0,99 | 0,88 | 1,01 | 0,12 | 1,22 | 1,32 | 0,75 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | — | 0,07 | 0,09 | 0,09 | 0,29 | 0,14 | — | 0,16 | 0,20 | 0,19 | 0,32 | — | 0,46 | 0,84 | — |
| S ²⁻ | 0,04 | — | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,01 | — | 0,11 | — | 0,17 | 0,08 | 0,24 | urme | 0,23 | 1,18 | urme |
| CO ₂ | 0,18 | 0,44 | — | 0,12 | 1,38 | 1,12 | 1,08 | 0,82 | — | 0,12 | 0,23 | — | 1,40 | — | 0,25 | 1,24 |
| H ₂ O ⁺ | 0,62 | 0,69 | 0,68 | 0,01 | 0,94 | 1,41 | 1,25 | 1,15 | 1,88 | 0,43 | 3,07 | 1,88 | 0,08 | 0,47 | 1,30 | 0,04 |
| H ₂ O ⁻ | 0,18 | 1,50 | 0,32 | 0,04 | 0,80 | 0,30 | 0,26 | 2,29 | — | 0,20 | — | — | urme | — | urme | urme |
| Sumă | 99,85 | 99,80 | 99,97 | 99,55 | 97,97 | 99,59 | 99,85 | 100,04 | 100,26 | 100,01 | 99,69 | 100,37 | 100,55 | 99,51 | 99,40 | 100,90 |

1–8, roci granitice-adamantine; 1, dealul Chiciera; 2, Dealul Mărz; 3, pârâul Sălătruculai; 4, dealul Plainului; 5, pârâul Sirca; 6, pârâul Mare; 7, dealul Plainului; 8, vîrful Chiciera; 9, granodiorit, Valea Iadului; 10, granodiorit, valea Drăganului; 11, tonalit, Valea de Vale; 12, tonalit, vîrful Bălța; 13 tonalit, Izvorul Minunilor; 14, diorit cuarțifer cu hornblendă și biotit, valea Cărăgătele; 15, diorit cuarțifer, valea Zăpezii; 16 diorit cuarțifer cu hornblendă, Valea Iadului.



Variatia principalilor oxizi (valori medii) pentru fiecare tip de rocă vulcanică față de SiO_2 (fig. 2) ilustrează tendința normală a unor oxizi de a crește cantitativ cu aciditatea rocilor (K_2O și parțial Na_2O) în timp ce restul oxizilor scad, în general treptat, către rocile acide.

TABELUL 3

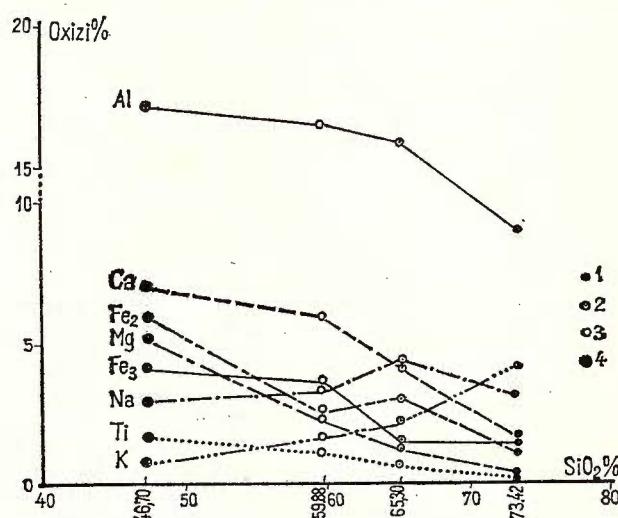
Limitele de variație ale oxizilor în rocile vulcanice

| Oxizi | Bazalte cuarțifere | Andezite | Dacite | Riolite |
|-------------------------|--------------------|-------------|-------------|-------------|
| SiO_2 | 46,70-48,08 | 59,35-60,42 | 64,96-65,62 | 68,56-76,46 |
| Al_2O_3 | 15,85-18,30 | 14,75-17,53 | 12,60-16,92 | 8,75-15,25 |
| Fe_2O_3 | 3,18-5,17 | 1,26-3,46 | 0,52-1,29 | 0,27-2,80 |
| FeO | 4,43-7,35 | 3,25-4,25 | 2,86-3,26 | 0,06-2,83 |
| MgO | 4,30-6,22 | 1,40-2,74 | 0,20-1,65 | 0,05-1,17 |
| CaO | 5,73-8,10 | 5,80-6,16 | 3,75-4,41 | 0,21-2,69 |
| Na_2O | 2,88-2,96 | 2,81-3,45 | 3,81-4,89 | 1,62-4,26 |
| K_2O | 0,61-0,91 | 0,60-2,04 | 2,02-3,47 | 2,19-6,48 |
| TiO_2 | 1,29-1,98 | 0,58-1,83 | 0,55-0,61 | — -0,41 |

Prin simpla prezentare a valorilor analitice și a diagramei de variație a oxizilor, se impune o primă constatare: delimitarea clară din punctul de vedere al acidității celor patru familii de roci vulcanice, chiar dacă ceilalți

Fig. 2. — Variația principalilor oxizi din rocile vulcanice banatitice (sunt inscrise valorile medii).

1, riolite; 2, dacite; 3, andezite; 4, bazalte cuarțifere.
 Variation of the main oxides from banatitic volcanic rocks
 (medium values are presented).
 1, rhyolites; 2, dacites; 3, andesites; 4, quartz basalts.



oxizi arată că există tranziții între ele. În același timp se evidențiază omogenitatea chimismului dacitelor și andezitelor, cu toate că probele analizate provin din corperi diferite, situate la distanțe mari unele de altele.

Deși numărul analizelor chimice corespunzătoare rocilor intrusivi (tab. 2) este mai mic, se poate totuși sesiza și în acest caz existența a trei grupe de roci: granitice-adamellitice cu valori 67,12-76,14 % SiO_2 , gano-dioritice cu 62,70-62,91 % SiO_2 și cuarț-dioritice și tonalitice la care limitele de variație SiO_2 sunt cuprinse între 51,08 și 58,40 %, cu valori tranzitorii ale SiO_2 .

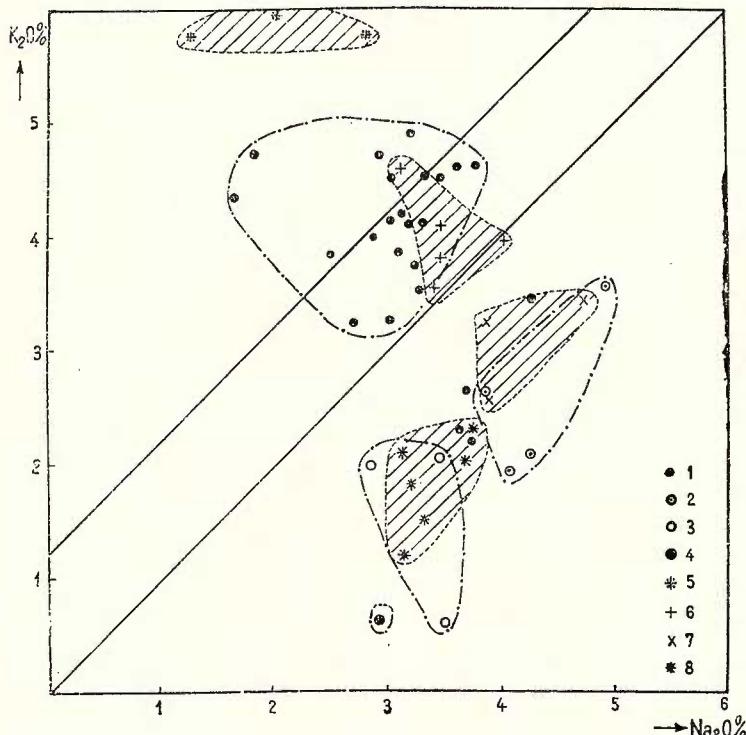


Fig. 3. — Raportul $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ pentru diferite tipuri de roci banatitice din masivul Vlădeasa. 1, riolite; 2, dacite; 3, andezite; 4, bazalte cuarțifice; 5, riolite microgranitice; 6, granite-adamellite; 7, granodiorite; 8, diorite cuarțifere-tonalite.

The ratio $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ for different types of banatitic rocks from the Vlădeasa massif.
1, rhyolites; 2, dacites; 3, andesites; 4, quartz basalts; 5, microgranite rhyolites; 6, granites-adamellites; 7, granodiorites; 8, quartz-diorites-tonalites.

Raportul $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (fig. 3) în cazul rocilor riolitice și granitice are valori subunitare cu rare excepții, suma alcaliilor fiind cuprinsă între 5,50-9,50 % pe cind la restul rocilor ce alcătuiesc masivul banatitic al Vlădesei raportul alcaliilor devine favorabil Na_2O , iar suma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ prezintă valori din ce în ce mai mici către termenii bazici. O comportare inversă se observă în cazul elementelor feromagneziene. În tabelul 4 sint

trecute valorile medii pentru SiO_2 ale celor patru tipuri principale de roci vulcanice din regiune și raportul $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$, (R_{FeMg} — Shaw, 1964) raport care reprezintă gradul de îmbogățire relativă în fier.

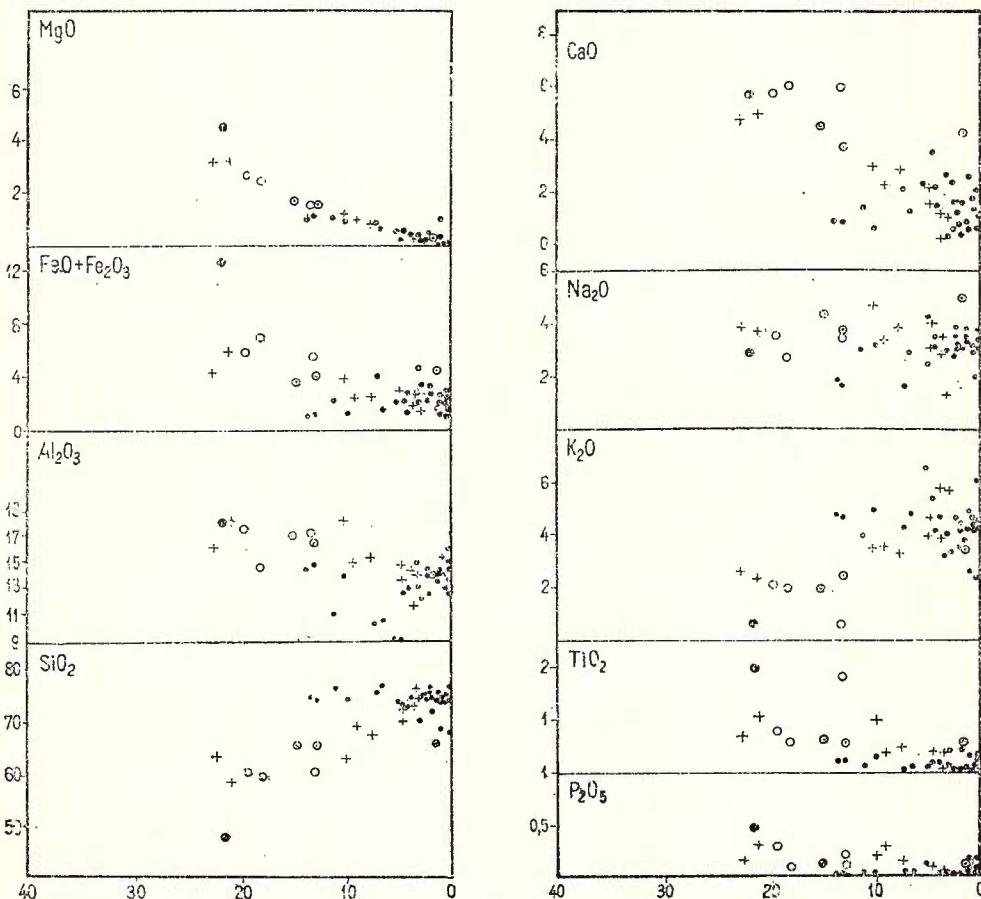


Fig. 4. — Proiecția principaliilor oxizi (%) față de indicele de solidificare (Kuno). I.S. = $\text{MgO} \times 100/\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Relation of the main oxides (%) to solidification index (Kuno). I.S. = $\text{MgO} \times 100/\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Pentru comparație au fost trecute și valorile R_{FeMg} ce corespund compoziției medii a principalelor roci eruptive de pe planetă (Shaw, 1964). Se poate observa o apropiere remarcabilă între valorile comparate și creșterea treptată a valorilor către rocile acide, consecință a tendinței Mg, element tipic femafil, de a se concentra în rocile bazice.

Comportarea diferenților oxizi în procesul de evoluție a magmei apare și mai clar dacă săt raportăți la indicele de solidificare Kuno, I.S. = $MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ (fig. 4).

TABELUL 4

| SiO_2 % | Bazalte | Andezite | Dacite | Riolite |
|-----------------------------|---------|----------|--------|---------|
| | 47,19 | 59,88 | 65,30 | 73,42 |
| $R_{Fe/Mg}$ (Vlădeasa) | 0,66 | 0,74 | 0,78 | 0,90 |
| $R_{Fe/Mg}$ (S h a w, 1964) | 0,61 | 0,74 | | 0,81 |

Se poate remarcă creșterea treptată a rolului K_2O și SiO_2 în stadiile finale ale evoluției magmei și caracterul ezitant al Na_2O ; ceilalți oxizi cunoscători, fără excepție, o diminuare cantitativă spre sfîrșitul evoluției magmatice.

IV. Aspectele petrochimice ale magmatitelor laramice

Pentru toate cele 50 de roci analizate s-au calculat valorile Niggli spre a putea fi comparate cu roci studiate din alte regiuni și s-au stabilit tipurile de magme corespunzătoare (tab. 5 a, 5 b). Se poate observa apartenența rocilor analizate la tipurile de magme calco-alcaline: granitice, granodioritice, cuart-dioritice și gabro-dioritice; ultimele două tipuri se întâlnesc mult mai rar decât primele, ele reprezentând diferențiate extreme ale magmelor mai acide.

Valorile Niggli principale: *al*, *fm*, *c* și *alk* reprezentate grafic față de parametrul *Si* (fig. 5) arată o distribuție evazi-liniară, cu unele inflexiuni în cazul valorilor *fm* și *alk* în intervalul corespunzător dacitelor. Dispersarea mai mare a punctelor în cimpul rocilor acide este previzibilă dacă se are în vedere varietatea tipurilor petrografice și a faciesurilor întâlnite în Vlădeasa. Parametrii rocilor se extind pe un interval larg al valorii *Si* de la 127 pînă la 493 constituind o serie de diferențiere destul de completă.

Pe diagrama *alk-al* (fig. 6) probele analizate se plasează sub diagonala *al=alk*, respectiv în cimpul rocilor cu alcalinitate medie și relativ bogat alcaline; cîteva probe se situează în domeniul magmelor relativ sărac alcaline ($alk = \frac{1}{2} al$); sătrocile mai bazice identificate în regiune (diorite cuartifere, andezite și bazalte). Tot pe această diagramă se poate constata tendința de a se separa două cimpuri: primul corespunde unei magme acide relativ bogat alcaline, celălalt corespunde magmelor intermediare și bazice relativ sărac alcaline. O astfel de delimitare se poate observa și pe diagrama *al-fm* (fig. 7). Cimpul inferior corespunzător rocilor riolitice și granitice este domeniul magmelor cu caracter salic sau semisalic, în timp ce rocile intermediare și bazice provin dintr-o magmă cu caracter izofalic și semifemic.



TABLEUL 5 a

Valorile Niggli și tipurile de magmă (reci vulcanice)

| Nr. | Numărul er. probeci | si | ti | al | fm | c | alk | k | mg | p | w | Qz | M | L | Tip dc magnă |
|-----|---------------------------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|--------------------------|---|
| 1 | 1015 | 489,5 | 0 | 39,1 | 15,0 | 8,6 | 37,2 | 0,52 | 0,41 | 0,05 | 0,52 | 240,5 | 60,7 | 4,9 | 34,4 engadinit-granitică |
| 2 | 538 b | 493,0 | 0,78 | 47,8 | 8,2 | 4,0 | 39,3 | 0,47 | 0 | 0,39 | 0,70 | — | 60,7 | 3,1 | 36,2 aplit-granitică |
| 3 | 4 Ge | 468,0 | 0,07 | 54,3 | 13,1 | 4,0 | 37,0 | 0,46 | 0,14 | 0,07 | 0,63 | 217,2 | 59,3 | 3,7 | 37,0 aplit-granitică |
| 4 | 1013 | 452,3 | 0 | 36,0 | 25,2 | 13,0 | 25,8 | 0,64 | 0,27 | 0,05 | 0,62 | 241,1 | 63,0 | 6,8 | 30,2 moyiteă (granitică) |
| 5 | 1020 | 449,5 | 0 | 38,3 | 19,9 | 9,0 | 32,8 | 0,45 | 0,49 | 0 | 0,83 | 218,4 | 60,0 | 5,6 | 34,3 engadinii-granitică |
| 6 | 897 | 455,0 | 0 | 48,0 | 7,6 | 8,6 | 33,5 | 0,43 | 0,12 | 0,5 | 0,47 | 221,1 | 60,6 | 2,7 | 36,6 aplit-granitică |
| 7 | 8 G | 466,0 | 0,75 | 48,3 | 7,4 | 8,6 | 35,8 | 0,50 | 0,05 | 0,07 | 0,21 | — | 60,6 | 2,7 | 36,7 aplit-granitică |
| 8 | 9 Ge | 442 | — | 48,0 | 14,0 | 5,6 | 32,5 | 0,47 | 0,13 | — | 0,71 | 225,2 | 57,4 | 6,2 | 36,6 engadinit-granitică |
| 9 | 910 | 459,1 | 0 | 49,5 | 8,2 | 7,4 | 34,9 | 0,47 | 0 | 0 | 0,40 | 219,3 | 60,4 | 3,6 | 36,0 aplit-granitică |
| 10 | 11 G | 427,3 | 0,64 | 44,0 | 10,1 | 9,2 | 36,7 | 0,46 | 0,32 | 0,07 | 0,23 | 180,5 | 57,2 | 3,0 | 39,8 aplit-granitică |
| 11 | 157 | 427,0 | 0 | 41,0 | 17,8 | 14,3 | 26,8 | 0,44 | 0,12 | 0,15 | 0,76 | 219,8 | 61,3 | 4,5 | 34,2 engadinit-granitică |
| 12 | 598 | 451,2 | 1,1 | 48,0 | 10,9 | 5,1 | 36,0 | 0,44 | 0,07 | 0,36 | 0,44 | — | 59,4 | 4,2 | 36,4 aplit-granitică |
| 13 | 534 | 435,9 | 1,15 | 50,7 | 15,6 | 6,0 | 27,7 | 0,63 | 0,66 | 0,05 | 0,83 | 225,0 | 61,9 | 8,2 | 29,9 natronengadinică |
| 14 | 930 | 434,9 | 1,81 | 47,6 | 12,4 | 8,3 | 31,6 | 0,41 | 0,14 | 0,07 | 0,77 | 208,4 | 60,0 | 5,3 | 34,7 aplit-granitică |
| 15 | 403 | 432,7 | 1,05 | 48,3 | 17,3 | 6,2 | 28,2 | 0,51 | 0,46 | — | 1,00 | — | 61,5 | 7,7 | 30,8 natronengadinică |
| 16 | 881 | 418,8 | 0,98 | 46,12 | 14,3 | 4,4 | 35,1 | 0,50 | 0,62 | 0,05 | 0,95 | 178,2 | 57,3 | 5,4 | 37,2 natronengadinică (aplit-granitică) |
| 17 | 441 | 439,0 | 0,04 | 52,9 | 10,5 | 7,1 | 29,5 | 0,28 | 0 | 0,03 | 0,25 | 220,9 | 61,6 | 6,5 | 31,9 aplit-granitică |
| 18 | 030 | 420,8 | 0,43 | 51,2 | 13,8 | 7,0 | 28,1 | 0,30 | 0 | 0,07 | 0,68 | 208,5 | 60,9 | 7,7 | 31,4 aplit-granitică |
| 19 | 169 | 437,5 | 0,54 | 30,7 | 15,4 | 15,3 | 38,6 | 0,64 | 0,34 | 0,33 | 0,87 | 206,9 | 56,2 | 9,6 | 34,2 yosenitit-granitică |
| 20 | 530 | 422,0 | 0 | 47,5 | 9,0 | 10,8 | 32,8 | 0,46 | 0,05 | 0,05 | 0,87 | 206,9 | 58,7 | 3,4 | 37,9 aplit-granitică |
| 21 | 940 | 453,2 | 0 | 53,7 | 13,7 | 2,1 | 30,5 | 0,42 | 0,17 | 0,13 | 0,27 | 231,1 | 62,1 | 8,4 | 29,5 aplit-granitică |
| 22 | 25 b | 398,1 | 0 | 39,9 | 15,5 | 12,8 | 31,8 | 0,45 | 0,24 | 0 | 0,76 | 170,9 | 56,9 | 5,3 | 37,7 yosenitit-granitică |
| 23 | 1010 | 370,3 | 0 | 41,8 | 15,9 | 8,5 | 33,7 | 0,45 | 0,12 | 0 | 0,60 | 135,3 | 54,0 | 4,5 | 41,5 engadinit-granitică |
| 24 | 431 a | 301,6 | 0,32 | 30,5 | 7,3 | 27,0 | 3,4 | 0,68 | 0,09 | 0,08 | 93,6 | 49,7 | 12,8 | 37,5 tasnagranitică | |
| 25 | 514 | 351,7 | 0,23 | 20,5 | 14,5 | 26,6 | 0,48 | 0,13 | 0,23 | 0,41 | 145,1 | 55,5 | 6,8 | 37,7 yosenitit-granitică | |
| 26 | 506 | 375,2 | 0 | 45,3 | 10,3 | 15,6 | 28,8 | 0,32 | 0,08 | 0,05 | 0,56 | 159,9 | 57,0 | 3,1 | 39,9 trondhjemitică |
| 27 | 180 | 274,7 | 1,73 | 34,8 | 17,3 | 18,8 | 29,1 | 0,32 | 0,07 | 0,41 | 0,25 | 58,3 | 45,8 | 10,8 | 43,4 granodioritică |
| 28 | 480 | 264,3 | 2,0 | 39,3 | 22,8 | 16,2 | 21,5 | 0,31 | 0,40 | 0,25 | 0,30 | 95,0 | 49,2 | 9,7 | 41,1 granodioritică |
| 29 | 766 | 231,2 | 1,17 | 26,3 | 36,9 | 17,4 | 19,4 | 0,22 | 0,57 | — | 0,96 | — | 44,8 | 18,8 | 36,4 cuarț-dioritică |
| 30 | 936 | 256,0 | 1,81 | 39,3 | 21,0 | 18,6 | 21,1 | 0,24 | 0,46 | 0,17 | 0,14 | 71,6 | 48,6 | 8,1 | 43,3 granodioritică |
| 31 | 141 | 226,5 | 5,16 | 37,5 | 24,8 | 23,7 | 14,0 | 0,10 | 0,32 | 0,27 | 0,19 | 70,7 | 48,6 | 11,2 | 40,2 leucotonalitică |
| 32 | 850 | 198,8 | 1,95 | 34,3 | 29,8 | 20,6 | 15,3 | 0,28 | 0,46 | 0,38 | 0,43 | 37,6 | 56,93 | 5,31 | 37,75 cuarț-dioritică |
| 33 | 995 | 209,0 | 1,54 | 30,6 | 32,1 | 23,2 | 14,0 | 0,32 | 0,41 | 0,18 | 0,46 | 53,0 | 45,5 | 16,8 | 37,6 cuarț-dioritică |
| 34 | 663 | 127,3 | 4,1 | 29,4 | 45,2 | 16,7 | 8,7 | 0,11 | 0,40 | 0,7 | — | 33,6 | 27,8 | — | 38,5 normal-gabbro dioritică |



TABELUL 5 b
Valerile Niggli și tipurile de magmă (rcci intrusive)

| Nr. crt. | Numă- rul probei | st | ti | al | fm | e | alk | k | mg | p | w | Qz | Q | M | L | Tip de magma | |
|-------------|------------------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|------------------------|------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | 3,2 | 37,3 |
| 1 | 1007 | 491,9 | 0 | 43,6 | 13,6 | 1,4 | 41,4 | 0,57 | 0,28 | 0,03 | 0,82 | 226,5 | 59,5 | 3,2 | 37,3 | aplit-granitică | |
| 2 | 07 | 464,7 | 0 | 51,6 | 10,3 | 7,1 | 30,9 | 0,75 | 0,23 | 0,49 | 0,49 | 241,0 | 62,5 | 5,5 | 32,0 | aplit-granitică | |
| 3 | 73 | 403,2 | 1,63 | 47,0 | 14,7 | 6,2 | 32,1 | 0,42 | 0,20 | 0,16 | 0,51 | 147,8 | 57,5 | 6,5 | 35,9 | engadinit-granitică | |
| 4 | 864 | 390,0 | 1,62 | 43,0 | 13,6 | 9,1 | 34,4 | 0,40 | 0,30 | 0,32 | 0,70 | — | — | — | — | engadinit-granitică | |
| 5 | 1135 | 351,0 | 1,52 | 43,2 | 15,5 | 11,2 | 30,1 | 0,50 | 0,23 | 0,30 | 0,46 | — | 54,2 | 5,1 | 40,6 | yosenitit-granitică | |
| 6 | 1137 | 353,0 | 1,53 | 44,1 | 16,0 | 12,0 | 28,2 | 0,40 | 0,43 | 0,61 | 0,76 | — | 55,4 | 5,7 | 39,0 | yosenitit-granitică | |
| 7 | 1079 | 329,0 | 1,76 | 43,4 | 16,7 | 14,6 | 28,1 | 0,35 | 0,35 | 0,30 | 0,50 | — | 53,2 | 4,2 | 42,6 | yosenitit-granitică | |
| 8 | 133 | 350,8 | 1,18 | 49,1 | 9,2 | 11,8 | 23,9 | 0,66 | 0 | 0 | 0,08 | 131,1 | 54,6 | 4,9 | 40,5 | yosenitit-granitică | |
| 9 | 876 | 225,1 | 1,78 | 33,7 | 29,2 | 17,9 | 1,91 | 0,30 | 0,56 | 0,24 | 0,50 | 48,7 | 45,0 | 13,35 | — | cuarți-dioritică | |
| 10 | 617 | 246,0 | 3,07 | 42 | 10,3 | 12,3 | 26,4 | 0,32 | 0,37 | 0,24 | 0,40 | — | 44,5 | 8,0 | 47,5 | leucocuart-dioritică | |
| 11 | 140 | 178,5 | 2,46 | 31,1 | 31,1 | 17,3 | 16,5 | 0,29 | 0,49 | 0,44 | 0,51 | 22,4 | 57,3 | 5,4 | 37,2 | cuarți-dioritică | |
| 12 | 1140 | 175,8 | 0,25 | 34,0 | 34,4 | 18,5 | 13,1 | 0,31 | 0,55 | — | 0,95 | — | 41,4 | 17,1 | 41,5 | fonolitică (Q-diorit) | |
| 13 | 424 | 160,2 | 2,66 | 32,1 | 33,5 | 20,5 | 14,0 | 0,26 | 0,52 | 0,63 | 0,49 | — | 37,4 | 17,5 | 45,1 | dioritică | |
| 14 | 1119 | 129,7 | 1,43 | 30,1 | 38,3 | 22,2 | 9,4 | 0,21 | 0,50 | — | 0,99 | — | 33,8 | 22,2 | 44,0 | orblică (dioritică) | |
| 15 | 1374 | 184 | 3,2 | 32,0 | 34,7 | 21,0 | 13,3 | 0,01 | 0,41 | 0,2 | 0,45 | — | 41,9 | 17,3 | 40,8 | cuarți-dioritică | |
| 16 | 430 | 130,4 | 2,63 | 25,3 | 41,8 | 23,5 | 9,3 | 0,17 | 0,60 | 0,36 | 0,37 | 7,0 | 32,6 | 28,6 | 38,8 | normal-gabbrodioritică | |



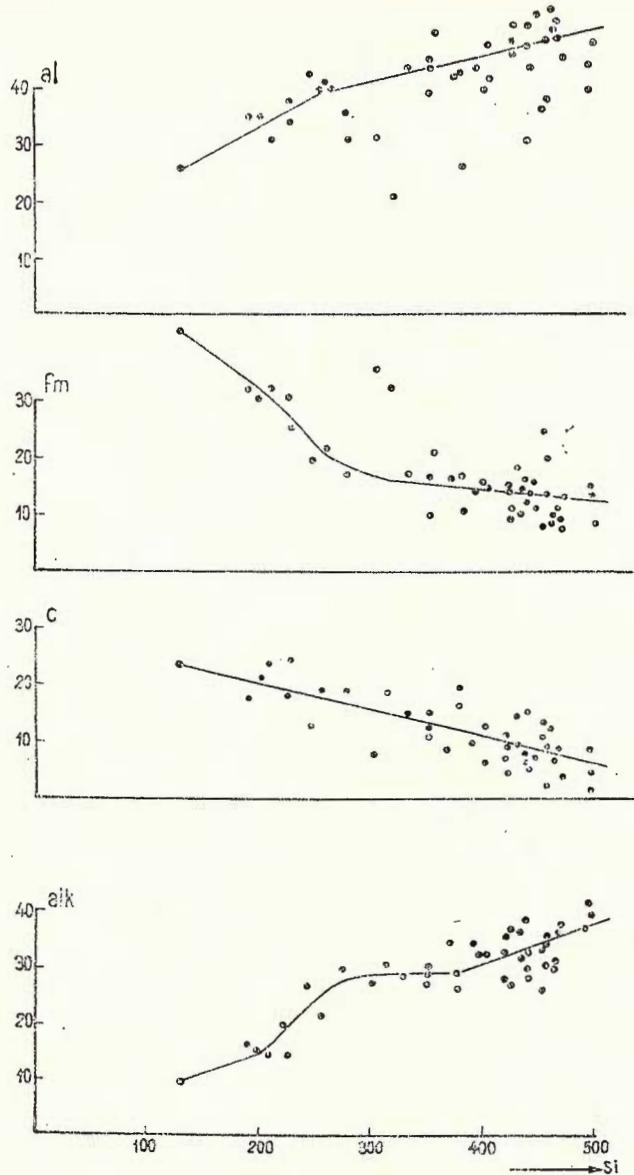


Fig. 5. — Valorile Niggli pentru banatitele masivului Vlădeasa.
Niggli values.

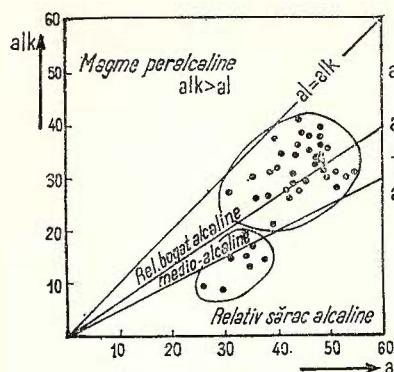


Fig. 6. — Relația al-alk (valori Niggli).
al-alk relation.

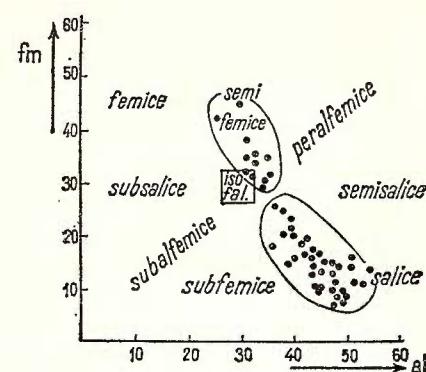


Fig. 7. — Relația al-fm.
al-fm relation.

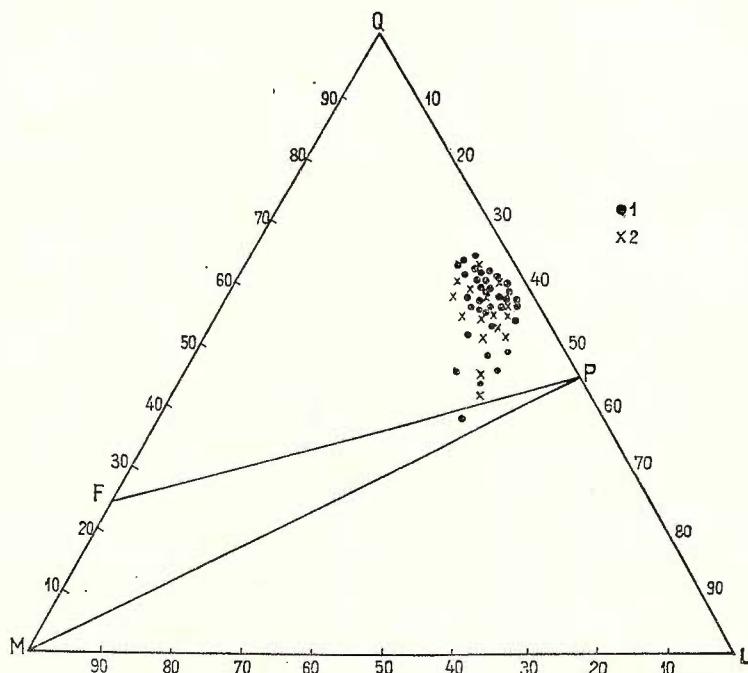


Fig. 8. — Poziția rocilor banatitice pe diagrama QLM.
The position of banatitic rocks on QLM diagram.

Pe diagrama *QLM* (fig. 8) majoritatea rocilor se proiectează deasupra liniei *PF* în spațiul rocilor saturate, cu excepția a numai două puncte corespunzătoare rocilor bazice ce se plasează în spațiul *PFM*.

Raporturile cantitative dintre principalele elemente majore sunt mai sugestive dacă sunt prezentate pe diagrama ternară *FMA* ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (fig. 9) și *CNK* ($\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$) (fig. 10), după modelul acelora prezentate de Nockolds și Allen (1953).

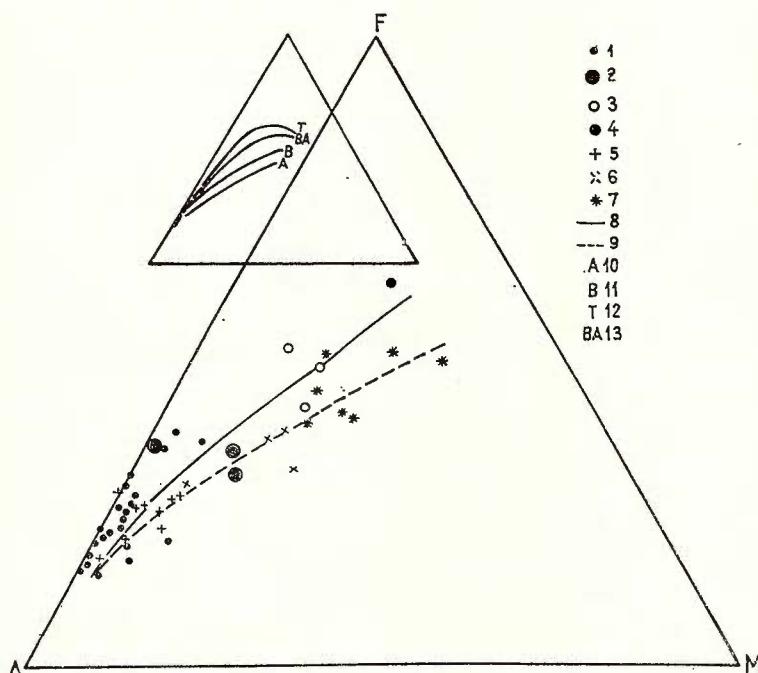


Fig. 9. — Diagrama *FMA*.

1, riolite ; 2, dacite ; 3, andezite ; 4, bazalte cuarțifere ; 5, granite ; 6, granodiorite ; 7, tonalite și diorite cuarțifere ; 8, roci vulcanice ; 9, roci intrusive ; 10, Crater Lake ; 11, batolitul californian ; 12, seria tholeitică ; 13, seria bazaltică alcalină.

FMA diagram.

1, rhyolites ; 2, dacites ; 3, andesites ; 4, quartz basalts ; 5, granites ; 6, granodiorites ; 7, tonalites and quartz-diorites ; 8, volcanic rocks ; 9, intrusive rocks ; 10, Crater Lake ; 11, Californian batholith ; 12, tholeitic series ; 13, alkali basalts series.

Pe diagrama *FMA* curba distribuției elementelor din rocile banatitice din Vlădeasa are o alură proprie fapt ce devine mai evident dacă luăm în considerație și alte curbe reprezentative pentru roci similare din regiunea Srednagora și Timok (Boccaletti et al., 1973) sau dacă le comparăm cu regiuni clasice de pe glob în care apar roci cu caractere petrochimice

similară în condiții tectono-magmatice asemănătoare (Crater Lake, batolitul californian). Curbele caracteristice rocilor din Vlădeasa sunt asemănătoare curbelor reprezentative ale seriilor de roci calco-alcaline. Atât rocile vulcanice cât și cele plutonice și subvulcanice arată conținuturi mai mici în fier, fapt pentru care curbele trasate se apropie mai mult de latura AM. Observațiile noastre au arătat că atât în seria rocilor vulcanice cât și în seria rocilor subvulcanice și plutonice caracterul magmelor banatice a evoluat în timp de la compozitii mai bazice spre compozitie acidă.

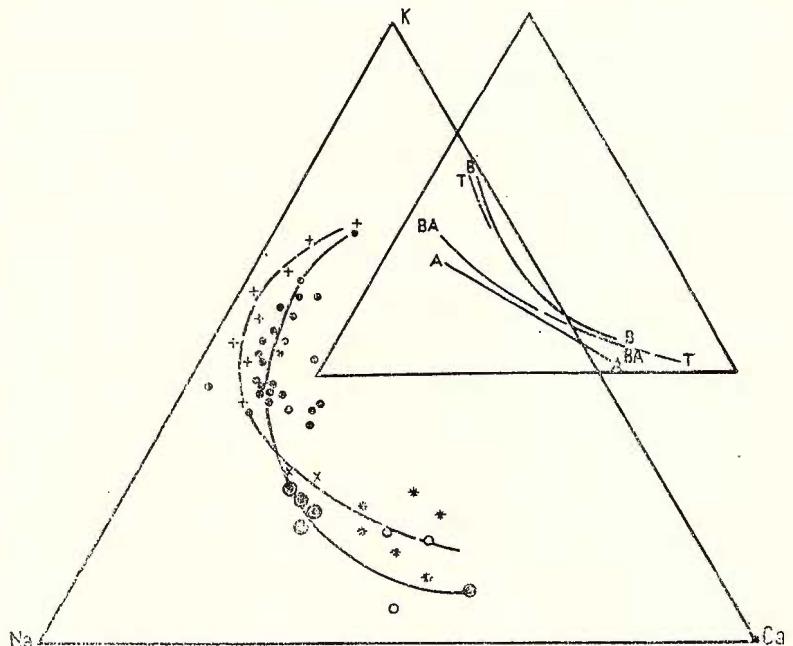


Fig. 10. — Diagrama K Na Ca.
K Na Ca diagram.

Tinind cont de acest fapt, pe diagrama *FMA* (fig. 9) apare destul de clară îmbogățirea în elemente alcaline în stadiile tîrzii ale evoluției magmei, concomitent cu diminuarea pronunțată a conținutului în elemente feromagneziene.

Pe diagrama CaNaK (fig. 10) curbele reprezentative pentru banatitele din Vlădeasa încep mai aproape de polul Na și sfîrșesc foarte aproape de polul K în stadiul final al evoluției magmei. De altfel acest lucru a reieșit destul de clar în evidență și din compararea raporturilor $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (fig. 3) care arată valori subunitare numai în cazul rocilor riolitice și mai ales a celor granitice și microgranitice unde valoarea acestui raport variază de la 0,8 la 0,3. Se poate remarcă faptul că raportul K/Na crește odată cu diminuarea conținutului de calciu. Pe aceeași diagramă se mai poate

observă apropierea mai mare a acestor curbe de cele care reprezintă serii calco-alcaline și diferența notabilă față de curba ce reprezintă seria de diferențiere a bazaltelor alcaline.

Apartenența rocilor din masivul Vlădeasa la asociația rocilor calco-alcalini reiese clar și din diagrama $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (fig. 11), pe care indicele alcali-calcic (Peacock) corespunde valorii 60,75% SiO_2 .

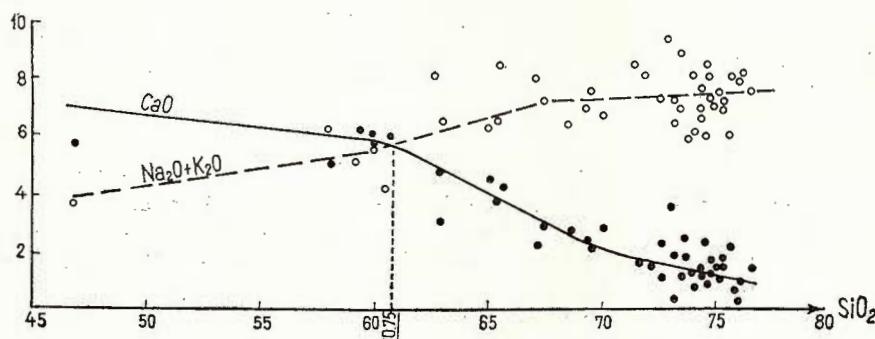


Fig. 11. – Valoarea indicelui Peacock pentru rocile banatitice din masivul Vlădeasa.
Peacock index for the Vlădeasa banatitic rocks.

În ultimii ani, foarte utilizată pentru încadrarea în diferitele serii evolutive de roci este diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (fig. 12). Pe această diagramă sint figurate curbele care definesc indicele serial Rittmann $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2/\text{SiO}_2 - 43$ și proiecția rocilor banatitice din Vlădeasa. Se poate observa că majoritatea punctelor se plasează între curbele 2 și 3 ale seriei calco-alcaline. Cîteva puncte se găsesc în domeniul puternic calcic, deasupra curbei 1. Curbele figurate permit trasarea unei curbe reprezentative pentru rocile Vlădesei, aproape paralelă curbei 2. Referindu-ne la curbele trasate de Rittmann (1957) și Kunio (1968) majoritatea punctelor cad între cele două curbe ce reprezintă seria bazaltelor aluminoase limitate deasupra de seria bazaltelor alcaline și dedesubt de seria tholeitelor. În aceeași diagramă linia groasă (G—G) reprezintă delimitarea seriilor alcalină de cea calco-alcalină după Gorschko (1969) iar celealte linii marcate cu inițiale reprezintă serii de roci vulcanice din diferite regiuni ale globului, trasate de același autor. Se poate observa poziția curbei ce corespunde banatitelor masivului Vlădeasa (V—V) aproape paralelă cu aceea a regiunilor High Cascade și Lassen Peak; ea se suprapune pe domeniul andezitelor și riolitelor din Peru și Chile (Pichler, Zell, 1969). Se poate remarcă astfel o bună corelare între roci cu caractere chimice asemănătoare ce au evoluat în condiții geotectonice similare, respectiv în zone orogene tinere.

Concluzii interesante se desprind din examinarea repartiției punctelor reprezentative pentru rocile din Vlădeasa pe diagramele SiO_2/τ (Gottini, 1968) (fig. 13), în care $\tau = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ și mai ales pe

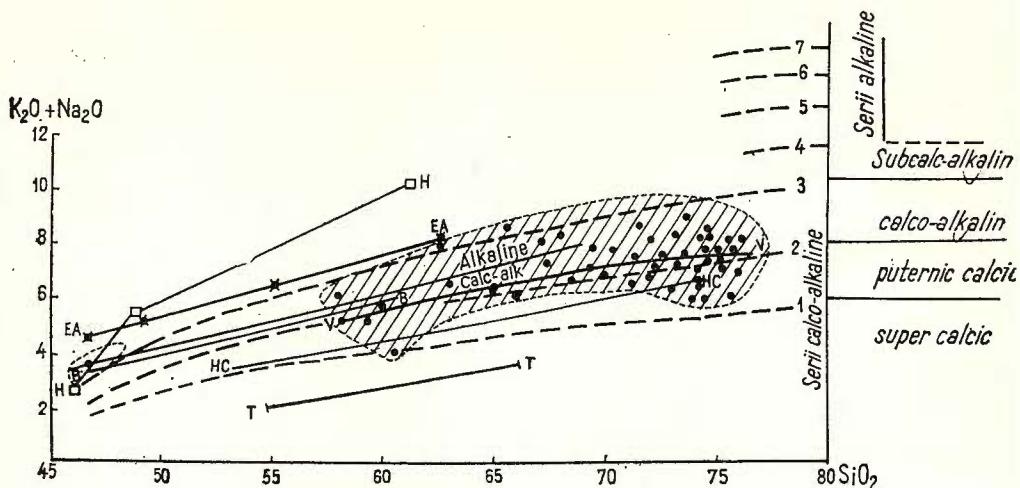


Fig. 12. — Diagramma $K_2O + Na_2O/SiO_2$ — indicele serial Rittmann.
 V—V, curba reprezentativă pentru rocile din Vlădeasa ; G—G, linia de demarcație a seriilor alcaline de cele calco-alcaline după Gorshkov (1969) ; H—H, Hawaii ; EA, Asia estică ; B, Arh. Bogoslof ; HC, High Cascade ; T, Arh. Tonga.
 $K_2O + Na_2O/SiO_2$ diagram—Rittmann's serial index.
 V—V, Vlădeasa rocks curves ; G—G, demarcation line of the alkaline and chalco-alkaline series according to Gorshkov (1969) ; H—H, Hawaii ; EA, East Asia ; B, Arch. Bogoslof ; HC, High Cascade ; T, Arch. Tonga.

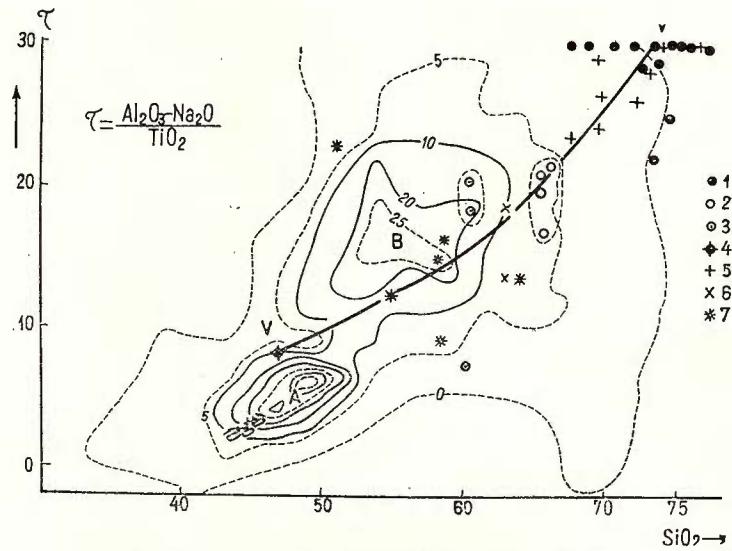


Fig. 13. — Diagramma τ /SiO_2 (Gottini, 1970).
 V—V, curba rocilor banatitice din Vlădeasa : 1, riolite ; 2, dacite ; 3, andezite ; 4, bazalte cuarțifere ; 5, granite ; 6, granodiorite ; 7, diorite cuarțifere și tonalite.
 τ/SiO_2 diagram (Gottini, 1970).
 V—V, Vlădeasa banatitic rocks curve ; 1, rhyolites ; 2, dacites ; 3, andesites ; 4, quartz-basalts ; 5, granites ; 6, granodiorites ; 7, quartz diorites and tonalites.

diagrama $\log \tau / \log \sigma$ (fig. 14) (Gottini - Rittmann, 1970). Aceste diagrame permit deosebirea magmelor ce derivă din mantaua superioară (bazalte-alcaline, tholeiite) emise din vulcanii situați în zone cratonice, de magmele de origine sialică, anatectice, formate în zonele orogene.

Precum se observă din figura 13 există două maxime clar delimitate rezultate prin trasarea unor curbe de izofreevență ce corespund la două

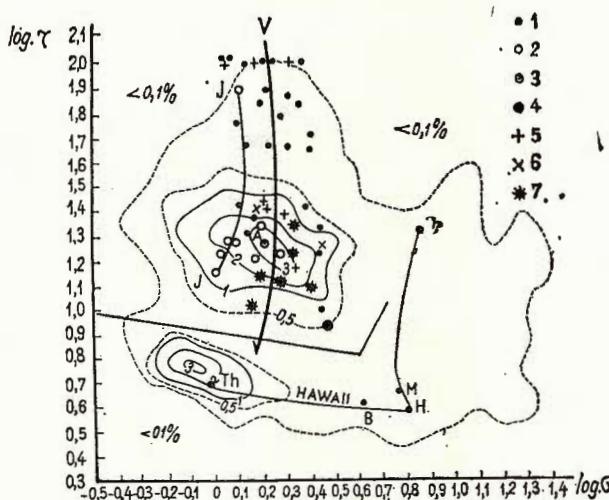


Fig. 14. — Diagrama $\log \tau / \log \sigma$ (Gottini-Rittmann, 1970).
V—V, curba rocilor din Vlădeasa este aproape paralelă cu J—J, curba vulcanitelor japoneze. Proiecția diferitelor roci se realizează în spațiul ce caracterizează domeniile orogene.

$\log \tau / \log \sigma$ (Gottini-Rittmann, 1970).

V—V, the curve of the Vlădeasa rocks is almost parallel with J—J, the curve of Japanese volcanites. The projection of different rocks is carried out within the space which characterizes the rocks originating in the orogene domains.

serii principale de roci. Toate punctele corespunzătoare rocilor din masivul Vlădeasa se plasează evident în cîmpul B ce corespunde magmelor sialice, numai punctul corespunzător bazaltului euarțifer se situează în spațiul dintre cîmpul A și B. În partea de sus a diagramei la valoarea $\tau = 30$ se găsesc însiruite punctele corespunzătoare probelor care au raportul $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2 > 30$.

În schimb pe diagrama $\log \tau / \log \sigma$ (fig. 14) în care $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$ este indicele serial Rittmann, toate probele, cu o singură excepție se plasează deasupra liniei de demarcare în cîmpul corespunzător magmelor sialice.

Se evidențiază astfel și prin aceste noi diagrame că magmele care stau la originea banătitelor provin prin anatexia crustei sialice, prin procese ce se desfășoară în zonele orogenice.

V. Distribuția elementelor minore

Pentru o caracterizare completă din punct de vedere geochemical a principalelor roci banătice din masivul Vlădeasa au fost determinate prin spectrografie de emisie următoarele elemente minore: Ba, Sr, Pb, Sn, Be, Zr, Cu, Co, Ni, Li, Sc, V, Cr, Ga pentru 26 de probe ce corespund

TABELA

Conținuturile de elemente minore în

| Cationi | Riolite | | | | | | | | | | | |
|------------------|---------|------|------|------|------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Ba ²⁺ | 1110 | 1250 | 1300 | 1500 | 1200 | 550 | 1700 | 1250 | 920 | 750 | 880 | 190 |
| Pb ²⁺ | 24 | 31 | 24 | 42 | 28 | 25 | 24 | 45 | 31 | 26 | 31 | 9,5 |
| Sr ²⁺ | 60 | 95 | 66 | 140 | 60 | 18 | 95 | 55 | 68 | 36 | 48 | 10 |
| Zr ⁴⁺ | 120 | 150 | 140 | 165 | 150 | 170 | 290 | 145 | 115 | 150 | 120 | 220 |
| Sn ⁴⁺ | 4 | 5 | 3 | 2,5 | 3 | 4,5 | 3 | 3 | 4 | 2,5 | 3 | 3 |
| Cu ²⁺ | 14 | 12 | 20 | 11 | 6 | 10 | 11 | 6 | 15 | 17 | 4 | 17 |
| Co ²⁺ | — | 6,5 | — | — | 2 | 2,5 | 7 | — | — | 2 | 2,5 | 6,5 |
| Ni ²⁺ | 2 | 2 | 2 | 2 | 2,5 | 4 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Li ⁺ | 23 | 43 | 50 | 55 | 45 | 65 | 37 | 32 | 60 | 43 | 35 | 640 |
| Sc ³⁺ | 11 | 10 | 11 | 9 | 13 | 10 | 8 | 5 | 5 | 5 | 5 | 9 |
| V ³⁺ | 2 | 5,5 | 2 | 7 | 3 | 10 | 7 | 5 | 2 | 7 | 5 | 4,5 |
| Cr ³⁺ | 1 | 3 | 1 | 1,5 | 2 | 7 | 5 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 |
| Ga ³⁺ | 19 | 20 | 19 | 15 | 22 | 21 | 17 | 17 | 19 | 17 | 18 | 12 |
| Be ²⁺ | 2,7 | 3,2 | 3,1 | 3 | 2,8 | 2,6 | 3,2 | 2,8 | 3 | 2,4 | 3,7 | 1,9 |

* Analizele au fost efectuate în laboratorul I.G.G. Analist: Irina Bratosin.

atât rocilor vulcanice cit și celor plutonice sau hipabisice. Cum este și firesc, majoritatea determinărilor (19 probe) s-au făcut pe tipurile de roci vulcanice, care au cea mai mare răspândire în regiune și prezintă mai mari variații mineralogo-petrografice și structural-texturale.

Un număr mai mic de analize s-au făcut pe rocile intrusive deoarece ele reprezintă cantitativ corpuri de roci de dimensiuni mici. Atât la rocile vulcanice cit și la cele plutonice s-au analizat tipurile petrografice principale despre care existau și informații privind conținutul în elemente majore, astfel că în prezent pot fi făcute unele aprecieri privind distribuția elementelor minore în tipurile de roci analizate precum și o comparație între rocile vulcanice și cele plutonice.



Pînă în prezent date publicate asupra distribuției elementelor minore în roci banatitice se găsesc numai asupra corpului de la Săvîrșin (Savu et al., 1967) astfel, că deocamdată nu se pot face comparații decît cu aceste roci. Pentru a putea trage unele concluzii din datele pe care le avem, am recurs la compararea acestora cu datele existente pentru vulcanitele terțiare din țară pentru care există mai multe informații și argumente referitoare la geneză, precum și cu cele existente asupra rocilor din alte regiuni de pe glob, selectind acele informații care se referă la serii de roci situate în condiții tectono-magmatice similare, respectiv serii de roci calco-alcaline.

LUL 6

*rocile vulcanice din Vlădeasa **

| media | Dacite | | | Dacite | Andezite | | Bazalte cuartifere |
|-------|----------|-------------|-------------|--------|----------------|-------|--------------------|
| | Sălătruc | Pîriul Soci | Pîriul Lesu | media | Bohodei-Plopiș | media | Bălințel |
| 1128 | 340 | 570 | 550 | 486 | 570–580 | 575 | 255 |
| 30 | 20 | 20 | 19 | 20 | 20–20 | 20 | 10 |
| 67 | 700 | 330 | 350 | 460 | 190–390 | 290 | 360 |
| 155 | 190 | 170 | 160 | 173 | 190–180 | 185 | 230 |
| 3,4 | 3 | 2,5 | 2,5 | 2,6 | 2,5–2,5 | 2,5 | 3,5 |
| 12 | 15 | 16 | 23 | 18 | 10–25 | 17 | 21 |
| 1,83 | 13 | 9 | 10,5 | 11 | 6,5–13 | 10 | 20 |
| 2 | 11 | 7,5 | 9 | 9 | 4,5–7 | 6 | 6 |
| 44 | 105 | 30 | 55 | 63 | 32–68 | 50 | 105 |
| 8 | 10 | 8,5 | 12 | 10 | 9–13 | 11 | 20 |
| 5 | 40 | 32 | 49 | 40 | 30–50 | 40 | 80 |
| 2 | 15 | 14 | 13 | 14 | 5–22 | 13,5 | 1 |
| 18 | 20 | 19 | 19 | 19 | 19–19 | 19 | 21 |
| 2,8 | 2 | 2 | 1,6 | 1,9 | 2,4–2,2 | 2,3 | 2,3 |

Datele privitoare la conținuturile de elemente minore din rocile banatitice ale masivului Vlădeasa sunt prezentate sub formă de tabele după modelul propus de Taylor (1965, 1969). Elementele au fost tabelate în funcție de principalele caracteristici geochemice : dimensiunea razei ionice, valența cationilor și tipul de legătură.

În tabelele 6 și 7 elementele sunt grupate în ordinea : a) cationi mari (tip K) Ba, Sr, Pb ; b) cationi mari cu sarcină mare (tip Zr) Sn, Zr ; c) elementele feromagneziene Cu, Co, Ni, Li, Sc, V, Cr, Ga.

Tabelul 6 prezintă conținuturile (ppm) celor 14 elemente analizate, din riolite, dacite, andezite și bazalte, iar în tabelul 7 elementele minore

TABELUL 7
Conținuturile de elemente minore în rocile plutonice

| Cationi | Vlădeasa | | | | Săvîrsin | | | |
|------------------|----------|---------------|----------|-----------|----------|---------------|-----------|---------|
| | Granite | Grano-diorite | Tonalite | Q-diorite | Granite | Grano-diorite | Diorite Q | Diorite |
| Ba ²⁺ | 570–720 | 3200 | 870 | 1400–640 | 200–1020 | 510 | 375 | 240 |
| Pb ²⁺ | 10–28 | 14 | 18 | 15–20 | — | — | — | — |
| Sr ²⁺ | 180–270 | 620 | 520 | 670–700 | 240–1000 | 554 | 650 | 754 |
| Zr ⁴⁺ | 170–220 | 740 | 210 | 780–380 | 60–161 | 89 | 213 | 65 |
| Sn ⁴⁺ | 2,5–16 | 3,5 | 3,5 | 3–3,5 | — | — | — | — |
| Cu ²⁺ | 7,5–11 | 16 | 42 | 27–44 | — | — | — | — |
| Co ²⁺ | — | — | 21 | 20–18 | — | — | 17 | 18 |
| Ni ²⁺ | 3–4 | 3 | 16 | 12–6,5 | — | — | — | 30 |
| Li ⁺ | 43–85 | 50 | 55 | 50–65 | 0–5 | 2 | 2 | — |
| Sc ³⁺ | 5–8 | 10 | 17 | 13–19 | — | — | — | — |
| V ³⁺ | 12–14 | 17 | 78 | 46–85 | 3–54 | 61 | 154 | 257 |
| Cr ³⁺ | 1,5–2 | 1,5 | 36 | 10–20 | — | — | — | — |
| Ga ³⁺ | 18–23 | 25 | 22 | 27–25 | 10–18,5 | 12,5 | 17 | 14 |
| Be ²⁺ | 2,5–2,6 | 2 | 1,9 | 1,5–1,4 | — | — | — | — |

ale rocilor plutonice : granite-adamellite, granodiorite, tonalite și diorite cuarțifere.

Pentru a pune în evidență distribuția elementelor minore în tipurile de roci analizate precum și corelarea cu elementele majore cu care se asociază geochemical, s-au construit diagramele de variație în funcție de indicele Nockolds-Allen ($1/3 \text{ Si} + \text{K}$) – ($\text{Ca} + \text{Mg}$).

Variația conținuturilor elementelor minore în rocile banatitice din Vlădeasa

Cationi mari : Bariu în rocile vulcanice variază similar cu K (fig. 15) prezentând creșteri spre termenii acizi, paralel cu mărirea conținutului de feldspat ortoclaz și biotit. Astfel, de la 225 ppm în rocile bazice, Ba ajunge la 1700 ppm în riolite. Având în vedere succesiunea de punere în loc a vulcanitelor din Vlădeasa, de la roci mai bazice spre roci tot mai acide, Ba are o tendință de concentrare în stadiile tîrzii ale evoluției magmei banatitice.

În rocile plutonice termenii mai bazici prezintă valori mai ridicate de Ba decît rocile vulcanice cu indice Nockolds-Allen apropiat. Conținutul maxim apare în granodiorit (3200 ppm). Subliniem conținuturile de Ba mai mari în riolitele din Vlădeasa față de cele cunoscute în literatură pentru roci similare din Noua Zeelandă, Kamciatca, Kurile (T a y l o r, 1969). În celelalte roci conținuturile de Ba sunt comparabile.



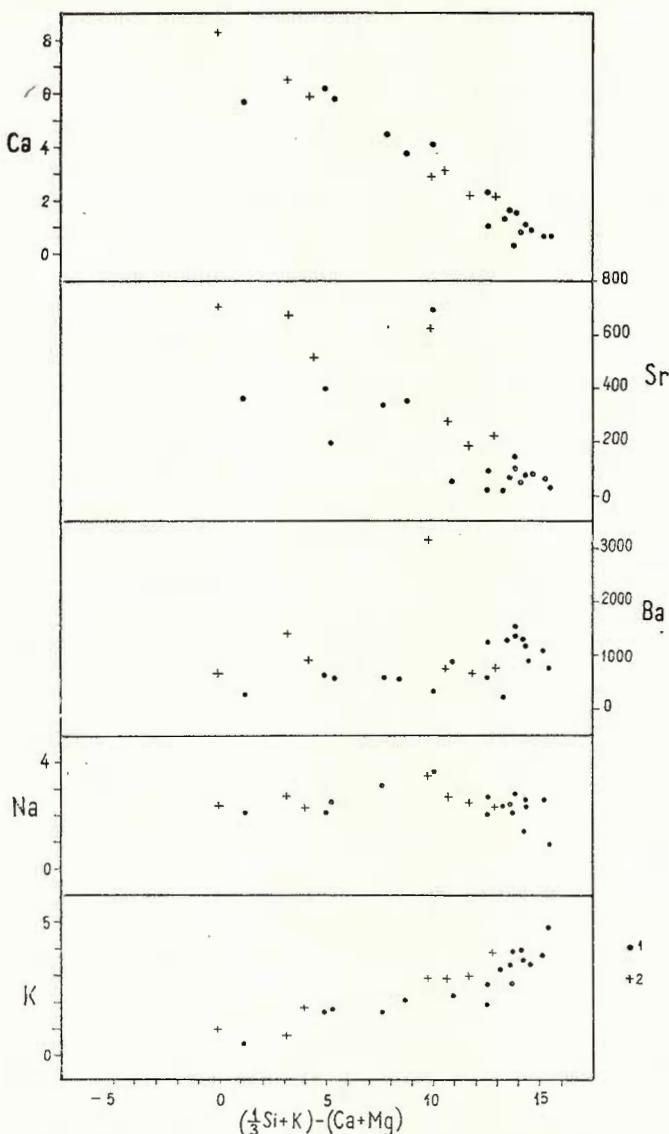


Fig. 15. — Diagrama de variație a K, Na, Ba, Sr, Ca din rocile banatitice din Vlădeasa.
1, roci vulcanice ; 2, roci plutonice.

Variation diagram of K, Na, Ba, Sr, Ca from the Vlădeasa banatitic rocks.
1, volcanic rocks ; 2, plutonic rocks.

P l u m b u l variază în limite restrinse: 9,5–45 ppm în rocile vulcanice și 10–28 ppm în cele plutonice. Nu se observă deosebiri legate de tipul de rocă.

S t r o n t i u l arată în general conținuturi ridicate în termenii mai bazici (în concordanță cu cantitatea mare de Ca și implicit plagioclaz calcic a acestora), conținuturi ce scad spre rocile acide (fig. 15). În cazul rocilor vulcanice punctele de proiecție sunt mai împărățiate. Rocile riolitice au cele mai mici conținuturi de Sr, în general sub 100 ppm, restul de roci încadrindu-se în intervalul de 180–700 ppm.

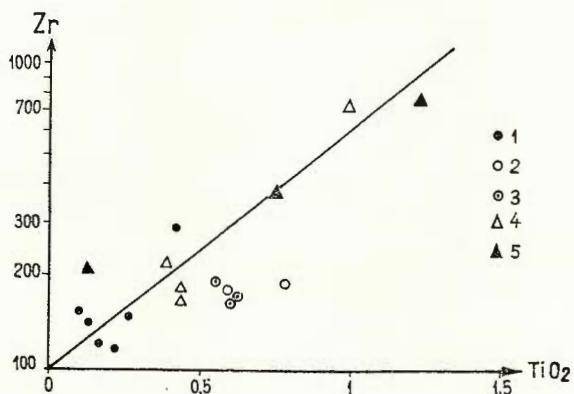


Fig. 16. — Corelația $Zr-TiO_2$.
1, riolite; 2, dacite; 3, andezite; 4, roci granitice; 5, diorite cuarțifere și tonalite.

$Zr-TiO_2$ correlation.
1, rhyolites; 2, dacites; 3, andesites; 4, granitic rocks;
5, quartz diorites and tonalites.

Cationii mari cu sarcini mari :

S t a n i u l are limite de variație restrinse (2,5–5 ppm pentru rocile vulcanice și 2,5–3,5 ppm pentru rocile plutonice) și nu are vreo semnificație geochemicală deosebită.

Z i r c o n u l tinde să se concentreze în termenii mai bazici ai rocilor studiate, creșterea fiind substanțială în rocile plutonice (granodiorit, diorit). Pentru a pune în evidență comportarea sa, s-a construit diagrama $Zr-TiO_2$ (fig. 16). Între aceste două elemente se remarcă în general o corelație pozitivă. Sub dreapta de corelație se situează conținuturile dacitelor și andezitelor.

Prezența Zr în conținuturi mai ridicate în rocile plutonice (740 ppm în granodiorit și 780 ppm în unul din diorite) concordă cu prezența frecventă a zirconului identificat microscopic ca mineral accesoriu în aceste roci. Se remarcă valori mai mari de Zr în rocile Vlădesei față de cele din masivul Săvîrșin.

Elementele feromagneziene : Sc, Ni, Co⁵, Cr, V urmăresc în general sensul de variație al elementelor majore Fe și Mg, cu care se asociază geochemical, având conținuturi ceva mai ridicate în termenii mai bazici atât în rocile vulcanice cât și în cele plutonice (fig. 17).

Chiar rocile dyke-ului de bazalt cuarțifer (melaandezit cuarțifer) din zona pîriului Stingu-Bălințel arată conținuturi mici de elemente feromagneziene.

Bazaltele spilitate din valea Peșterii-Meziad din cadrul pînzei de Codru arată conținuturi sensibili mai mari de : Co = 35 ; Ni = 93 ; Cr = 160 și Cu = 73 ppm față de rocile banatitice. De altfel, conținuturile în aceste elemente din bazaltele respective sunt foarte asemănătoare celor date de P r i n z (1967) pentru bazaltele tipice. Aceste date, corelate și cu conținuturile în alte elemente minore și majore, subliniază originea deosebită a acestor roci față de rocile banatitice. Situate în baza pînzei de Codru, bazaltele spilitate trebuie afiliate ofiolitelor mezozoice, bine cunoscute în geosinclinalul Mureșului și în munții Codru-Moma.

Pentru rocile efuzive din Vlădeasa raportul Ni/Co are întotdeauna valori cuprinse între 0,6—0,8, iar pentru rocile plutonice cca 0,6.

Deși conținuturile de Co pot fi uneori comparabile, Ni din rocile banatitice ale Vlădesei are întotdeauna valori inferioare față de rocile similare din masivul Gutii (L a n g, 1974), Munții Metaliferi, Racoș (P e l t z et al., 1972). De asemenea conținuturile în Ni sunt mult mai mici decât în cazul vulcanitelor calco-alcaline din regiuni geotectonice similare : Japonia, Kamciatka, Alaska, Lassen Peak, Anzi (T a y l o r, 1969 ; Siegers et al., 1969 ; M a r k h i n i n și S a p o j n i c o v a, 1962).

Conținuturile de Ni diferă destul de mult și de valorile medii ale conținuturilor nivelelor superioare ale crustei terestre continentale și ale unor roci sedimentare prezентate în tabelul 8 după W e d e p o h l (1968).

TABELUL 8

| | Li | Be | Sr | Zr | Ba | V | Cr | Co | Ni | Ga |
|--|----|----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|----|
| roci magmatische (crusta terestră continentală) | 30 | 2 | 290 | 160 | 590 | 95 | 70 | 12 | 44 | 17 |
| graywache | 51 | — | 200 | 450 | 380 | 67 | 50 | 20 | 40 | 14 |
| argile | 60 | 3 | 300 | 160 | 580 | 130 | 90 | 19 | 68 | 19 |

S-au mai construit o serie de diagrame care ilustrează comportarea unor perechi de elemente feromagneziene.

Diagrama Cr—Ni (fig. 18) indică o corelație pozitivă între aceste elemente. Indiferent de tipul de rocă, raportul Cr/Ni se situează între 1—3 cu excepția granitelor, granodioritelor și a două riolite care au valorile cuprinse între 1—1/2.

Diagrama Ni—V (fig. 19) ilustrează de asemenea o corelație pozitivă a acestor elemente. Rocile riolitice se situează majoritatea în jurul diagonalei.

⁵ Din tabel lipsesc unele valori de Co, datorită impurificării probelor cu acest element în timpul pregătirii lor.

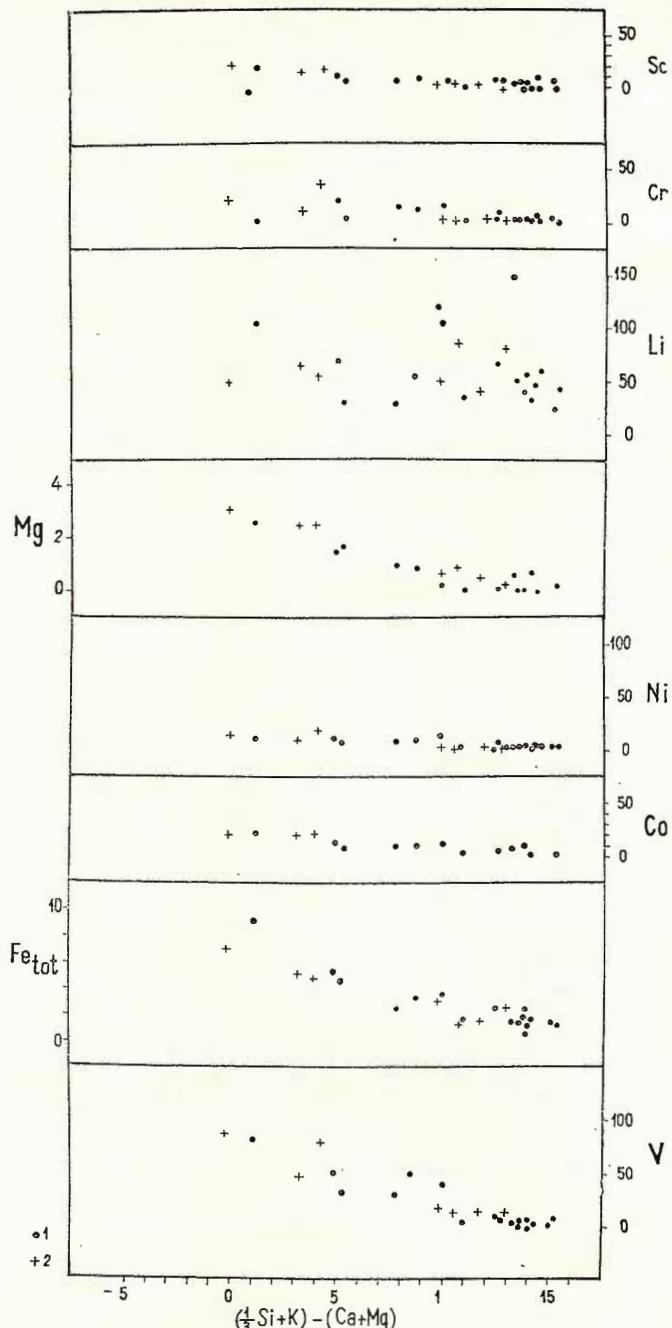


Fig. 17. — Diagrama de variație a Mg, Fe_{tot}, V, Co, Ni, Li, Cr, Sc.
Variation diagram of Mg, Fe_{tot}, V, Co, Ni, Li, Cr, Sc.

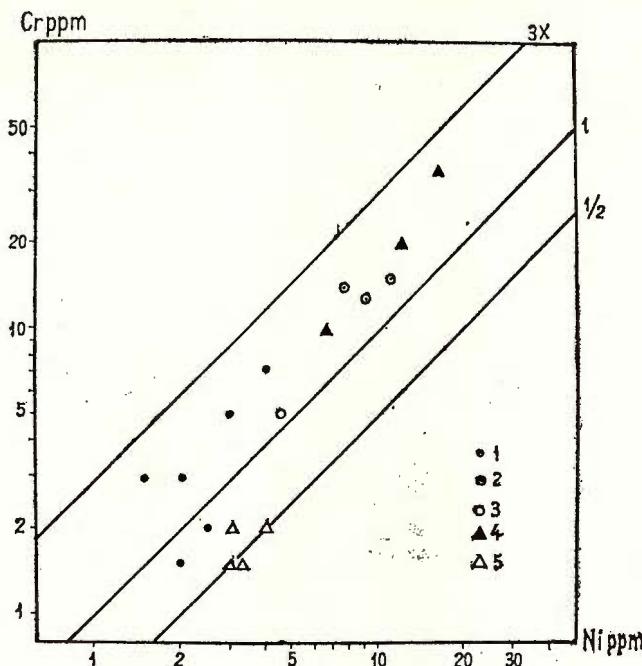


Fig. 18. — Corelația Cr-Ni.
Cr-Ni correlation.

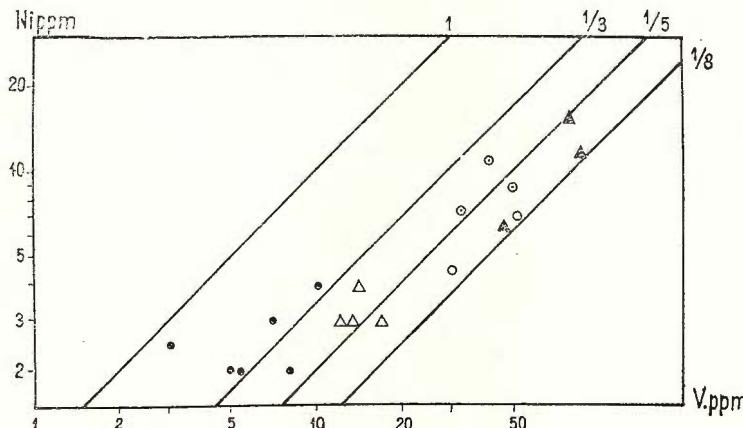


Fig. 19. — Corelația Ni-V.
Ni—V correlation.

lei indicind raportul $Ni/V = 1/3$. Granitele, granodioritul cu conținuturi asemănătoare sau puțin mai ridicate decât unele riolite au raportul Ni/V între $1/3 - 1/5$. Dacitele, andezitele și dioritele cu conținuturile cele mai ridicate se situează după valoarea raportului Ni/V între $1/3 - 1/8$ majoritatea plasându-se între $1/5 - 1/8$.

Diagrama Cr—V (fig. 20) indică pentru toate riolitele o valoare a raportului $Cr/V = 1/1,7$, iar pentru granite și granodiorit aproximativ $1/10$. Pentru dacite, andezite (cu excepția unei probe) și diorite, punctele de proiecție se grupează în jurul diagonalei indicind pentru raportul Cr/V valoarea $1/3$.

În diagrama V—Sc (fig. 21) se observă corelația pozitivă a acestor două elemente în toate rocile studiate, cu excepția riolitelor cu conținuturi scăzute de V și Sc care formează un cîmp separat la o valoare a raportului $V/Sc < 1$. În granite-granodiorite raportul V/Sc crește la 2 iar dacitele, andezitele, dioritele prezintă un raport cuprins între 3—5.

Cuprul ca și Pb variază în limite restrînse 4—25 ppm în rocile vulcanice și 7,5—44 ppm în cele plutonice și nu are vreo tendință clară de concentrare într-unul din petrotipurile studiate.

Litiul arată conținuturi medii frecevent peste 50 ppm. Aceste valori sunt cu mult superioare datelor de care dispunem atât din țară cît și din alte părți de pe glob, de ex.: 35 ppm Noua Zeelandă (Taylo, White, 1966); 10 ppm reg. circumpacifică (Taylor, 1969); 25,6—Munții Metaliferi; 6 ppm Racoș (Peltz et al., 1972); 1—3 Săvîrșin (Savu et al., 1967). Cercetările viitoare vor trebui să ateste sau să infirme dacă aceste conținuturi ridicate în Li reprezintă o particularitate a rocilor din Vlădeasa sau se regăsesc și în alte roci banatitice.

Mai menționăm că riolitul alterat hidrotermal de la confluența văii Iadului cu valea Gugii arată un conținut cu totul anormal, de 640 ppm Li (valoare ce nu a fost inclusă la calculul mediei). De altfel pe lîngă acest conținut neașteptat de ridicat această probă arată conținuturi mult diminuate pentru unele elemente în special pentru cationii mari. Astfel Ba arată valori de 190 ppm față de 550—1700 interval de variație pentru restul rocilor riolitice, Sr are un conținut de 10 ppm față de 18—140 ppm iar Pb=9,5 în contrast cu valorile cuprinse între 24—45 ppm. Conținuturi diminuate dar mai puțin frapante arată și Ga, Be, Zr. Aceste valori se datorează unui puternic proces de levigare a cationilor mari și îmbogățire anormală în Li datorită proceselor hidrotermale cu temperatură ridicată (hipotermale) ce s-au desfășurat mai intens în zona respectivă.

Aluminiul urmărește sensul de variație al Al element cu care se asociază din punct de vedere geochimic (fig. 22). De remarcat o ușoară tendință de creștere a conținuturilor acestor elemente în rocile plutonice, în special în termenii mai bazici (diorite).

Beriliul în cazul de față nu are o semnificație geochimică deosebită. Prezintă conținuturi reduse 1,6—3,2 ppm în rocile vulcanice și 1,4—2,6 ppm în cele plutonice.

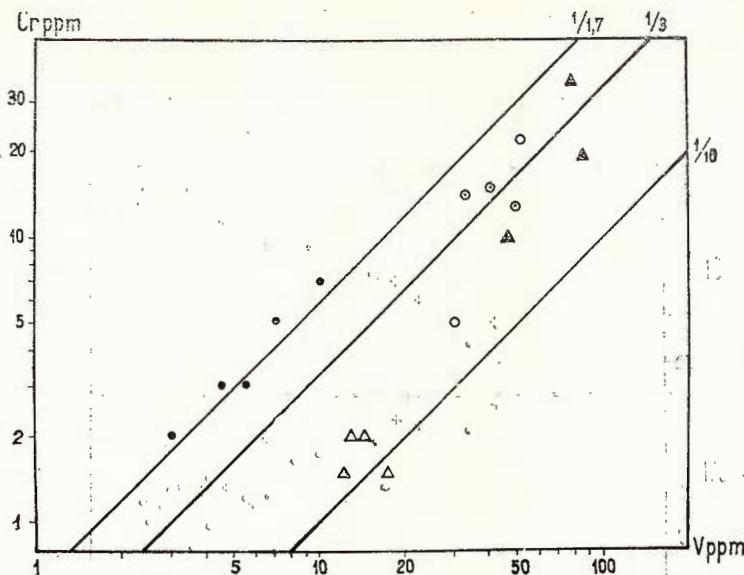


Fig. 20. — Corelația Cr—V.
Cr—V correlation.

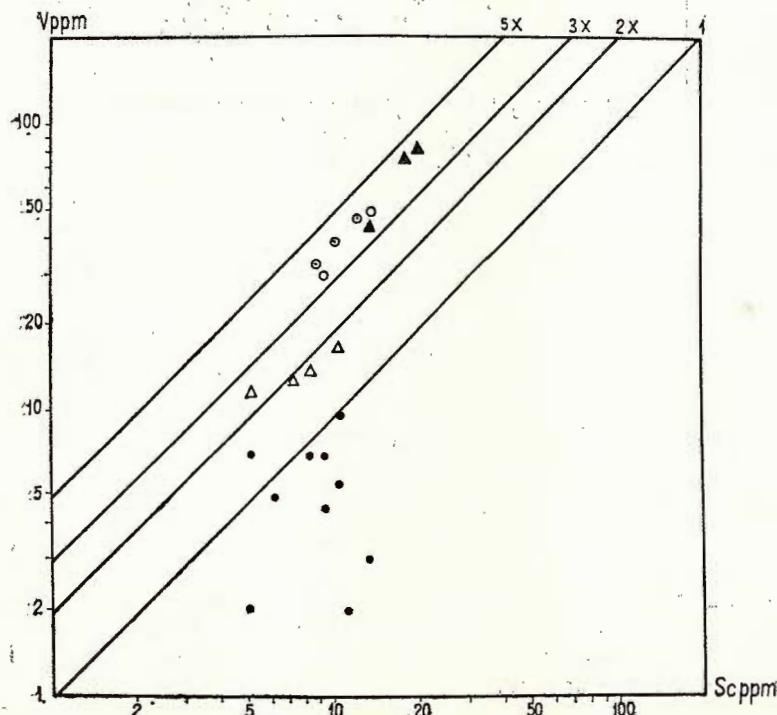


Fig. 21. — Corelația V—Sc.
V—Sc correlation.

V, Cr și Ga în rocile banatitice arată o creștere treptată către rocile mai bazice, cum este și de așteptat, întrucât sunt elemente tipic femafile. Valorile pentru rocile andezitice și bazaltice sunt mult inferioare acelora prezentate de alți autori pentru regiunile circumpacifice (Japonia, Alaska,

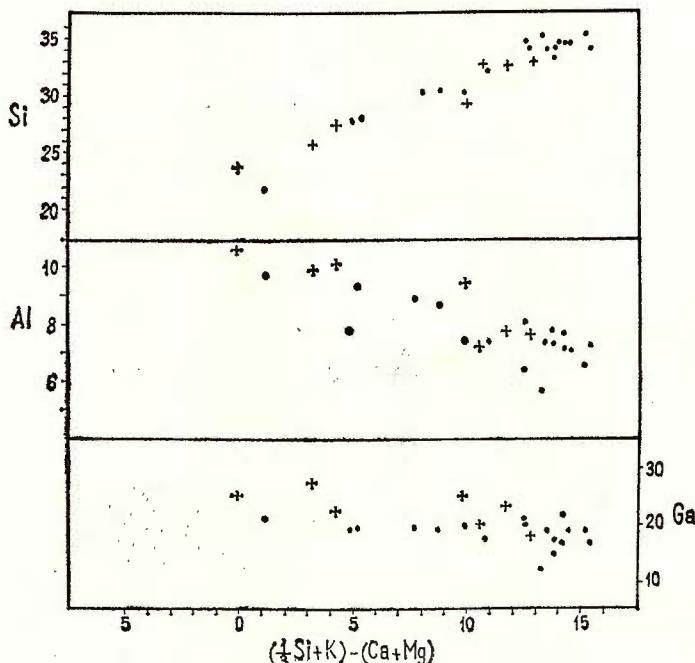


Fig. 22. — Diagrama de variație a Si, Al, Ga.
Variation diagram of Si, Al, Ga.

Lassen Peak, Kamciatca) și față de rocile similare din Munții Metaliferi, Gutii sau de la Racoș (Peltz et al., 1972; Lang, 1974). Rocile intrusive din Vlădeasa, spre deosebire de cele de la Săvîrșin, au valori mult mai mici pentru V și Cr și ceva mai mari pentru Ga.

Subliniem că valorile cantitative ale elementelor feromagneziene luate în discuție, pentru rocile riolitice din Vlădeasa sunt diferite de celelalte roci dar destul de apropiate de acelea prezentate pentru roci similare din cordiliera andină (Siegers et al., 1968), din Noua Zeelandă (Taylor, 1969), Kamciatka și Insulele Kurile (Markhin și Sapojnikov, 1968) zone în care se admite geneza magmelor riolitice prin procese anatectice.

În același timp concentrațiile mai mari de Ba, Pb și Li alături de K în rocile riolitice-granitice atestă tendința acestor elemente cu caracter predominant litofil de a se concentra în roci provenite printr-o diferențiere avansată a magmei originale.

Cele două roci bazice, bazaltul spilitizat mezozoic și bazaltul cuartifer din seria rocilor banatitice arată conținuturi diferite între ele în special la Ni și Cr. Bazaltul spilitizat mezozoic diferă și de restul rocilor banatitice. Bazaltul cuartifer are conținuturi comparabile cu celelalte roci banatitice fapt care alături de alte observații atestă proveniența dintr-o magmă comună.

Asemănările de compoziție atât în privința elementelor minore cât și a celor majore demonstrează că toate rocile banatitice au aceeași origine. Diferențele constatate se datorează proceselor de diferențiere ce s-au manifestat în tot cursul evoluției magmelor banatitice pînă la consolidarea lor.

Din fondul comun de magmă banatitică, calco-alcalină ce s-a consolidat în condiții tectonice și de adîncime diferite s-au format dacitele, andezitele și echivalentele lor plutonice iar din diferențiatele acide au derivat riolitele ignimbritice și rocile granitice. Totalitatea acestor roci, cu numeroase trăsături comune ce demonstrează co-magmatismul lor, constituie complexul vulcano-plutonic al Vlădesei.

SUGESTII PENTRU ORIGINEA MAGMELOR BANATITICE

Pozitia banatitelor în cadrul tectono-structural carpatic și principalele caractere petrologice ale lor au fost precizate de mai mult timp (Codarcă, 1931; Giuşcă, 1950; Giuşcă et al., 1966; Cioflică, 1967).

Studiind masivul eruptiv al Vlădesei, Giuşcă (1950) a subliniat originea litogenă a magmei banatitice și rolul proceselor de diferențiere în constituirea cortegiului de roei variate precum și consanguinitatea și caracterul calco-alcalin al banatitelor.

Principalele caractere geochimice prezентate în capitolele anterioare demonstrează apartenența rocilor din masivul Vlădeasa la asociația de roci calco-alcaline caracteristice zonelor orogene situate la marginea continentelor.

Analiza caracterelor mineralogice-petrografice și chimice ale rocilor din Vlădeasa arată că există deosebiri între rocile riolitice care constituie cea mai mare parte a masivului și restul rocilor banatitice, mai bazice, care apar pe suprafețe mai restrînse. Se poate aprecia că riolitele formează o placă extinsă deasupra depozitelor sedimentare senoniene formate într-un bazin de mică adîncime și maschează infrastructura sedimentară mezozoică. Micile apofize de roci intrusive, granodiorite și diorite, ce străbat fundamentul sedimentar și placa de riolite trădează existența în adîncime a unui corp banatitic de dimensiuni mari.

Riolitele se caracterizează printr-o mare aciditate ($\text{SiO}_2 = 73,42\%$) și prin cantitatea mică de fenocristale — fiind prezente în totalitatea numai: cuarț, sanidină și oligoclaz (22–32% An). Mineralele melanocrate lipsesc aproape complet (indicele de culoare = 0,6–1%); numai rareori se întâlnește biotitul sub forma unor minusculi lamele contorsionate. Foarte caracteristice sunt intensele coroziuni și zdrobirile ale fenocristalelor leuco-



crate. Fondul rocilor riolitice îl constituie o masă criptocristalină felsitică sau hialină cu aceeași compoziție acidă (I. R. = 1,494–1,502, corespunzător la 73–74 % SiO₂). Lipsa totală sau foarte slabele fenomene hidrotermale legate de riolite ca și absența mineralelor primare hidratate indică proveniența dintr-o magmă destul de săracă în apă.

Conținutul inițial în H₂O al magmei a fost probabil mai mare decât arată rocile riolitice analizate (0,7–1 % H₂O, în medie), dar s-a consumat în cursul ascensiunii spre suprafață. Numai o parte fiind reținută în magma a provocat microvezicularea acesteia și apariția unor faze minerale caracteristice condițiilor pneumatolitice și hidrotermale: sericit, calcit, clorit, epidot, zeoliți.

O caracteristică generală a corpurilor de roci banatitice o constituie marea cantitate de anclave de roci de dimensiuni și proveniență foarte diferite. Deși uneori pot fi recunoscute texturi de roci sedimentare sau metamorfice ce se găsesc în fundamentul regiunii, alteori este imposibil de stabilit natura rocii inițiale din cauza intenselor transformări suferite.

Dispunerea anclavelor de regulă la periferia corpurilor intrusive și frecvențele neomogenități chimice și texturale la nivelele mai profunde accesibile prin eroziune sau spre partea centrală a acestor corpuri sugerează topirea și asimilarea completă a rocilor anclavate. La această concluzie conduce și observația că frecvențe se întâlnesc mici anclave centimetrice sau microscopice cornificate constituite din: sillimanit-sanidin-plagioclaz-corindon-spinel, associație ce indică un grad de metamorfism foarte intens de temperatură ridicată și presiuni mici, la care încep procesele anatectice. Menționăm că frecvențe au fost întâlnite parageneze cu sillimanit și feldspat potasic rezultate prin înlocuirea asociației muscovit-cuarț devenite instabile în condițiile noi, de metamorfism intens, dar niciodată nu am identificat parageneze cu disten, jadeit sau almandin ca indicii pentru metamorfism de presiune înaltă.

Condițiile termo-barice de formare a magmelor acide riolitice și granitice au fost apreciate de numeroși autori, mai ales în urma unor cercetări experimentale, ca foarte apropiate sau identice cu începutul fuziunii parțiale, deci a anatexiei: 4–10 kb și cca 700°C (Boettcher și Wyllie (1968), Piwinski și Wyllie (1968), Winkler (1970), Fyfe (1970), Merrill et al. (1970), Keller (1970), Menger et al. (1973). Savu et al. (1966) folosind metoda termometrului de doi feldspati propusă de Barth (1962) estimează pentru granitele banatitice de la Săvîrșin o temperatură de cca 700°C.

Khitarov et al. (1969), Petrov (1972) au subliniat rolul important al apei și au estimat condițiile de formare a magmei granitice de la 600–650°C și 4–6 kb, deci la adâncimi de 12–20 km în scoarță. Acești autori arată că la adâncimi mai mari rolul apei se schimbă calitativ, temperatura topirii silicatilor în prezența apei crescând cu creșterea presiunii. Winkler (1970) arată că un criteriu petrografic de recunoaștere a condițiilor de intens metamorfism și apropierea de condițiile necesare anatexiei este dispariția muscovitului asociat cu cuartul, faze minerale care

cedează locul asociației feldspat potasic + Al_2SiO_5 . Au fost estimate condițiile termo-bazice de echilibru în relația : muscovit + cuarț = feldspat + Al_2SiO_5 astfel : la 1 kb $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — $t = 580^\circ\text{C}$; la 2 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 620^\circ\text{C}$; la 3 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 650^\circ\text{C}$; la 4 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 680^\circ\text{C}$; la 5 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 725^\circ\text{C}$. Ultima valoare reprezintă temperatura maximă la care muscovitul poate fi stabil în prezența cuarțului. Figura 23 (după Winkler, 1970) arată că la

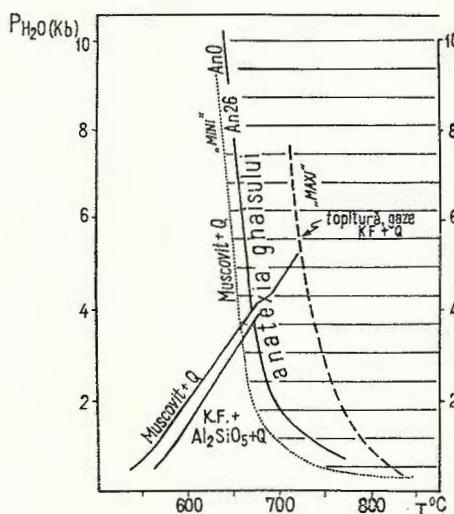


Fig. 23. — Diagrama P/T pentru domeniul de metamorfism foarte intenș (high-stage), după Winkler (1970).

P/T diagram for high-stage metamorphism domain according to Winkler (1970).

5 kb $P_{\text{H}_2\text{O}}$ și 725°C curba echilibrului $\text{M} + \text{Q}/\text{K}$ Feld. + $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ intersectează curba desemnată ca „Maxi” ce reprezintă condițiile de temperatură și $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ale topiturii eutectice ($\text{Q} + \text{K}$ Feld.) de fapt începutul anatexiei gnaisului. În aceste condiții muscovitul dispare furnizind topitura componentelor feldspatice care împreună cu celelalte componente : cuarț, albă și ceva anortit, constituie topitura anatetică. Tot în figura 23 se poate observa că la $P_{\text{H}_2\text{O}}$ constantă, temperatura la care începe anatexia este cu atât mai joasă cu cât plagioclazul este mai acid (albitic). Curba „Mini” și „AnO” este valabilă cînd plagioclazul din gnais este albit pur. Curba trasată continuu reprezintă curba începutului fuziunii paragnaiselor în prezența K_2O , deoarece plagioclazul în acest caz are o compozitie — oligoclaz 26 % An. Această curbă este intersectată de curba stabilității superioare a muscovitului și cuarțului într-un punct corespunzător la 4 kb și $670 - 680^\circ\text{C}$, care este cel mai adesea limita maximă de stabilitate a muscovitului, în prezența cuarțului.

S-a arătat experimental că începutul fuziunii în gnaise granulite și cuarțite feldspatice se declanșează la contactul dintre cele trei faze minerale (cristalele de cuarț/cu feldspatii) sub forma unei pelicule. Procesul avansează mai repede cu cât materialul este mai fin cristalizat, cu mai multe discontinuități și conține mai multă apă (Mehnert et al., 1973).

Trebuie subliniat că formarea magmelor anatectice are loc în modul prezentat în măsura în care P_{H_2O} este mult mai mare decât presiunea litostatică; odată cu inversarea acestui raport datorită diminuării valorii P_{H_2O} se vor forma eclogite și granulite.

În afara datelor experimentale există și alte argumente ce confirmă manifestarea proceselor anatectice în scoarța terestră:

în regiunile continentale unde aflorează roci metamorfice intens metamorfozate există indicii că componentele granitice s-au separat și au migrat (Fyfe, 1973);

amfibolitele, charnockitele și granulitele constituie reziduul natural al fuziunii parțiale și se găsesc sub marile batolite după cum indică datele seismometrice (Batemann și Eaton, 1967; Wyllie, 1971);

fuziunea parțială explică formarea granulitelor și radioactivitatea lor foarte scăzută (Fyfe, 1972);

datele de termometrie obținute pe baza izotopilor de oxigen arată că temperatura metamorfismului celui mai intens ($700^{\circ}C$, zona cu sillimanit) se apropie mult de temperatura necesară proceselor anatectice (Epsilon și Taylor, 1967).

Se poate admite că și în acest sector al Carpaților, situat la marginea marii plăci continentale eurasiatice, s-au desfășurat procese de subducție, după cum s-a demonstrat în ultimii ani (Dewey, 1972; Szadecky-Kardoss, 1972; Miyashiro, 1973; Bleahu et al., 1973; Boecalenti et al., 1973; Rădulescu, Sandulescu, 1973; Rădulescu, 1973). Condițiile termo-barice pentru formarea magmei banatitice sunt determinate de subducția unei cruste de tip oceanic sub o placă continentală. Apa incorporată în crusta oceanică și în sedimentele acesteia, în amfiboli și alte minerale hidratate, ajungând în zone de presiune și temperatură ridicate, a migrat ascensional, în crusta continentală de deasupra planului Benioff. Aici, întlnind nivele de roci diferențiate metamorfic cu temperatură mai ridicată provoacă procese anatectice și apariția magmelor calco-alcaline (Rittmann, 1969; Mc Birney, 1970; Wyllie, 1971; Boettcher, 1973).

Considerăm că rocile banatitice variate, ce constituie complexul vulcano-plutonic al Vlădesei, derivă, toate, din materia crустei sialice supusă proceselor anatectice.

Compoziția mineralologică și chimică a rocilor riolitice din Vlădeasa corespunde destul de bine compoziției unor paragnaise a căror anatexie incipientă se realizează după curba continuă din figura 23. Se poate aprecia că variațiile de temperatură și presiune au fost foarte neînsemnante în procesul formării magmei riolitice dacă avem în vedere că roca nu conține decit cele trei minerale esențiale, cuarț, ortoclaz și oligoclaz (22–32%; 26% An medie) iar pasta are o compozиție similară. Riolitele derivă dintr-o magmă anatectică formată dintr-un prim moment odată ce au fost atinse condițiile fuziunii parțiale (4–10 kb; $680–700^{\circ}C$) a materialului crustei continentale sialice, material ce suferise o diferențiere metamorfică preanatectică.

Treptat, materia topită s-a separat, concentrindu-se ascensional sub forma unui nivel granitic anatectic, în timp ce fracția refractară, netopită, s-a concentrat gravitativ formând un nivel de compoziție mai bazică de tipul granulitelor sau charnockitelor (B e l o u s o v , 1966 ; F y f e , 1970).

Într-o fază ulterioară cînd au fost atinse temperaturi mai mari prin fuziunea materialului cu compoziție mai bazică au putut lua naștere magmele granodioritice, dioritice și andezitele. P i w i n s k i i și W y l l i e (1968) au arătat experimental că granodioritele și tonalitele încep să se topească la 705°C , feldspatul potasic dispărînd la 710°C , iar cuarțul la 735°C ; 55% din rocă se topește la temperaturi mai înalte, în jur de 900°C la o presiune de 2 kb. Întrucînt plagioclazii calcici și hornblendă, mineralele esențiale ale acestor roci, persistă în stare solidă pînă la această temperatură înseamnă fie că pentru geneza acestor magme sunt necesare temperaturi de cca 900°C (F y f e estimează temperaturi posibile de 1000°C la baza crustei continentale), fie că aceste magme constau dintr-un lichid granitic de tip eutectic conținind cristale în suspensie (plagioclazi, hornblendă sau piroxeni dacă există un deficit de apă). Cercetările au arătat că aceste minerale sunt stabile în echilibru cu faza granitică lichidă și că prin cristalizare acestea pot genera granodiorite și tonalite. Pentru formarea rocilor banatitice privind observațiile și aspectele structurale-texturale pledează pentru originea dintr-o topitură integrală.

Evoluția ulterioară a acestei magme pînă la punerea sa în loc și completa cristalizare poate explica variantele aspecte texturale atît de caracteristice pentru banatite : acumulările lentiliforme sau neregulate de cristale, adesea corodate, aspectele de lave heterogene rubanate sau clastolave ca și texturile în șlire — indicii ale unei diferențieri prin cristalizare fracționată și acumulare de cristale.

Odată cu ascensiunea magmei banatitice spre suprafață, contactul de lungă durată cu rocile carbonatice mezozoice a făcut posibilă apariția unor intense reacții termice și pirometasomatice ajungîndu-se uneori ca magma să dizolve și să asimileze complet calcarele, rezultînd roci alcaline de tipul monzonitelor și sienodioritelor. În aceste cazuri prin dizolvarea calcarelor sau dolomitelor, magma se imbogățește mult în CaO și MgO încit săt depășește condițiile de formare a hornblendei, apărînd în schimb un diopsid-augit iar prin înglobarea K₂O disponibil se formează ortoclaz cu aspect poikilitic. Roci alcaline de acest tip, noi am întîlnit la contactul corporurilor banatitice de la Budureasa și Valea Seacă — Bihor (I s t r a t e , M e d e s a n , 1974)⁶ și la Măgureaua Vaței în munții Drocea (S t e f a n , I s t r a t e , 1974)⁷.

Roci similare au fost descrise și în Banat la Bocșa Română, Ocaña de Fier, Ciclova (C o d a r c e a , 1931 ; C o n s t a n t i n o f , 1972)

⁶ G. Istrate, Alexandrina Medeșan. Studiul mineralologic și petrografic al corpului banatitic Valea Seacă (Bihor). 1974. Arh. I.G.G. București.

⁷ A. S t e f a n , G. Istrate. Studiul mineralologic și petrografic al rocilor banatitice dintre Vața și Ghelani (jud. Hunedoara). 1974. Arh. I.G.G. București.

dar au fost interpretate ca aspecte accidentale ale procesului de diferențiere (Giuşcă et al., 1966; Cioflica, 1967; Russo et al., 1973).

Observațiile reiese din studiul geochimic al banatitelor din Vlădeasa au arătat că există diferențe privind conținuturile în elemente majore și minore față de vulcanitele terțiare și cuaternare din țară care se admite că provin din crusta de tip oceanic subdusă sub placa continentală (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Rădulescu, 1973) ceea ce implică alt tip de magmă pentru banatite.

Se poate ca și la originea banatitelor, procese de subducție să fi jucat un rol important după cum au arătat Rădulescu și Săndulescu (1973), precum și împingerea spre NE a microcontinentului pannono-transilvan ar fi putut avea o influență (Szádeczky-Kardoss, 1972), incit banatitele s-au format prin fenomenele anatectice, eventual declanșate prin procesul de subducție.

Mai trebuie subliniat că în repartiția spațială a banatitelor de pe teritoriul țării noastre un rol important l-a jucat o probabilă fractură crustală sau un sistem de fracturi profunde puse în evidență și prin metode geofizice (Gavăt et al., 1963; Ciocirdeleanu et al., 1967). Aceste fracturi se continuă spre sud în Iugoslavia, cu fracturile Knjazevec-Pirot și Ozren-Trön. Ele au direcție aproape N-S și sint paralele cu fractura ce a favorizat ascensiunea magmelor bazaltice recente din lanțul vulcanic Călimani-Harghita (Rădulescu, 1969) și cu linia Dunăre-Tisa menționată de Szádeczky-Kardoss (1972).

Caracterele mineralogice, chimice și formele de zăcămînt specifice banatitelor pot fi explicate în primul rînd prin originea anatectică a magmelor. Materialele supuse anatexiei au fost rocile crustale intens metamorfozate situate deasupra planului de subducție, roci ce au suferit o diferențiere preanatectică. Intensitatea proceselor anatectice sporind treptat a condus la apariția mai întâi a magmei riolitice și apoi a magmelor banatitice cu compoziție mai bazică.

BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tid.* 42, 2, p. 65–78, Oslo.
- Bateman P. C., Eaton J. B. (1967) Sierra Nevada batholite. *Science*, 158, p. 1407–1417.
- Belousov V. V. (1966) O vosmojnih glubinah usloviyah magmatizma. *Sov. Gheol.* 4, p. 8–25, Moscova.
- Bleahu D.M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc: A continental arc displaying the features of an „Island arc”. *J. Geophys. Res.* 78, 23, p. 5025–5032.
- Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Evolution of the Upper Cretaceous and cenozoic magmatism in the Carpathian arc: Geodynamic significance. *Mem. Soc. Geol. Ital.* XII, p. 267–277.
- Boettcher A. L. (1973) Volcanism and orogenic belts—the origin of andesites. *Tectonophysics*, 17, 3, p. 223–240, Amsterdam.



- Wyllie P. J. (1968) Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. *Jour. Geol.* 76, 235.
- Borcoş M., Peltz S., Stan N., Udrăescu Constanţa, Vasiliu Cecilia (1973) Consideraţii petrochimice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din munţii Gutii (I andezite piroxenice sarmaşiene). *St. tehn. econ. seria I*, 9, Bucureşti.
- Burri C. (1959) Petrochemisches berechungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. *Birkhäuser*, Stuttgart.
- Ciocirid R., Socolescu M., Teodorescu C. (1967) Fractures majeures de l'écorce terrestre dans le domaine Carpato-balcanique. *Assoc. Geol. Carp.-Balk.* Belgrad.
- Cioflica G. (1967) Die entwicklung des laramischen magmatismus in Rumänien. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungar.* 11, 1–3, p. 153–160, Budapest.
- Codarcea A.I. (1931) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocşa Montană (Jud. Caraş, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV, p. 1–425, Bucureşti.
- Constantinof D. (1972) Consideraţii asupra rocilor metamorfice şi eruptive din Banatul de vest (zona Firliug-Moldova Nouă). *Stud. cerc. geol.* 17, 2, Bucureşti.
- Dewey F. J. (1972) Plate tectonics. *Sci. Amer.* may, p. 56–68.
- Drovenik M., Antonijević I., Mićić I. (1963) Some new views on the magmatic phases and geological structure of the Timok eruptive area. *Bull. Geol. Geophys. Res.* A, 20, p. 51–78, Belgrad.
- Epstein S., Taylor H. P. (1967) Variation of 180/160 in minerals and rocks. În: P. H. Abelson (Editor) in „Research in Geochemistry”. Wiley, p. 29–62. New York.
- Fyfe W. S. (1970) Some thoughts on granitic magmas. In: G. Newall and N. Rast (Editors). *Mecanism of Igneous Intrusion*. Gallery Press, p. 201–216, Liverpool.
- (1973) The generation of batholiths. *Tectonophysics*, 17, 3, p. 273–283, Amsterdam.
- Gavăt I., Airinei Şt., Botезату R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Venecov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice). *Stud. cerc. seria geof.* VIII, 1, Bucureşti.
- Giuşcă D. (1950) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.* XXIII, Bucureşti.
- Istrate G., Stefan A. (1969) Le complex volcano-plutonique de la Vlădcasa (Roumanie). *Bull. Volc.* XXXIII, 4, p. 1118–1127, Napoli.
- Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, Bucureşti.
- Gorshkov G. S. (1969) Geophysics and petrochemistry of andesite volcanism of the circum Pacific belts. *Int. Upper Manlle Project. Sc. Rep.* 16, *Bull. 65. Proceed. Andesite Conf. Eugen, Oregon*, p. 91–99, Oregon.
- Gottini Violeta (1970) Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. *Bull. Volc.* 33, 3, p. 818–827, Napoli.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghițulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., 741 p. Bucureşti.
- Istrate G. (1975) Formaţiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a masivului Vlădeasa. *D. S. Inst. Geol.* LXI/1, Bucureşti.
- Preda I. (1970) Prezenţa rocilor spilitice în Valea Peşterii-Meziad (munţii Pădurea Craiului). *Stud. cerc. seria geol.* 15, 1, p. 107–120, Bucureşti.
- Jelinek I. (1937) Les roches éruptives banatitiques des Monts du Bihor. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXVI, p. 75–89, Bucureşti.

- Keller J. (1970) Origin of rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks. *Bull. Volc.* XXXIII, 3, p. 942—960, Napoli.
- Khitrov N. I., Nagapetian L. B., Lebedev E. B. (1969) Osobenosti cristallizacii kislin rasplavov. *Geochimia*, 3, Moscova.
- Kuno H. (1969) Andesite in time and space. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16, Bull. 65, Proceed Andesite Conf. Eugene, Oregon*, p. 13—20, Oregon.
- Langu B. (1976) Studiul vulcanismului andezitic neozoic din partea nordică a masivului Gutii. *An. Inst. Geol. Geof.* XLIX, Bucureşti.
- Markhinin E. K., Saponnikova A. M. (1962) Content of Ni, Co, Cr, V and Cu in volcanic rocks of Kamchatka and Kurile Islands. *Geochimia*, p. 427—432, Moscova.
- Mc Birney R. A. l. (1969) Compositional variations in Cenozoic calcalkaline suites of Central America. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull. 65, Proceed Andesite Conf. Eugene, Oregon*, p. 185—189, Oregon.
- Mehnert K. R., Büsch W., Schneider G. (1973) Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *N. Jb. Miner.* 4, p. 165—183, Stuttgart.
- Merrill R. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. (1970) Melting reactions in the system Na AlSi₃O₈—SiO₂—H₂O to 2 kb compared with results for other feldspar-quartz-H₂O and rock-H₂O systems. *Jour. Geol.* 78, 5, p. 558—569, Chicago.
- Miyashiro A. (1972) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *An. Jour. Sci.* 272, p. 629—656, New Haven.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, p. 105—142, Oxford.
- Peltz S., Vasiliu Cecilia, Bratosin Irina (1972) Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din România. *An. Inst. Geol.*, XXXIX, p. 111—170, Bucureşti.
- Petrov V. P. (1972) Magma i ghenezis magmaticschih gornih porod. *Izd. vo Nedra*, 134 p. Moscova.
- Pichler H., Zeil W. (1969) Andesites of the Chilean Andes. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16; Bull. 65, Proceed Andesite Conf. Eugene, Oregon*, p. 165—174, Oregon.
- Piwiński A. J., Wyllie P. J. (1968) Experimental studies rock series : a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon, *Jour. Geol.* 76, 2, p. 205—234, Chicago.
- Prinz M. (1967) Geochemistry of basaltic rocks : Trace elements in Basalts ; the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Hess and Poldervaart Ed. Interscience publ. p. 271—323, New York, London, Toronto.
- Rădulescu D. P. (1969) Über die Anwesenheit einer Tiefenbrechzone entlang dem 25°30', östlichen Meridian, zwischen 42° und 47° nördlicher Breite.
— (1973) Plate tectonics in tertiary areas. Rumänien. *Geol. Rundsch.* 59, 1, 77, Stuttgart. An example : The Carpathians (lucrare prezentată la Simpozionul intern de vulcanologie Bucureşti).
— Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155—161, Amsterdam.
- Rittmann A. (1967) Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. *Geol. Rundsch.* 57, p. 277—295, Stuttgart.
— (1971) The probable origin of high alumina basalts. *Bull. Volc.* 34, p. 414—420, Napoli.
- Russo Dojna, Berza T., Lane Rosette (1973) Petrologia zonei de vest a masivului banatitic de la Bocşa. *D. S. Inst. Geol.* LIX/1, p. 65—100, Bucureşti.
- Săvulescu H., Vasiliu Cecilia (1966) Temperatura de formare a granitului de la Săvîrsin (munții Drocea). *D. S. Com. Geol.* LII/1, p. 9—21, Bucureşti.



- Vasiliu Cecilia, Udrăescu Constanță (1967) Contribuții la studiul geochemical al rocilor banatitice de la Săvîrșin (munții Drocea). *D. S. Com. Geol.* LII/2, p. 359—382, București.
- S h a w D. (1964) Interpretation geochemique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson et Cie. Paris.
- S h i r i n i a n K. G. (1968) Endogenetic Conditions of areal Volcanism. *Bull. Volc.* XXXII, 1, p. 283—296, Napoli.
- S i e g e r s A., P i c h l e r H., Z e i l W. (1969) Trace element abundance in the „Andesite” formation of Northern Chile. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 33, p. 882—887, Oxford.
- S z á d e c z k y I. (1904) Beiträge zur Geologie des Vleygasa-Bihargebirge. *Földt. Kőzl.* XXXIV, p. 115—182. Budapest.
- S z á d e c z k y - K a r d o s s K. E. (1972) A Mediterrán tipusú szubdukcio és Karpat-Pannon Dinarid Szerkezet modellye. MTA x. *Osztályának Kőzleményei*, 5, 1—2, p. 113—123, Budapest.
- T a y l o r S. R. (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep.* 16, *Bull. 65, Proceed Andesite Conf. Eugene, Oregon*, p. 43—63, Oregon.
- W h i t e A. J. R. (1966) Trace Element Abundance in Andesites. *Bull. Volc.* XXIX, p. 177—194, Napoli.
- V a n B e m m e l e n R. W. (1963) Volcanology and ignimbrite geology of Indonesia, Northern Italy and USA. In : Problems of paleovolcanism. *For. Liter. Publ. Office*.
- W e d e p o h l K. (1968) Chemical fractionation in the sedimentary Environment. in „Origin and distribution of the elements” Ahrens. Ed. Pergamon Press, Oxford.
- W i n k l e r H. G. F. (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Division of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. *N. Jb. Min.* 5, p. 189—248, Stuttgart.
- W y l l i e P. J. (1971) The role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle. *J. Geophys. Res.* 76, p. 1328—1338.

THE GEOCHEMICAL CHARACTERS OF THE BANATITES FROM THE VLĂDEASA MASSIF (THE WESTERN PART) AND SUGGESTIONS REGARDING THE ORIGIN OF BANATITIC MAGMAS

(Summary)

The Vlădeasa banatitic massif represents the most important area of manifestation of the Laramian magmatism in Romania ; it is located in the northern part of the Apuseni Mts, within the connection zone of the Bihor massif with the Pădurea Craiului Mts. The appearance of some important fractures with the main direction NNE-SSW and ENE-WSW related to the Austrian and Laramian diastrophism phases, created favourable conditions for the formation of a sedimentary basin which towards the end of its existence -by the end of Cretaceous-constituted the manifestation area of some important magmatic phenomena assoiated with Laramian tecto-



genesis. In this zone, andesitic magmas, dacite, rhyolite were emplaced firstly at the surface or at a small depth. In a short time they were followed by the emplacement -at greater depth -of some predominant granodioritic intrusive bodies. The Vlădeasa massif rocks constitute a volcano-plutonic complex, being intimately associated and presenting variations of structure, texture, as well as morphology, but with similar mineralogical and chemical characters. An important characteristic of this massif is that at its formation a large amount of acid volcanites participate, presenting various facies which constitute an ignimbritic rhyolite formation.

If we take into account the whole Carpathian-Balkan zone, the spacial association of the volcanic and plutonic rocks within the frame of the banatitic province, does not limit to the Vlădeasa massif. There are similar situations in the Poiana Rusă massif, in Timok eruptive massif and in Srednagora.

As the data concerning the chemism of the banatitic rocks from the western part of the Vlădeasa massif were missing, in the last years there have been chemically analysed all types of rocks which outcrop in the region.

Most of the samples analysed for the major components represent the volcanic rocks, as they are the most widespread in the region and belong to more petrographic types : quartz, basalts, andesites, dacite and rhyolites, the last presenting various facies. There were also analysed samples of intrusive rocks (quartz diorites, tonalites, granodiorites, granites) which showed important differences of composition.

For a complete characterization-from geochemical point of view-of the main banatitic rocks from the Vlădeasa massif, there were determined by emission spectrography the contents of the following trace elements : Ba, Sr, Pb, Sn, Be, Zr, Cu, Co, Ni, Li, Sc, V, Ga for 26 samples which correspond both to the volcanic and plutonic hypabyssal rocks.

In order to come to a conclusion from the data we have already, we resorted to their comparison with the available data for the tertiary volcanites from our country, for which there were more information and arguments regarding their genesis, as well as with those concerning the rocks from other regions all over the world, selecting from these information the ones which refers to rocks series located in similar tectonic-magmatic conditions, in respective series of chalco-alkaline rocks.

One noticed that lithium shows medium contents over 50 ppm, values higher than the data we have both in our country and in other regions of the world, for example : 35 ppm New Zealand (T a y l o r , W h i t e , 1966); 10 ppm Circumpacific region (T a y l o r , 1969); 25 ppm the Metaliferi Mts, 6 ppm Racoş (P e l t z et al., 1972); 1–3 Săvîrşin (S a v u et al., 1967). The future researches will have to testify or to weaken if these high contents in lithium represent a characteristic of the Vlădeasa rocks or are found in other banatitic rocks too.

V, Cr and Ga present a gradual increasing towards the more basic rocks as they are typical femafile elements ; the andesitic and basaltic rocks have much lower content as against those of the Circumpacific regions (Japan, Alaska, Lassen Peak, Kamchatka) and of Metaliferi Mts, Gutli, Racoş (P e l t z et al., 1972; L a n g, 1974). The Vlădeasa intrusive rocks unlike those of Săvîrşin, have lower V and Cr, and higher Ga values. The mean contents of ferromagnesian elements of the Vlădeasa rhyolite rocks are different from the other rocks in the same area, but close enough to those of the similar rocks from Andes cordillera (S i e g e r s et al., 1968), New Zealand (T a y l o r , 1969), Kamchatka and Kurile Island (M a r k h i n i n and S a p o j h n i k o v a , 1968), zones in which one may admit the genesis of rhyolite magmas by anatexis.

The higher concentrations of Ba, Pb and Li beside K within the rhyolite-granite rocks testify the tendency of these elements with predominant lithophyle character to concentrate in rocks which represent an advanced state of differentiation of the original magma.



The two basic rocks, the Mesozoic spilitized basalt and the banatitic quartz basalt present different contents, especially for Ni and Cr. The Mesozoic spilitized basalt differs from the rest of the banatitic rocks too. The quartz basalt has comparable contents with the other banatitic rocks, a fact which besides other remarks certify the origin from a common magma.

The resemblances of composition regarding both the trace elements and the major ones, demonstrate that all banatitic rocks have the same anatetic origin. The differences established are due to the differentiation processes which appeared during the evolution of the banatitic magmas till their consolidation.

From the common mass of banatitic, chalco-alkaline magma which was consolidated in different tectonic and depth conditions there originate dacites, andesites and their plutonic equivalents, and from a more acid fraction the ignimbritic rhyolites and granite rocks. The whole series of these rocks have many common characteristics which demonstrate their co-magmatism, and constitute the Vlădeasa volcano-plutonic complex.

ÎNTRERBĂRI

S. Peltz : 1. Admiteti posibilitatea manifestării vulcanismului ignimbritic din Vlădeasa în forme subvulcanice, în sensul susținut de G. Pantó?

2. Se observă asemănări sau deosebiri esențiale între chimisul banatitelor și cel al magmatitelor subsecvent tardive?

3. Pot fi utilizate, cu rezultate acceptabile pentru studiul petrologic al banatitelor, diagrame inițiate pe baza datelor de cunoștere din arii cu vulcanism recent sau actual? Se poate da ca exemplu diagrama propusă de Violeta Gottini.

Răspuns: 1. Voi dă aveț, Pantó și alții au arătat că este posibil să intilni ignimbrite consolidate în condiții subvulcanice. Pentru zona estică a masivului Vlădeasa, noi am arătat că cea mai mare parte a formațiunii riolitelor ignimbritice a fost pusă în loc sub o cuvertură sedimentară senoniană.

2. Rocile banatitice au multe particularități care se deosebesc net de vulcanitele neogene. Ele diferă și ca chimism. Explicația acestor diferențe noi o găsim în originea diferită a magmelor din care au provenit rocile banatitice, respectiv vulcanitele neogene. Banatitele s-au format, probabil, prin anatexia crustei continentale sialice, pe cind vulcanitele neogene au fost generate prin subducția și fuziunea unei cruste de tip oceanic, după cum au arătat D. Rădulescu, și M. Sandulescu (1973) și D. Rădulescu (1974).

3. Pe diagrama Gottini-Rittmann toate rocile banatitice din Vlădeasa se proiectează în cimpul „B”, corespunzător rocilor ce derivă din magme de origine crustală. Acest fapt este în acord cu alte observații, care de asemenea pledează pentru o astfel de geneză. Această diagramă este deocamdată și în studiul rocilor banatitice.

A. Ştefan: Admiteți existența a două tipuri de magme. Un tip care a generat andezite, dacite și un altul anatexic, care a generat granite și riolite. Cum explicați geneza dioritelor, granodioritelor și a porfirelor granodioritice, bine dezvoltate în partea de est a masivului, care succed punerii în loc a andezitelor, dacitelor și riolitelor?

Răspuns: Rocile banatitice variază din masivul Vlădeasa derivă toate din materia crustei sialice supusă proceselor anatextice. Diferențele calitative dintre roci se datorează faptului că materia crustală supusă unei anatexii progresive a suferit o diferențiere metamorfică preanatetică; prin migrația ascensională a compușilor alcalini a luat naștere magma riolitică ce a



urcat pînă la suprafață, în timp ce nivelele mai profunde au suferit o „degranitizare” în sensul acordat de Rittmann (1969), din care au derivat celealte roci mai bazice. Ultimele se prezintă în faciesuri vulcanice (andezite, dacite) sau plutonice (granodiorite, diorite), dar corespund mineralogic și chimic unui tip de magmă unitar. Pulsările de magmă diferențiată prin procese complexe — pneumatolitice, cristalizare fracționată — din camera magmatică, la anumite intervale de timp cauzate de mișcările geotectonice laramice, au determinat punerea în loc mai întîi a vulcanitelor, apoi intruzia corpurilor banatitice consolidate la nivele superficiale în scoarță.

T. P. Ghîțulescu : În colectarea probelor pentru analizele chimice s-a făcut o distincție între rocile vulcanice, respectiv între acelea constituind stilpii (neck-urile), și lave, și cum se reflectă aceasta în compoziția chimică ?

Răspuns : În cazul vulcanitelor banatitice nu a fost posibil să diferențiem lavele de evenualele neck-uri cu care să fie teoretic asociate. Nici datele chimice nu au arătat diferențe în acest sens.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

CARACTERELE GENERALE ALE FORMAȚIUNILOR EXTRACRATERIALE DIN FAZA DE ROTUNDA ȘI PROCESELE DE CONCENTRARE ALUVIONARĂ DIN REGIUNEA VÎRTOP-COLTĂU (NORD ROȘIA MONTANĂ) — MUNTII METALIFERI¹

DE

GEORGE PITULEA, IOANA GHÎȚULESCU, VASILE CHIȚIMUȘ, CRISTIAN MĂRUNTEANU, EUGENIA MUSTĂȚEA²

Abstract

General Characters of the Extracrater Formations of the Rotunda Phase and Alluvial Concentration Processes from the Vîrtop-Coltău Region (North Roșia Montană), Metaliferi Mts. The authors present a detailed study of the produces of the Rotunda phase, with a special view on extracrater formations and the fossil alluvial deposits, sometimes auriferous (fossil placers) from their base. The deciphering of the stratigraphic succession of the extracrater formations and the statistic study regarding the pyroclastic elements dimensions and sorting, as against the distance from the eruption centre, allowed the showing of the evolution in time of the Rotunda volcano eruption and its influence on the basement structure.

Date asupra piroclastitelor din nordul localității Roșia Montană (zona Vîrtop-Coltău) sunt extrem de puține, majoritatea lucrărilor care se referă la zona amintită și zonele limitrofe tratând probleme de stratigrafie, tectonică, magmatogeneză și metalogeneză, fără a face referiri speciale asupra acestor formațiuni extracrateriale.

În lucrarea de sinteză asupra Munților Metaliferi (Ghițulescu, Socolescu, 1941) se face o descriere succintă asupra caracterului și produselor fazei vulcanice de Rotunda (considerată ca ultima fază vulcanică din Munții Metaliferi) de vîrstă pliocenă, arătîndu-se totodată,

¹ Predată la 20 noiembrie 1974, acceptată pentru publicare la 11 aprilie 1974, comunicată în ședința din 9 mai 1974.

² Întreprinderea Geologică de Prospecții pentru Substanțe Minerale Solide, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



pe harta care însoțește lucrarea, răspândirea formațiunii extraerateriale, relațiile cu fundumentul cretacic, precum și raporturile între produsele explozive și curgerile de lave.

Într-o lucrare anterioară (Ghițulescu, Socolescu, 1935) se vorbește pentru prima dată despre existența, la baza formațiunilor extraerateriale de Rotunda, a unui nivel de nisipuri, pe alocuri aurifere (placer aurifer fosil), în care sînt descrise și profilele cîtorva galerii vechi, săpate cu scopul de a extrage aurul din aceste depozite.

Ulterior, în 1957, Ștefan, Cosma³; Ștefan, Cosma (1962) și Ștefan (1964), efectuează cercetări geologice în zona Roșia Montană, insistînd în special asupra structurilor înrădăcinatelor (neck-uri, diatreme etc.) din zona Cetate și a metalogenezei asociate acestora, prezintînd totodată și o hartă geologică în care este figurată aria de răspîndire a formațiunilor extraerateriale de Rotunda, cărora le fac o succintă descriere.

În zona la care ne referim, activitatea minieră a fost extrem de redusă, prezența ei fiind trădată doar de cîteva galerii de coastă situate în bazinul văii Virtop, Livezi și dealul Coltău.

I. Cadrul geologic

În alcătuirea geologică a zonei Roșia Montană-Virtop-dealul Coltău și a zonelor limitrofe participă formațiuni aparținînd la mai multe cicluri tectono-magmatice, prealpine și alpine.

Formațiuni prealpine nu aflorează în zonă, însă prezența lor în fundument este trădată de numeroasele fragmente care participă la alcătuirea formațiunii extraerateriale, fiind reprezentate prin produsele primului ciclu tectono-magmatic, prebaikalian, și anume, seria de Baia de Arieș, cu granitoidele de Vința.

Formațiunile alpine sînt reprezentate prin depozite de vîrstă cretacică și neogenă.

Formațiunile cretacice sînt reprezentate, după Ghițulescu, Socolescu (1941), prin depozite de vîrstă apitană, cenomaniană și senoniană. Cercetările din ultimul timp (S. Boreda, 1972)⁴ au arătat că totul se raportează la Senonian, cu etajele Campanian și Maestrichtian.

Formațiunile neogene prezente în cuprinsul depozitelor intracrateriale ale structurii Roșia Montană, avînd vîrstă tortoniană și sarmatiană (Borcos, Mantea, 1968), ocupă creștele înalte ale dealurilor din regiune, fiind reprezentate prin depozite piroclastice și vulcano-sedimentare de vîrstă pliocenă, sau formează depozite aluvionare fosile de vîrstă pannoniană, situate la baza piroclastitelor fazei de Rotunda.

Procesele magmatice sînt asociate diverselor cicluri tectono-magmatice din Munții Metaliferi. Dintre acestea, o largă dezvoltare o au procesele

³ R. Ștefan, St. Cosma. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Roșia Montană. 1957. Arh. M. M. P. G. București.

⁴ Comunicare verbală.

magmatismului subsecvent tardiv neogen, cărora li se asociază o intensă activitate metalogenetică.

Ghițulescu, Socolescu (1941) clasifică pentru prima dată magmatitele neogene din Munții Metaliferi pe criterii petrografice și stratigrafice, separând patru faze distincte. Ulterior, Borcoș, Mantea (1968), Rădulescu, Borcoș (1967, 1968) separă trei cicluri: ciclul I, al riolitelor și andezitelor de Fața Băii (Tortonian inferior), ciclul al II-lea (Tortonian superior-Pannonian) cu fazele dacitelor de Cetraș și ciclul al III-lea (finele Pannonianului-Cuaternar inferior), al andezitelor de Rotunda și al bazaltelor de Detunata. Produsele extracratereale ale fazei de Rotunda din nordul Roșiei Montane constituie, în principal, obiectul acestei lucrări.

II. Vulcanul de Rotunda și produsele sale extracratereale

Erupțiile andezitice de Rotunda se prezintă sub formă de înrădăcinări și produse extracratereale.

A) **Formațiunea înrădăcinată** este reprezentată prin neckul de Rotunda, situat la NE de localitatea Roșia Montană, în partea estică a vîrfului Rotunda, fiind alcătuit din andezite cenușii-pestrite cu structură oligoporfirică și textură masivă. Apar varietăți de andezite în care feldspații plagioclazi (35–40% din masa rocii) cu compoziție variabilă (andezin cu 40% An și labrador cu 60% An), în cristale de 3–4 mm mărime și amfibolii (hornblendă verde și brună, în general opacitizată), în cristale cu habitus alungit, de 2–3 mm lungime, uneori 4–5 mm (12–20% din masa rocii), sănătate prinși într-o pastă de culoare cenușie, slab-violacee, formată din microlite de plagioclaz, sticlă și pigment hematitic.

B) **Formațiunile extracratereale** de Rotunda ocupă peste 2/3 din perimetrul cercetat (acesta însumează cca 21 km²) începând de la nord, din zona Vîrșii Mari, dealul Coltău, spre sud în lungul dealurilor Botei, Aldii și Zănoaga, apoi pe cursurile superioare ale văilor: Lespezi, Ilie și Vîrtop. Față de centrul de erupție (neck-ul de Rotunda), ajung spre N–NW pînă la o distanță de 4 km. Sunt reprezentate prin: lave, lave cu blocuri și piroclastite.

1. *Lava* se dezvoltă sub formă de mici plăci, situate la partea superioară a pirolastitelor, în dealurile Coltău, Botei, Vîrșii Mari, Aldii-vîrful Vîrtop, Marginea Girdei și Zănoaga. Roca este de tipul andezitului de Rotunda, de culoare cenușie-pestră și structură oligoporfirică.

Sub microscop se observă plagioclazi (andezin, labrador), care formează cca 40% din masa rocii, hornblendă bazaltică (25% din masa rocii), parțial sau total impregnată de pigment hematitic, prinse într-o pastă microgranulară, formată din granule de feldspat (30–70 microni) și magnetit.



2. *Lava cu blocuri*, delimitată de noi pentru prima dată în regiune, se situează la periferia neck-ului de Rotunda, în partea sa vestică. Atât lava cît și blocurile prinse în ea au o culoare violacee-cărămizie, datorită pigmentului hematitic. Blocurile au forme colțuroase, cu fețe poligonale și muchii drepte, cînd au dimensiuni de peste 20 cm, și prezintă o usoară rotunjire, cînd au dimensiuni mai mici. Cantitativ, reprezintă 70–80% din formațiune, frecvența lor în raport cu dimensiunile fiind următoarea :

| Dimensiunea | Frecvența |
|-------------|-----------|
| cm | % |
| pînă la 1 | 25 |
| de la 1–2 | 20 |
| 2–4 | 20 |
| 4–10 | 15 |
| 10–20 | 10 |
| peste 20 | 10 |

3. *Piroclastitele*. În constituția piroclastitelor participă fragmente de diverse dimensiuni și grad de rulare, provenite din distrugerea fundalului cristalin și cretacic, a aparatelor vulcanice preexistente (Roșia Montană și Roșia Poieni), precum și fragmente de diverse tipuri aparținând vulcanului de Rotunda, distribuite neuniform într-un material cineritic de natură andezitică, ce participă cu peste 60% la alcătuirea acestei formațiuni.

a) Fragmentele de cristalin sunt reprezentate prin micașisturi (biotitice și cu două mice), paragnaise biotitice, cuarțite negre, pegmatite cu turmalină și granognaise, aparținând seriei de Baia de Arieș și participă cu cca 1% la alcătuirea formațiunii piroclastice.

Dimensiunile acestor fragmente variază între 10 cm, în zona Coltău, pîriul Bîrluștești și 30 cm, în Pîriul lui Ilie, cele mai mari dimensiuni avîndu-le fragmentele de pegmatite și cuarțite negre.

b) Fragmentele provenite din sedimentarul cretacic (1% din masa piroclastitelor) sunt reprezentate în special, prin marne cenușii și gresii, predominant micacee, cenușii sau gălbui, probabil de vîrstă senoniană, afirmație bazată pe asemănarea lor cu depozitele de aceeași vîrstă, deschise la zi. Sunt mai frecvente la limita sudică a perimetrlului (dealul Zănoaga-Marginea Gîrdei și valea Vîrtop).

c) Fragmentele provenite din distrugerea structurilor Roșia Montană și Roșia Poieni sunt reprezentate prin dacite, tufuri dacitice și andezite cenușii-verzui, propilitizate, limonitizate și piritizate.

Dacitele, uneori intens silicificate, prezintă adesea aspect brecios, caracteristic, fiind posibil ca o parte din ele să fi provenit și din distrugerea coloanelor de brecie de explozie (diatreme), mai ales că alături de ele s-au întîlnit numeroase fragmente provenite din filoane tip „chingă”

Dacitele prezintă o culoare crem, slab-cenușie, structură porfirică, spărtură netedă. Contururile mineralelor nu se pot distinge, cu excepția cristalelor de cuart, care au dimensiuni de 1–3 mm.



Sub microscop se constată intensitatea procesului de adularizare, care a șters în totalitate caracterele initiale ale rocii dacitice, imprimîndu-i un aspect de riolit, prin înlocuirea feldspatului calco-sodic cu feldspat alcalin. Sunt prezente, de asemenea, procese de sericitizare și de înlocuire a elementelor melanocrate, aproape în totalitate, în special cu cuart.

Pasta este argilizată și sericitizată, întreaga masă fiind intens silicifiată. Asociate acestor dacite, apar tufuri constituite din fragmente de cuart, cu dimensiuni cuprinse între 30–60 microni, pînă la 1 mm, avînd feldspatul intens alterat și din fragmente de gresii (1–2 mm diametru) prinse într-o matrice argilitică, parțial silicifiată.

Andezitele din seria de Barza, provenite, din distrugerea structurii Roșia Poieni, a cărei suprastructură ajungea probabil pînă la Roșia Montană, au o culoare cenușiu-verzuie, structură microporfirică, fiind proplilitizate și piritizate.

Într-o pastă microgranulară (granulele variază ca mărime între 20–30 microni), cu frecvențe piritizări (3% din masa rocii) și cu elemente femice cloritizate, se dezvoltă plagioclazi (andezin) în cea mai mare parte proaspeți, cu structuri zonare și macle tip albit și Karlsbad, reprezentînd 40% din masa rocii și avînd dimensiuni cuprinse între 100 microni și 2,5 mm, precum și elemente femice, probabil amfiboli, transformați complet în clorit, epidot și calcit.

d) Elementele din piroclastite aparținînd fazei de Rotunda sunt reprezentate în principal prin două tipuri petrografice: andezite oligoporfirice cu pigment hematitic și andezite oligoporfirice cu magnetit.

Andezitele oligoporfirice cu hematit se caracterizează prin culoarea roșiatică-vișinie, dată de pigmentul hematitic, prezent atît în pasta (40–50% din masa rocii), cît și în fenocristalele de amfiboli, probabil și piroxeni (15–20% din masa rocii).

Studiul microscopic a permis separarea următoarelor varietăți: andezite oligoporfirice cu amfiboli; andezite cu amfiboli, augit, hipersten și epidot.

A n d e z i t e o l i g o p o r f i r i c e c u a m f i b o l i. Într-o pasta formată din microlite de plagioclaz (5–20 microni), reprezentînd 10–25%, sticlă și pigment hematitic micronic (50–75% din pasta), apar fenocristale de plagioclaz și hornblendă.

Plagioclazii (35–40% din masa rocii), cu dimensiuni cuprinse între 60 microni și 4 mm, sunt reprezentați prin andezin și labrador (50% An), proaspeți, frecvent zonati și maclați după legea albit-Karlsbad. Rareori sunt pigmentați cu hematit micronic. Uneori sunt fisurați datorită mișcării lor într-o magmă viscoasă.

Hornblenda (10–15% din rocă) este de cele mai multe ori alterată și invadată, parțial sau total, de același pigment hematitic micronic. În stare proaspătă s-au putut determina caracterele ei optice (hornblendă bazaltică, cu extincție 0° și culori de pleocroism, de la roșu-portocaliu pînă la galben-verzui). Dimensiunile ei variază între 1,5–3 mm; rareori în jur de 60 microni, foarte rar ajungînd pînă la 4 mm.

A n d e z i t e o l i g o p o r f i r i c e c u a m f i b o l i , a u g i t , h i p e r s t e n s i e p i d o t . Roca este alcătuită dintr-o pastă intens pigmentată cu hematit, în care se disting microlite de plagioclazi (25–50 microni), biotit, hornblendă, intens transformată, și alte minerale femice, nedeterminabile.

Fenocristalele sunt reprezentate prin plagioclazi, de obicei proaspeți (1–4 mm mărime), constituind cca 40% din rocă, hornblendă (3–5% din rocă), aproape total opacizată (se disting doar contururile baghetelor, de 1,5–3 mm lungime), piroxeni (augit și hipersten, cca 4% din rocă), în baghete de 1–1,5 mm, cu contur în general zdrențuit și fără a prezenta fenomenul de opacizare, caracteristic hornblendei.

Ca rezultat al îmbogățirii ulterioare cu calciu a reziduului magmatic, o parte din piroxeni sunt transformați, în proporție de 30–40%, în epidot, care formează în general o coroană de reacție în jurul cristalelor.

A n d e z i t e o l i g o p o r f i r i c e c u a m f i b o l i a g n e t i t . Au culoare cenușie, textură masivă, fiind alcătuită din pastă, de culoare cenușie, uneori aproape neagră (45–50% din masa rocii), fenocristale de plagioclazi (35–40% din masa rocii) și amfiboli (15–20% din masa rocii).

Prin studiul microscopic s-au evidențiat două varietăți :

- andezite oligoporfirice cu amfiboli și biotit ;
- andezite oligoporfirice cu amfiboli.

A n d e z i t e o l i g o p o r f i r i c e c u a m f i b o l i și b i o t i t . Într-o pastă granulară cu granule de 10–15 microni, uneori pînă la 50 microni, de magnetit și sticlă, iar subordonat, feldspat, biotit și amfiboli, se dezvoltă fenocristale de plagioclazi (60 microni – 2,5 mm) reprezentând cca 40% din rocă, hornblendă (100 microni – 2,5 mm și 15–20% din rocă) și biotit.

Plagioclazii, reprezentați predominant prin labrador (60% An), sunt umpluți parțial sau total cu magnetit.

Se observă cum aproape toți amfiboli intră în reacție; fierul trecînd în masa rocii sub formă de granule de magnetit. Sporadic, apare și apatit.

A n d e z i t e o l i g o p o r f i r i c e c u a m f i b o l i . Prezintă caractere asemănătoare cu andezitele descrise mai sus, deosebindu-se prin lipsa biotitului și mai ales prin cantitatea mai mare de magnetit, ce depășește 2% din masa rocii, rezultat în principal prin procesul de resorbire pe seama hornblendei.

Prezența magnetitului magmatic arată conținutul destul de mare în fier al magmei inițiale.

L i a n t u l c i n e r i t i c a l e e l e m e n t e l o r d i n p i r o c l a s t i t e . Este constituit din cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, amfiboli, mai puțin piroxeni și biotit, cu dimensiuni între 1–3 mm, din mici fragmente de gresii din toate tipurile de andezite descrise, precum și din granule de magnetit, titanomagnetit, ilmenit și apatit.



III. Date petrochimice

Datele petrochimice au fost furnizate numai de 3 analize chimice de silicati, pe probe prelevate din dealul Aldii (lavă andezitică de Rotunda), valea Lespezilor (elemente de andezit din piroclastite) și dealul Rotunda (andezit din neck).

TABELUL 1

| Oxizi % | Rotunda | Dealul Aldii | Elemente din piroclastit (2) |
|--------------------------------|---------|--------------|------------------------------|
| SiO ₂ | 55,79 | 57,46 | 57,10 |
| Al ₂ O ₃ | 20,60 | 20,02 | 20,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,57 | 3,80 | 5,45 |
| FeO | 0,12 | 2,02 | 0,41 |
| MnO | 0,16 | 0,16 | 0,11 |
| MgO | 0,60 | 1,81 | 1,25 |
| CaO | 6,93 | 7,75 | 7,54 |
| K ₂ O | 1,79 | 1,62 | 1,51 |
| Na ₂ O | 2,65 | 2,99 | 1,04 |
| TiO ₂ | 0,66 | 0,65 | 0,67 |
| P ₂ O ₅ | 0,23 | 0,25 | 0,20 |
| S | urme | — | — |
| H ₂ O ⁺ | 3,80 | 1,20 | 1,81 |
| H ₂ O ⁻ | 2,68 | 0,44 | 0,76 |
| CO ₂ | 0,97 | — | — |

Se constată caracterul saturat al magmei, cu conținuturi ridicate de Al₂O₃ și CaO, precum și predominanța sexquioxidului de fier, față de monoxid.

Analiza parametrilor Niggli (tab. 2,3) arată caracterul ei calco-alcalin, sub-alcalin și salic, încadrindu-se în categoria magmelor cuart-dioritice, granodioritice, de tip peleitic, iar valorile grupelor de parametrii $Q-L-M$, $Kp-Ne-Cal$ și $Fo-(Fa + Fs) - Cs$, indică încadrarea ei în cîmpul plagioclasic-dioritic.

Norma C.I.P.W. (tab. 4) scoate în evidență predominanța feldspațiilor asupra celorlalte elemente, prezența SiO₂ în exces și a hematitului (probele 2 și 3) remarcat și în studiu microscopic.

Parametrii QAP arată că proba din neck-ul de Rotunda este un andezit cuartifer, lava din dealul Aldii și fragmentul din valea Lespezilor situîndu-se la limita domeniilor : latit-andezit, cu cuart-andezit și cu dacit.

IV. Stratigrafia formațiunilor extracrateriale

Încercarea de a prezenta o succesiune stratigrafică a formațiunilor componente ale produselor extracrateriale, și mai ales transpunerea unei asemenea imagini pe hartă, a fost îngreuiată de insuficiența deschiderilor,

TABELUL 2
Parametrii Niggli

| Nr. crt. | Nr. probei | Locul recoltării | <i>si</i> | <i>al</i> | <i>fm</i> | <i>c</i> | <i>alk</i> | <i>k</i> | <i>mg</i> | <i>qz</i> | 1 | 2 | <i>Q</i> | <i>L.</i> | <i>M</i> |
|----------|-------------|--|-----------|-----------|-----------|----------|------------|----------|-----------|-----------|------|------|----------|-----------|----------|
| 1 | Vîrsii 4906 | Dealul Aldii Elemente de piroclastite | 185,0 | 37,5 | 23,50 | 26,5 | 12,5 | 0,264 | 0,60 | 35 | 25 | 14 | 46 | 43,2 | 10,8 |
| 2 | 7844 | roșii dealul Zânaoga | 190,0 | 40,0 | 20,80 | 26,5 | 12,7 | 0,245 | 0,81 | 39,2 | 27,3 | 19,2 | 41,2 | 42,0 | 16,8 |
| 3 | | Rotunda | 194,0 | 42,0 | 19,70 | 25,5 | 11,8 | 0,33 | 0,84 | 46,8 | 31,2 | 22,3 | 45,4 | 43,9 | 10,7 |

TABELUL 3
Parametrii normativi Niggli

| Nr. crt. | Nr. probei | Kp | Ne | Cal | Sp | Fo | Fa | Teph | Fs | Cs | Hz | Cc | Ru | Cp | Q | K | mg | γ | α | μ |
|----------|------------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|
| 1 | Vîrsii | 5,80 | 16,40 | 22,50 | — | 3,82 | 2,40 | 0,18 | 4,10 | 0,34 | — | 0 | 0,45 | 0,28 | 43,72 | 0,263 | 0,37 | 0,505 | 0,314 | 0,35 |
| 2 | 4906 | 5,55 | 16,95 | 22,75 | 1,10 | 2,05 | 0,50 | 0,10 | 5,80 | — | 0,50 | 0,30 | 44,35 | 0,245 | 0,24 | 0,501 | 0,0 | 0,241 | 0,0 | 0,241 |
| 3 | (8744) | 6,72 | 15,25 | 21,25 | 2,77 | — | — | 0,19 | 6,70 | — | 0,25 | 0,37 | 0,51 | 0,29 | 45,70 | 0,30 | 0 | 0,48 | 0 | 0 |

TABELUL 4
Norma C.I.P.W.

| Nr. crt. | Nr. probei | ap | il | mt | or | ab | an | di | c | hm | cc | Ru | Q | A | P | q |
|----------|------------|------|------|-----|-------|-------|-------|-----|------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| 1 | Vîrsii | 0,27 | 1,1 | 3,0 | 9,3 | 26,20 | 35,80 | 1,1 | — | 0,13 | — | 19,60 | 10,50 | 69,90 | 17,5 | |
| 2 | 4906 | 0,30 | 1,0 | — | 8,9 | 27,30 | 36,80 | — | 0,4 | 2,4 | — | 0,10 | 20,30 | 9,70 | 70,00 | 18,6 |
| 3 | 8746 | 0,28 | 0,47 | — | 10,75 | 24,45 | 28,20 | — | 2,95 | 2,66 | 3,13 | 0,37 | 28,00 | 12,20 | 59,80 | 24,5 |



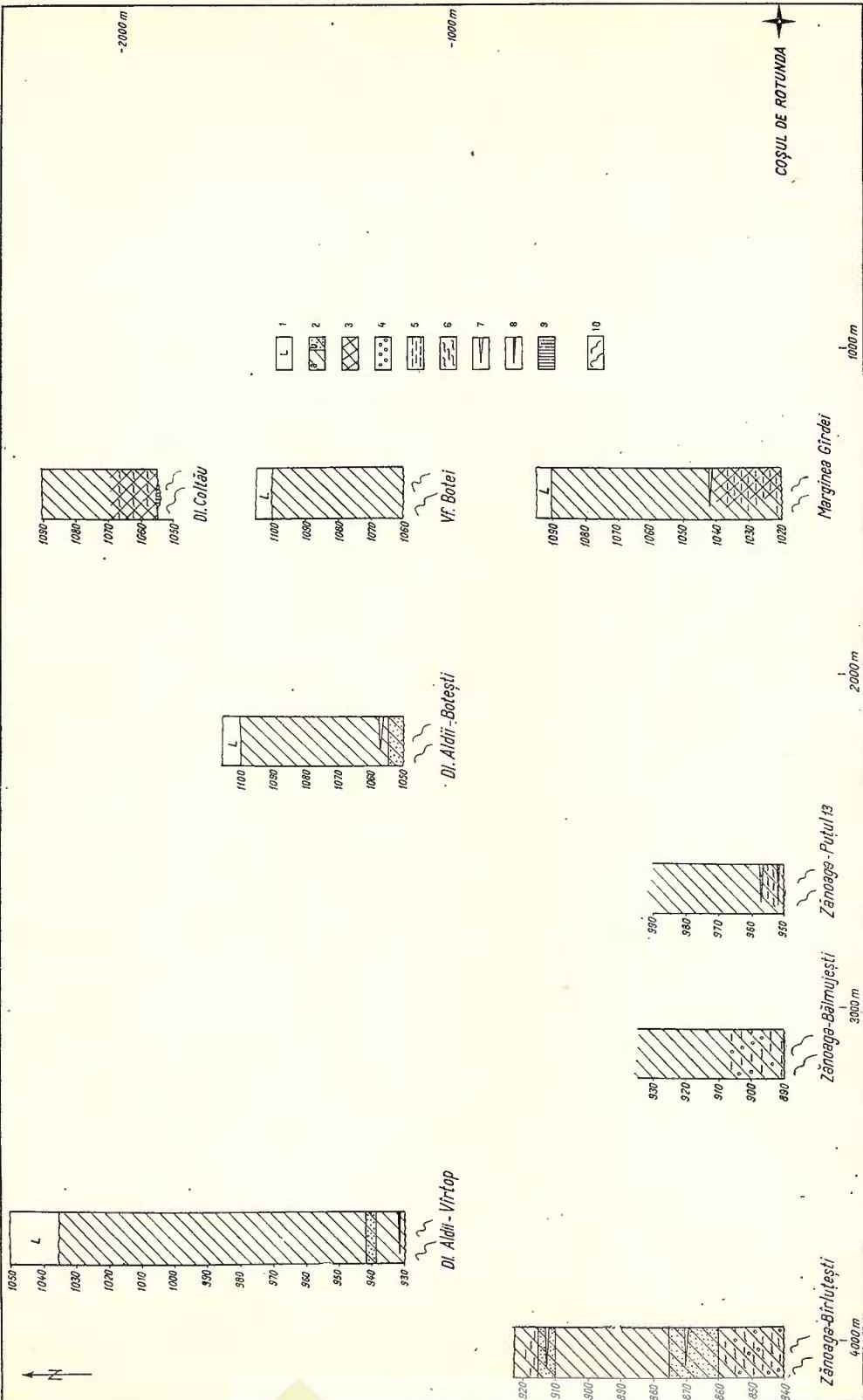


Fig. 1. — Coloane stratigráfice în depozitele piroclastice din diverse puncte ale regiunii. 1, lave andezitice; 2, andezite tip Rotunda oligoporfirice cenusii — preponderent și cu pigment hematitic (a, fragmente mari de 3 cm și b, lapili); 3, andezite tip Rotunda microporfirice; 4, riocacite tip Rosia Montană; 5, roci sedimentare cretace; 6, sisturi cristaline; 7, tufuri; 8, argile tufitice; 9, depozite aluvionare fosile; 10, fundament cretacic.
Colonnes stratigraphiques dans les dépôts pyroclastiques des divers points de la région. 1, laves andésitiques; 2, andésites gris du type de Rotunda oligoporphyriques à pigment hématitique (a, fragments supérieurs à 3 centimètres et b, lapilles); 3, andésites du type de Rotunda microporphyriques; 4, ryodacites du type de Rosia Montană, 5 roches sédimentaires crétacées; 6, systèmes cristallins; 7, tufs; 8, argiles tuffitiques; 9, dépôts alluvionnaires fossiles; 10, sousbasement crétacé.

care să permită obținerea unei secțiuni complete, pe toată grosimea acestora, de aceea s-a figurat numai repartiția lor spațială.

În ansamblu, peste depozitele piroclastice cu o grosime variabilă (0—150 m) ce se aşază, fie direct peste fundamentul cretacic, fie, în anumite zone, peste sedimente aluvionare fosile, se dezvoltă o placă de lavă, dispusă invariabil pe creste, a cărei grosime actuală este cuprinsă între 5 și 20 m. Numai în apropierea neck-ului de Rotunda, direct peste sedimentar, se dispune lava cu blocuri, care aici are 50—70 m grosime.

Totuși, din studiul diverselor aflorimente și al lucărărilor miniere (galerii, puțuri) săpate în formațiunea extracratereială, răspândite în diverse zone în teritoriul cercetat, la diverse cote, în raport cu cota inferioară a limitei fundament cretacic — piroclastite, s-au putut realiza mai multe profile, care, corelate, au permis construirea unei coloane sintetice, ce reflectă, în bună parte, dispunerea pe verticală a variatelor componente ale acestei formațiuni și care au arătat totodată distribuția lor neuniformă în cuprinsul teritoriului (fig. 1, 2).

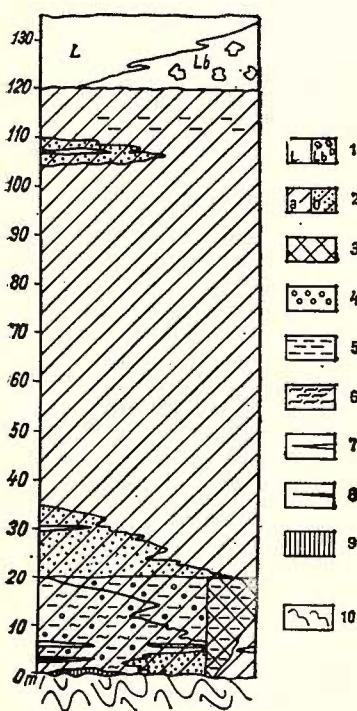


Fig. 2. — Coloană stratigrafică sintetică a formațiunilor extracratereiale.

1, lave andezitice (a, lave; b, lave cu blocuri); 2—10, idem figura 1.

Colonne stratigraphique synthétique des formations extracratéraiales.

1, laves andésitiques (a, laves; b, laves à blocs); 2—10, idem figure 1.

Astfel, succesiunea stratigrafică a formațiunilor extracratereiale începe uneori cu cinerite lapilice (dealul Aldii și dealul Botei), alteori cu elemente de eruptiv, sedimentar și cristalin (dealul Coltău, dealul Zănoaga, Bărbulești), în anumite zone, numai cu elemente de sedimentar și eruptiv

(Marginea Gîrdei, Zănoaga, Bârbulești), iar în altele numai cu elemente de andezite oligoporfirice cenușii și hematitice de Rotunda (vîrful Botei, dealul Aldii, Vîrtop) (vezi pl.).

Succesiunea stratigrafică rezultată este următoarea :

În bază, peste fundimentul cretacic și uneori peste sedimenter aluvionare fosile, se separă un nivel de cca 5 m grosime, format din cinerite lapilice, în care lapili sunt constituiți predominant din andezite oligoporfirice cenușii și hematitice. Lateral se trece la piroclastite cu fragmente de cristalin, sedimentar și dacite tip Roșia Montană (grosimea lor crește pînă la 20 m), în care se separă, la partea lor bazală, o intercalație discontinuă de argile tufitice (0,3–0,5 m grosime), iar cu 2 m mai sus, o altă intercalație de tufuri (0,5–0,7 m grosime). Lateral, acest nivel trece la piroclastite, în care nu mai apar fragmente de cristalin.

Peste toate aceste tipuri de piroclastite, prezente în primul nivel de 20 m, se dispune un nou nivel de cinerite lapilice de aceeași compoziție ca cele descrise mai sus, în care se separă o intercalație de tufite de 0,5 m grosime. La rîndul lor aceste cinerite lapilice se îndîntează lateral cu piroclastitele formate din elemente de andezite oligoporfirice, cenușii și hematitice, care se mențin apoi pe cca 90 m grosime.

La partea lor superioară se dispune al treilea nivel discontinuu de cinerite lapilice, cu o nouă intercalație de tufite (0,5 m grosime), deasupra căror piroclastitele conțin din nou fragmente de sedimentar cretacic.

Succesiunea formațiunilor extracratereiale de Rotunda se încheie cu o placă de lavă, de 5–20 m grosime, ce trece la rîndul ei, lateral, la lava cu blocuri (50–75 m grosime) (fig. 2).

V. Dimensiunile și sortarea elementelor din piroclastite

Cu toate că numărul punctelor de observație nu a fost prea mare, s-a putut face o interpretare statistică satisfăcătoare a datelor culese pe teren.

La fiecare afloriment examinat s-a determinat frecvența cantitativă pe metru pătrat a elementelor din piroclastite cu referire la forma, dimensiunile și tipul petrografic.

Forma și dimensiunile elementelor s-au determinat pe bază de măsurători, uneori vizual, majoritatea lor încadrindu-se la fragmente angulare și mai rar subrotunjite.

Din punct de vedere granulometric, piroclastitele se caracterizează printr-o gamă largă de tipuri, de la cinerite și cinerite lapilice, pînă la aglomeratele piroclastice, în care elementele cu dimensiuni foarte variabile pot depăși uneori un metru.

Pe baza acestor date s-au întocmit diagrame granulometrice, reflectînd distribuția pe verticală a dimensiunilor medii și maxime (fig. 3).

Astfel, primul strat depus și consolidat peste relieful cretacic a fost constituit din cenușă vulcanică și fragmente ale căror diametre depășesc rareori 5 cm, avînd caracter lapilic. Adesea apar și fragmente de cristalin

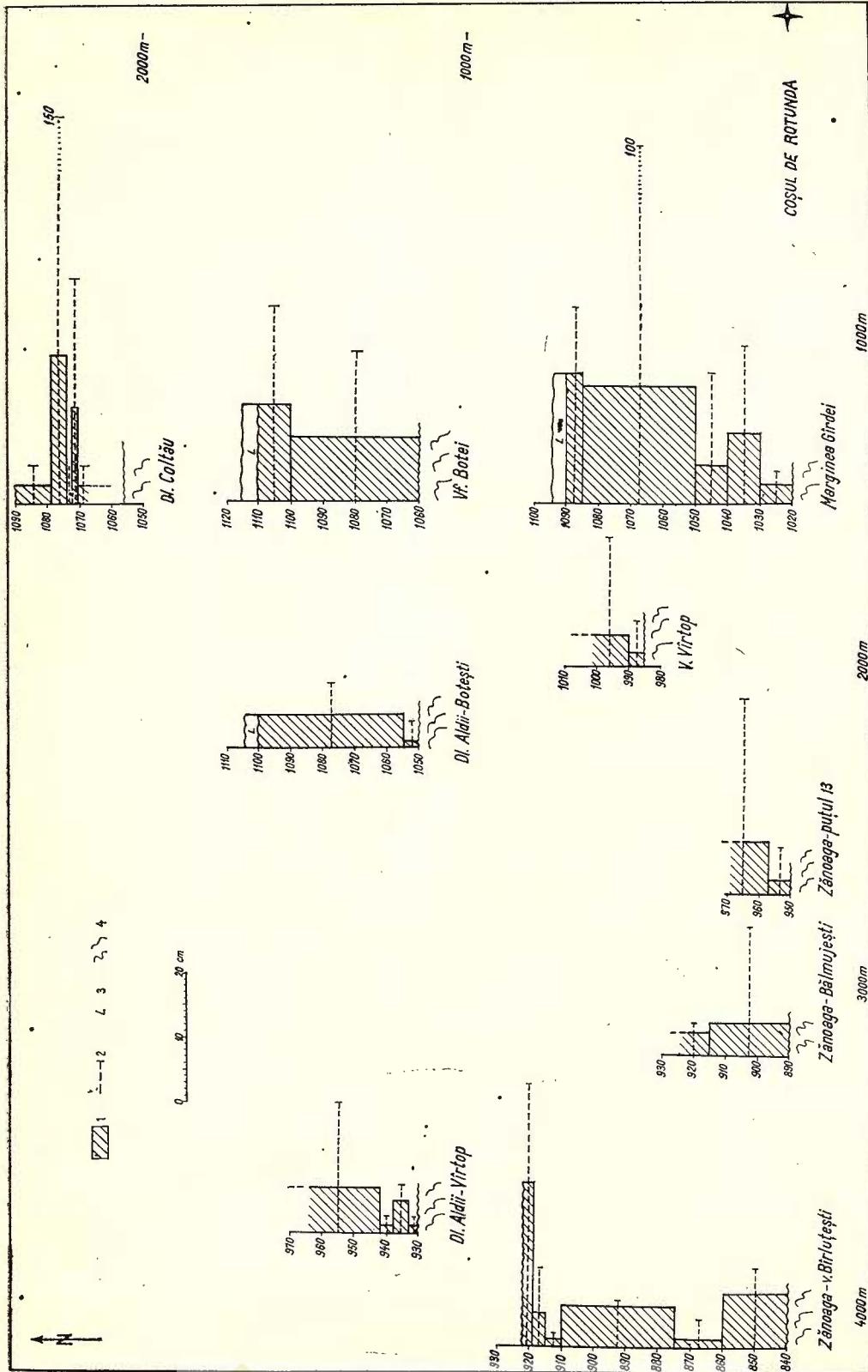


Fig. 3. — Diagramă cu variația dimensiunilor elementelor din piroclastite, în funcție de depărtarea de sursă.

1, dimensiunea medie a elementelor ; 2, dimensiunea maximă a elementelor ; 3, lavă ; 4, fundament cretacic.

Diagramme de la variation des dimensions des éléments des pyroclastites, en fonction de l'éloignement de la source.
1, dimension moyenne des éléments ; 2, dimensions maximum des éléments ; 3, lave ; 4, sousbasement crétacé.



și sedimentar cretacic. Acest nivel (5–10 m grosime) se urmărește pînă la o distanță de 3500–3700 m față de centrul de erupție.

Urmează un nou nivel de 5–20 m grosime, cu fragmente avînd diametrul mai mare de 5 cm (între 5 și 30 cm), care repauzează fie peste nivelul descris anterior, fie direct peste sedimentar și se găsește la distanțe mai mari de 3 700 m. Diametrul maxim al fragmentelor descrește cu depărțarea de sursă. Astfel, pe o rază de 2 500–2 700 m acesta este cuprins între 25–30 cm, la peste 3 400 m (în zona Bălmujești) este de cca 20 cm, iar la 4 000 m (Zănoaga vest, Virtop), numai de 10–12 cm.

Următoarea secvență, de 40–60 m grosime, este formată din aglomerate andezitice, a căror succesiune nu s-a putut urmări continuu, din lipsă de deschideri. Totuși, într-un profil deschis la 4 000 m distanță de coș (valea Bîrluțești – Zănoaga vest), s-a observat un nivel de cinerite lapilice (10–15 m grosime), cu o intercalătie subțire de tufuri, apoi un nivel de 30–35 m grosime, în care elementele au dimensiuni omogene cuprinse între 4 și 7 cm (dealul Aldii-Virtop), partea superioară a acestei secvențe fiind reprezentată din nou de cinerite, pe o grosime de 5 m.

În Marginea Gîrdei s-a depus un nivel (10 m grosime) de aglomerate piroclastice cu fragmente între 5–6 cm mărime, în timp ce în dealul Botei, direct peste Cretacic, se dezvoltă un nivel de 40 m avînd elemente cu dimensiuni medii de 10 cm.

Ultima secvență, cu o grosime de 10–40 m, cuprinde fragmente a căror dimensiuni variază între 10–25 cm, dar avînd și blocuri care depășesc un metru. Si în acest nivel se constată o descreștere a dimensiunilor blocurilor în raport cu distanța față de sursă. Astfel, pînă la distanța de 2 700 m, acestea depășesc un metru, în continuare, pînă la 4 000 m, fiind cuprinse între 40 și 50 cm.

De cele mai multe ori peste această ultimă secvență se depune o placă de lave, de 5–20 m grosime.

VI. Considerații asupra evoluției vulcanismului fazei de Rotunda și efectele ei asupra structurii de fondament

Datele de observație expuse în capitolul precedent ne-au permis să derulăm evoluția în timp a activității vulcanismului fazei de Rotunda.

Caracterul puternic exploziv al acestui vulcanism este trădat de distanța mare pînă la care ajung produsele sale extracratereale, ce se regăsesc la 4 km de coș unde, uneori, fragmentele expulzate ating dimensiuni de peste 0,5 m.

În prima secvență, lava, cu grad ridicat de viscozitate, în ascensiunea sa, rupe și expulzează fragmente din fundalul cristalin și cretacic, care se depun apoi împreună cu cenușa vulcanică, peste un relief săpat în depozitele cretacice, constituind primul nivel, de 5–10 m grosime.

Acțiunea de distrugere a exploziei s-a manifestat și asupra paleoreliefului preexistent, care era cu siguranță acoperit de produsele extracra-



teriale ale structurii Roșia Montană, deoarece în primul nivel se găsesc și fragmente aparținând acestei structuri (dacite și andezite).

Un al doilea episod exploziv, de intensitate mai mare, a expulzat și depus un nivel de piroclastite de 5–20 m grosime în care elementele înglobate în cenușă vulcanică, constituite din andezite oligoporfirice cenușii și hematitice, rupte din lava deja consolidată în coș și foarte puține



Fig. 4. — Afloriment de piroclastite în dealul Marginea Gîrdei.
Affleurement de pyroclastites dans la colline de Marginea Gîrdei.

din fundimentul cretacic și cristalin, au dimensiuni cuprinse între 15–30 cm, remarcindu-se o descreștere a acestora cu depărtarea de sursa de emisie (fig. 4).

Între cele două episoade se pare că a existat un moment de pauză mai indelungată în activitatea vulcanului, timp în care s-au format o serie de fisuri de destindere în nivelul inferior de piroclastite, cu lărgimi de 15–20 cm, umplute cu produse pirolastice aparținând celui de al doilea episod, sau chiar primului episod, care au putut fi erodate și redepuse (fig. 5). Aceste fisuri s-au putut forma fie datorită presiunii exercitate de depozitele depuse ulterior, fie, mai degrabă, datorită unor mișcări seismice de mică amploare (fig. 5).

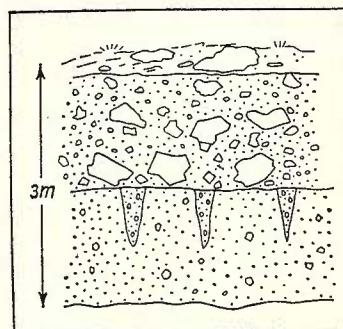
Un nou episod exploziv, de intensitate mai mică dar desfășurat pe un interval de timp mai îndelungat, a generat al treilea nivel de piroclastite, de 40–60 m grosime, format exclusiv din andezite ale fazei de Ro-

tunda, cu dimensiuni mai mici (4–7 cm). Piroclastitele acestui episod, care a generat și unele faze de andezite lapilice, se regăsesc pînă la distanța de 4 km față de neck.

Existența a două momente din cuprinsul lui în care explozia a fost de intensitate mai redusă este trădată de prezența a două intercalătii subțiri de tufuri (0,5–0,7 m grosime).

Fig. 5. — Afloriment de piroclastite în dealul Zănoaga. Se observă fisurile de tensiune din primul nivel de piroclastite, umplute apoi de produsele celui de al doilea episod eruptiv.

Afleurement de pyroclastites dans la colline de Zănoaga. On observe les fissures de tension du premier niveau de pyroclastites, remplies ensuite par les produits du second épisode éruptif.



O recrudescență a fenomenului are loc într-un ultim episod, cînd fragmentele expulzate ating și dimensiuni de peste 1 m, constatăndu-se și aici o descreștere a acestora cu depărtarea de sursă. Caracterul puternic exploziv al acestui episod este confirmat și de prezența fragmentelor de sedimentar, din partea sa superioară, ceea ce arată că explozia a expulzat aproape în totalitate formațiunea de coș deja consolidată, ajungînd să rupă și din pereții acestuia, formați din sedimentar cretacic.

Urmează un alt episod cînd locul produselor piroclastice este luat de o revărsare de lave ce se dispun peste piroclastite ca o pătură protectoare, fragmentată apoi prin eroziune. Lavele revărsate la începutul acestui episod s-au consolidat, parțial sau total, și apoi au fost rupte și antrenate de revărsarea continuă a lavei, explicîndu-se astfel formarea lavei cu blocuri din jurul coșului.

Este dificil a aprecia dacă această curgere de lave încheie activitatea vulcanului de Rotunda, produsele unei (sau unor) faze noi de explozie putînd fi îndepărtate de eroziune, în intervalul de timp scurs pînă în prezent.

Analiza formațiunii extracrateriale (componentele liantului și fragmentele înglobate în el sănătate în general colțuroase), arată că cea mai mare parte s-a depus subaerian și numai pe alocuri subacvatic (mici bazine lacustre), care au creat condiții pentru formarea argilelor tufitice dinspre partea bazală a formațiunii.

VII. Evoluția reliefului post-sarmatian în regiune

Analiza evoluției reliefului din Munții Metaliferi arată că, la finele Tortonianului, zona Roșia Montană-Bucium suferă o ridicare puternică,

fapt evidențiat atât de poziția Sarmațianului față de nivelul mării (cca 700 m cota absolută în această zonă și numai 300 m în zona Bradului) cît și de caracterul său lacustru, în contrast cu caracterul marin și de subidență al depozitelor tortoniene din bază.

Această ridicare a fundamentalului a favorizat dezvoltarea activității vulcanice din zona Roșia Montană, cu caracter dacitic la început, în timpul Sarmațianului inferior, corespunzînd fazei de Ciinel, și cu caracter andezitic, în partea sa finală, corespunzînd fazei de Barza (Sarmațian superior, eventual Pliocen).

În timpul acestor două faze se definitivează edificiul structurii vulcanice de la Roșia Montană.

După faza de Barza ridicarea încețează și odată cu ea, activitatea ciclului II, care se reia apoi, după o fază de gliptogeneză, în Pliocen tîrziu, prin instalarea vulcanismului exploziv al ciclului III (andezitele de Rotunda).

Așa cum s-a arătat în capitolul precedent, produsele extracratereiale ale structurii Roșia Montană au fost prezente, cel puțin în aria de dezvoltare a neck-ului de Rotunda, fiind distruse apoi, atât de eroziunea pliocenă, în fază de gliptogeneză menționată (o parte din ele, în special andezitele de tip Barza, regăsindu-se ca fragmente cu diverse mărimi și grad de rulare, în depozitele aluvionare fosile, din baza formațiunii extracratereiale de Rotunda), cît și de explozia acestui vulcan.

Este greu de făcut aprecieri asupra dimensiunilor suprastructurii aparatului vulcanic de Roșia Montană deoarece nu s-au păstrat resturi din formațiunile sale extracratereiale, dar se poate afirma cu certitudine că baza lor a fost cu cel puțin cîteva sute de metri mai sus decit nivelul actual de eroziune.

În ce privește rețeaua hidrografică care a erodat structura Roșia Montană în Pliocen, se observă că pantă de scurgere este orientată spre WNW și, ținînd cont de ansamblul structural general, se poate afirma că încă de la această dată se instalase un regim hidrografic, în bună parte similar cu cel actual.

Reconstituirea morfologiei paleoreliefului în momentul eruptiei vulcanului de Rotunda s-a putut realiza prin îndepărtarea cuverturii acoperitoare constituită din depozitele aluvionare fosile și din produsele extracratereiale ale fazei de Rotunda, avîndu-se în vedere raporturile fundament cretacic-piroclastite, grosimea acestor formațiuni funcție de distanță față de sursă și diversele cote absolute la care apare.

Se constată că limita dintre formațiunea extracraterială și fundament este inclinată, inclinările, în jur de 15–20°, convergînd spre centrul ariei lor de dezvoltare, ceea ce sugerează imaginea generală a unui relief ușor concav, întrerupt de mici denivelări în care se pare că s-au acumulat depozitele aluvionare fosile. Totodată se constată o înclinare generală a reliefului spre WNW, de cca 8°.

Astfel, lingă neck-ul de Rotunda, limita formațiunilor extracratereiale cu fundamentalul cretacic se situează la cota de 1 000 m, în timp ce în punctul cel mai îndepărtat, la NW de Vîrșii Mari, aceasta se găsește la cota de 900 m.

Caracterul de chiuvetă este atestat și de grosimea acestor depozite, care crește treptat dinspre părțile periferice către zona centrală, unde depășește 100 m. Excepție constituie zona Vîrtop-Botești unde relieful prezintă o denivelare, trădată de prezența unei insule de sedimentar, ceea ce explică cota absolută mult mai ridicată (1050 m) la care se găsește limita.

O denivelare mai accentuată există în zona Zănoaga-Bîrlușești, din partea de SW a teritoriului, confirmată de cota scăzută (850 m) la care se găsește contactul.

Această formă de relief, asemănătoare oarecum unei chiuvete, explică și faptul că depozitele extracratereiale ale fazei de Rotunda au în teritoriul cercetat grosimea cea mai mare, în contrast cu zonele de la SE de neck, unde relieful se prezintă sub forma unor creste aproape orizontale, care nu au permis acumularea acestor depozite și unde, energia de relief fiind mai mare, eroziunea a fost mai activă.

Observațiile de teren au permis evidențierea, la baza piroclastitelor, în șaua de la vest de Rotunda și în dealul Coltău, a unor depozite de nisipuri și pietrișuri bine rulate, care sugerează existența unor terase fosile și deci o rețea hidrografică ce modela relieful existent anterior eruptiei vulcanului de Rotunda. De asemenea, din analiza depozitelor fosile de la baza formațiunii extracratereiale situate în zona Vîrtop, care vor fi descrise pe larg în capitolul următor, se relievează existența unor mici bazină lacustre, afectate de mișcări de subsidență.

VIII. Depozitele aluvionare din baza formațiunilor extracratereiale de Rotunda

În baza formațiunilor extracratereiale de Rotunda, stînd peste fundamentalul cretacic, se dezvoltă depozite aluvionare fosile, care conțin uneori aur liber sub formă de paiete cu dimensiuni cuprinse între 0,1–1 mm.

S-au deosebit două tipuri de depozite aluvionare fosile : depozite fluviale ; depozite lacustre.

A) *Depozite fosile fluviale.* Aceste depozite aflorează în mai multe puncte din zona de la vest de vîrful Rotunda (în șaua Rotunda, la obîrșia văilor Dogarului și Ștefancii, la cota 1070 m și în șaua vîrful Coltău și dealul Botei) fiind constituite din nisipuri fine, uneori grosiere, slab cimentate, avînd culoarea albicioasă-gălbuiie. În ele sunt înglobate pietrișuri cu elemente bine rulate de cristalin (cuarțite albe și negre, micașisturi și paragnaise, cu dimensiuni cuprinse între 1 și 3 cm). Nisipul este format din fragmente de cristale provenite din dezagregarea andezitelor (amfiboli, piroxeni, biotit, muscovit, cuarț, minerale grele și mici fragmente

de gresii și andezite). Dintre mineralele grele s-au determinat magnetitul, titanomagnetitul, zirconul și rutilul. În cîteva probe concentrate la șai-troc s-au depistat și paiete rare de aur.

B) *Depozite fosile lacustre*. Succesiunea acestor depozite a fost descrisă de Ghîulescu, Socolescu (1940) în profilele galeriei Barbara Ieruga și planului inclinat „Zănoaga”.

În galeria Barbara Ieruga se prezintă următoarea succesiune, din tavan spre talpă: brecia andezitică, o alternanță de gresii argiloase și conglomerate andezitice (0,3 m grosime), gresii argiloase (0,9 m grosime), nisipuri aurifere (0,3 m grosime), conglomerate friabile și sisturi cretacice.

În planul inclinat Zănoaga, succesiunea este următoarea (de la partea superioară spre bază): brecie andezitică, argilă tufacee (0,5 m grosime), tuf (0,05 m grosime), gresie tufacee (0,6 m grosime), cu două nivele auriferă, unul situat aproximativ la mijlocul lor, iar celălalt spre bază, conglomerate andezitice (1,1 m grosime), gresie (3,2 m grosime).

Din descrierea acestor două secțiuni se remarcă faptul că aurul se localizează atât în nivelul nisipos cît și în cel grezos tufaceu. În nivelul nisipos, deși este prezent pe toată grosimea lui, se concentrează mai ales în partea sa bazală.

Aurul se prezintă sub formă de paiete mărunte, dar s-au întîlnit și unele cu diametru de cîțiva mm. Acestea sunt aplatizate, rotunjite sau grăunțoase. Aurul este de mare finețe (22–24 carate), denumit de minieri „aur vîr”. În nivelul de nisipuri sunt prezente și mici granule de magnetit și pirită, de obicei ușor limonitizate.

Cercetarea noastră a început de la aceste date. Pentru reevaluarea posibilităților valorificării acestor depozite aluvionare fosile aurifere s-au efectuat o serie de lucrări miniere (puțuri și mici galerii de coastă), care au avut ca scop verificarea ideii continuității acestor placers-uri sub depozitele extracrateriale, pe toată aria lor de dezvoltare și depistarea unor zone unde concentrația în aur să fie de interes practic.

Într-o din lucrările efectuate, s-a putut intercepta formațiunea de placers, permîndu-ne studiul ei detaliat.

Aici formațiunea are 2 m grosime, repauzează peste sisturi argiloase cretacice și suportă depozitele extracrateriale de Rotunda. Este formată dintr-o matrice nisipoasă, în care sunt prinse fragmente, uneori foarte bine rulate, de cristalin, sedimentar cretacic și eruptiv.

Procentual, matricea constituie 60% din masa placerului, restul de 40% fiind reprezentat prin fragmentele rulate.

Matricea este constituită din fragmente de cristale (amfiboli, piroxeni, biotit, muscovit, cuarț), granule de magnetit, zircon, ilmenit, titanomagnetit și pirită, precum și din mici fragmente de diverse tipuri petrografice, care nu depășesc 7 mm diametru.

Considerind totalitatea acestor elemente ca 100%, 40% sunt reprezentate din fragmente rulate, adesea aplatizate, de gresii fine negricioase, micacee (2–7 mm diametru), 20% elemente subrotunjite de cuarț alb transparent (2–5 mm diametru), 15% elemente de cuarț alb-gălbui-lăp-



tos (2—5 mm diametru), 25 % cristale și fragmente de cristale plus mineralele grele enumerate mai sus.

În același mod, din totalitatea fragmentelor prinse în matricea nisipoasă, cca 2—5 % sunt constituite din șisturi cristaline (cuarțite cu biotit și clorit, paragnaise, micașisturi, pegmatite și gnaisse granitice, aparținând seriei de Baia de Arieș) rotunjite sau semirotunjite, cca 35 % sunt reprezentate prin roci eruptive (andezite cenușii-verzui propilitizate și piritizate, de tip Barza, care predomină procentual, atingând uneori un diametru de peste 30 cm, dacite de Roșia Montană, silicificate, piritizate, pirita fiind parțial levigată și fragmente rare de „Chingă”, de obicei sub diverse forme angulare), restul de cca 60 % fiind formate din diverse tipuri de gresii cretacice, cu diaclaze pline cu calcit, sau cuarț hidrotermal, microconglomerate cuarțoase, siltite cenușii, fin stratificate, și marne cenușii, uneori maronii, toate formând galeți cu dimensiuni cuprinse între 3 și 10 cm.

Se constată o sortare a materialului, dimensiunile acestuia scăzind din bază spre partea superioară.

Deoarece însă distribuția aurului este foarte capricioasă, am considerat analizele neconclucente, de aceea am efectuat mai multe spălături de șaitroc încercând să apreciem conținutul real, pe baza concentratelor rezultate.

Astfel, în numeroase concentrate s-a constatat prezența aurului sub formă de mici paiete (0,1—1 mm diametru) sau ca granule fie rotunjite, trădind un proces de transport, fie cu conture neregulate, având o culoare galbenă-aurie, cu nuanțe roșcate, caracteristică varietății de mare finețe (22—24 carate).

Rămîne de demonstrat dacă acest nivel de placer aurifer are extindere suficientă. Cercetările sunt în curs.

În ceea ce privește originea aurului din aceste depozite, se poate deduce ușor că el provine din remanierea zăcămintelor primare, anterioare, de la Roșia Montană.

Formarea lor a avut loc anterior sau concomitent, cu depunerea tufurilor și a nisipurilor din depozitele eluviale fosile și înaintea punerii în loc a formațiunilor extracrateriale de Rotunda.

IX. Minerale grele

În studiul formațiunilor eruptive ale fazei de Rotunda atrage atenția bogăția relativă în fier a magmelor care le-au generat, fapt evidențiat de culoarea cărămidzie-roșiatică, dată de pigmentul hematitic, ce caracterizează unele dintre produse.

Mineralele grele sunt mai frecvente în matricea piroclastitelor. Cercetarea la lupa binoculară a arătat prezența hornblendei bazaltice, hornblendei verzi, a piroxenilor, a feldspaților, a ilmenitului, magnetitului, titanomagnetitului, hematitului și, în proporție mai mică, a apatitului și zirconului sub formă de cristale sau fragmente de cristale. Dimensiunile acestor minerale variază între 0,5 și 3 mm.



Din diversele probe concentrate la şaitroc, s-a constatat că la o cantitate de cca 3 kg material cineritic, a rezultat un concentrat de cca 12–15 g, format din mineralele grele enumerate mai sus.

Studiul mai multor concentrate a indicat următoarele proporții:

| | % |
|--------------------------|-------------------|
| Ilmenit + titanomagnetit | 50 |
| Amfiboli + piroxeni | 20 |
| Feldspat | 12 |
| Apatit | 8 |
| Zircon | 4 |
| Diverse | 6 |
| | <hr/> Total = 100 |

Datele pe care le prezentăm au caracter preliminar. Deocamdată putem numai menționa că pirolastitele ocupă o suprafață relativ întinsă, că se situează, în general, pe creștele dealurilor din regiune, ceea ce, la un eventual conținut economic, ar permite o exploatare foarte eficientă, că liantul cineritic care ar putea prezenta interes ca material de construcție, cu o rezistență corespunzătoare și greutate specifică mică, constituie peste 60% din masa lor.

Un calcul estimativ a arătat că volumul total de pirolastite se ridică la cca 900 mil. m³, din care peste 500 mil. m³ sunt reprezentate prin matricea cineritică în care se concentrează mineralele grele.

Un răspuns concret privind interesul (calitativ și cantitativ) pe care l-ar putea prezenta aceste minerale grele îl va da prelucrarea probelor reprezentative (colectate din lucrări miniere) în curs de analiză complexă.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoss M. (1967) Étude génétique des roches éruptives et des produits hydrotermaux associés de la Roșia Montană (Monts Métallifères). *Carp.-Balk. Géol. Assoc. VIII, Reports. Congr. Belgrad.*
- Mantea Gh. (1968) Vîrstă formațiunilor și a activității vulcanice neogene în bazinul Roșia Montană. *Stud. cerc. geol. 13, 2*, București.
 - Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1935) Relations entre la tectonique et la métallogénèse dans le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni. *Congr. Inst. des Mines, Măt. et Géol. appl. VII, Paris*, București.
 - Socolescu M. (1940) Les gisements sédimentaires d'or d'âge tertiaire dans les Monts Apuseni. *C. R. Inst. Geol. Roum. XXIII*, p. 37–46, București.
 - Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Géol. Roum. XXI*, p. 181–465, București.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghițulescu T. P., Borcoss M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.



- Rădulescu D., Borcoş M. (1967) Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Roumänien. *Acta geol.* XI, 1–3, p. 139–152, Budapest.
- Borcoş M. (1968) Aperçu général sur le déroulement du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Stat Geol.* XXXVI, p. 143–158, Bucureşti.
 - Ştefan R., Cosma S. T. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Roşia Montană (Munții Metaliferi). *D.S. Com. Geol.* XLVI, p. 159–175, Bucureşti.
 - (1964) Date noi privind structura bazinului Roşia Montană. *D. S. Com. Geol.* XLIX, 2, p. 213–220, Bucureşti.
-

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES FORMATIONS EXTRA-CRATÉRIALES DE LA PHASE DE ROTUNDA ET LES PROCESSUS DE CONCENTRATION ALLUVIONNAIRE DE LA RÉGION DE VÎRTOP-COLTĂU (AU NORD DE ROŞIA MONTANĂ)—MONTS MÉTALLIFÈRES

(Résumé)

Les auteurs présentent une étude détaillée des produits de la phase volcanique de Rotunda, insistant tout spécialement sur les formations extra-cratériales et les dépôts alluvionnaires, se trouvant à la base de celles-ci, qui contiennent par endroits de petites quantités d'or, au dessous de la limite d'exploitation.

Parmi ces produits, on a distingué : des laves, des laves à blocs et des pyroclastites.

Les coulées de lave, qui forment une couverture discontinue à la partie supérieure des formations extra-cratériales, sont représentées par des andésites gris bariolé, à structure oligoporphirique.

Les laves à blocs, décrites pour la première fois dans cette région, se développent autour de la cheminée de Rotunda, où forment un niveau de 50–70 m d'épaisseur.

Les pyroclastites sont constituées d'éléments arrachés au soubassement cristallin et crétacé et à l'édifice des volcans préexistants de Roşia Montană et de Poieniţa (dacites et andésites) ainsi que d'éléments expulsés par le volcan de Rotunda, lui même, à savoir des andésites oligoporphyriques de couleur rougeâtre, à pigment hématitique (variétés à amphiboles et à amphiboles, augite et hypersthène) et des andésites de couleur gris claire, à magnétite (variétés à amphiboles et à amphiboles et biotite).

L'analyse chimique de trois échantillons provenus du neck de Rotunda, de la coulée de laves et des dépôts de pyroclastites, montre le caractère calco-alcalin, sous-alcalin et salique de l'andésite de Rotunda, correspondant à la catégorie des magmas quartz-dioritiques-grano-dioritiques du type péléétique.

L'examen de la succession stratigraphique des formations extra-cratériales et l'étude statistique concernant les dimensions et le triage granulométrique des éléments constitutifs des pyroclastites, en rapport avec la distance qui les séparent de la source d'émission (le neck de Rotunda), a permis de reconstituer l'évolution de l'activité du volcanisme de la phase de Rotunda et l'effet de cette activité sur la structure du soubassement.

Durant le premier épisode de l'éruption, l'explosion volcanique a brisé le soubassement en expulsant des fragments de roches cristallines et crétacées et a détruit une partie des vol-



cans préexistants de Roșia Montană et de Poienița, dont nous retrouvons des éléments de roches (dacites et andésites propylitisées), mais seulement dans les dépôts de la base des pyroclastites. Suit un nouveau épisode à caractère explosif pendant lequel la lave elle même, déjà consolidée le long de la cheminée a été projetée dans l'espace. Il paraît qu'une pause d'une certaine durée a séparé ces deux stades, quand se sont formées des fissures de tension au niveau inférieur, remplies ensuite par des produits du deuxième épisode.

Le troisième épisode explosif, d'une intensité plus réduite, mais déroulé dans un intervalle de temps plus long, est observable grâce au dépôts d'un niveau de pyroclastites de 40—60 m d'épaisseur, respectivement de deux séquences très minces du tufs. On signale également deux moments d'explosions plus faibles.

Il paraît que l'épisode suivant a été d'une intensité explosive insolite, fait attesté par les blocs projetés, dépassant quelque fois un mètre cube et se trouvant à plus de 2,7 km distance de la cheminée.

Enfin, la dernier épisode se caractérise par une coulée de la lave andésitique, disposée au-dessus des pyroclastites, comme une couverture protectrice.

En supposant enlevée la couverture de dépôts des produits du volcan de Rotunda et en tenant compte des indications fournies par les travaux miniers exécutés à la base de ceux-ci, on peut reconstituer la morphologie du paléorelief du temps du commencement de cette phase éruptive. Celui-ci se présentait comme une euvette, penchée vers le NW, à inclinaisons de l'ordre de 15° à 20°, coupée par de petites dénivellations où se sont accumulés des dépôts alluvionnaires fossiles, lacustres et fluviatiles, qui contiennent par endroits de petites quantités d'or, formant ainsi des placers aurifères, similaires à ceux d'Australie et de Californie.

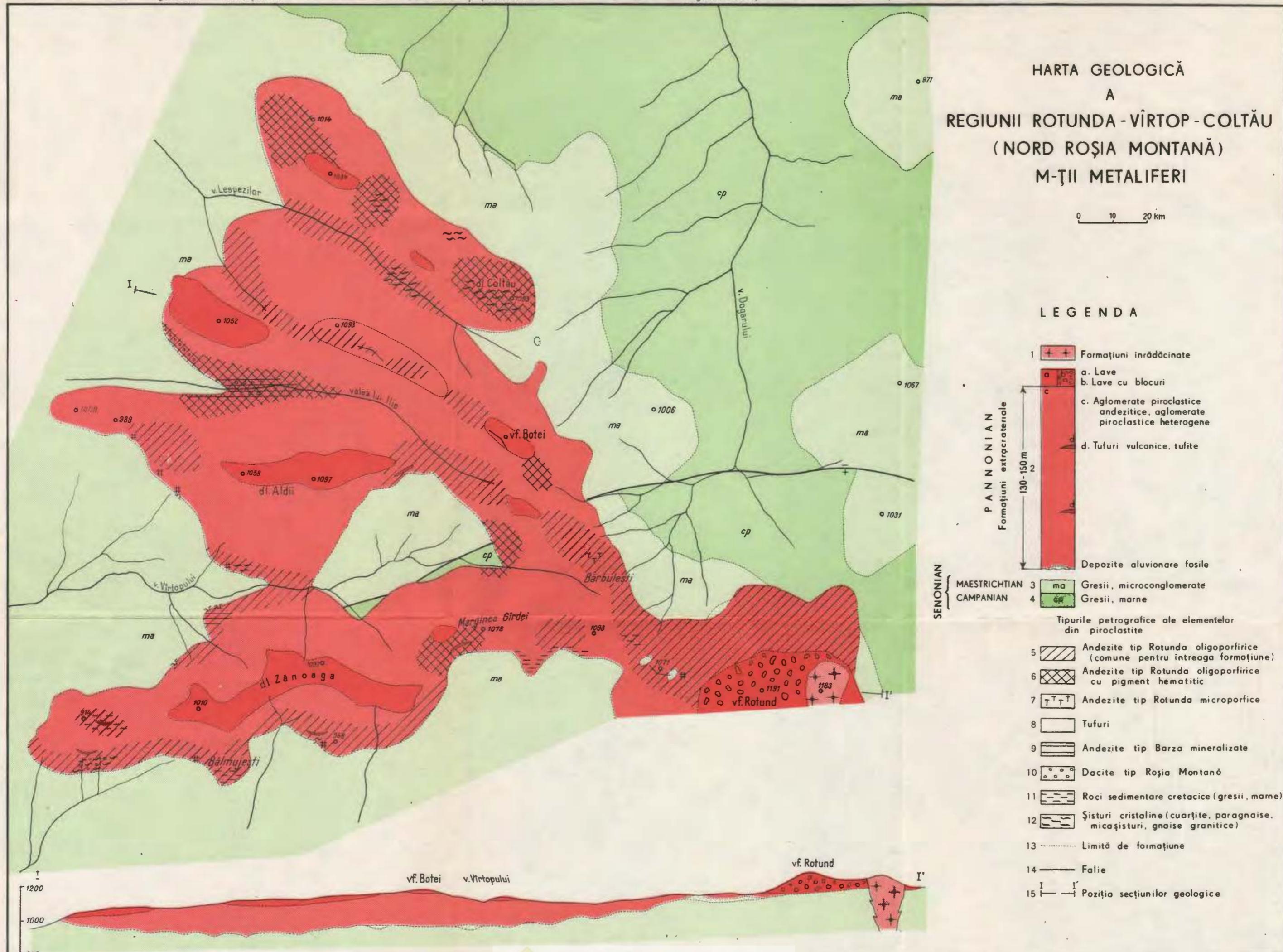
L'étude des éléments lourds a permis d'identifier l'ilmenite, le titanomagnétite, l'apatite et le zircon, englobés dans le ciment cinétique des pyroclastites qui pourraient présenter un certain intérêt pratique.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Rotunda-Virtop-Coltău (au nord de Roșia Montană), Monts Métallifères.

1, formations enracinées ; 2, Pannonien : Formations extra-cratériales : a, laves ; b, laves à blocs ; c, agglomérats pyroclastiques andésitiques, agglomérats pyroclastiques hétérogènes ; d, tufs volcaniques, tuffites ; Dépôts alluvionnaires fossiles ; Senonien : 3, Maestrichtien : grès, microconglomérats ; 4, Campanien : grès, marnes. Types pétrographiques des éléments des pyroclastites : 5, andésites du type de Rotunda oligoporphyriques (communes pour toute la formation) ; 6, andésites du type de Rotunda oligoporphyriques à pigment hématitique ; 7, andesites du type de Rotunda microporphyriques ; 8, tufs ; 9, andésites du type de Barza minéralisées ; 10, dacites du type de Roșia Montană ; 11, roches sédimentaires crétaçées (grès, marnes) ; 12, schistes cristallins (quartzites, paragneiss, micaschistes, gneiss granitiques) ; 13, limite de formation ; 14, faille ; 15, position des sections géologiques.





Dări de seamă ale ședințelor vol. LXII (1974—1975). Pag. 165—194.

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROLOGICAL UNOR MAGMATITE ALPINE DIN NORDUL MUNTILOR TRĂSCĂU¹

DE

DOINA RUSSO-SĂNDULESCU, TUDOR BERZA, IRINA BRATOSIN,
ROSETTE IANC²

Abstract

Contributions to the petrological study of some Alpine magmatites from the North of the Trăscău Mts. There are described ophiolitic rocks belonging to the initial magmatism of Kimmeridgian-Tithonian age, represented by flows and small intrusions of oligophyres, more rare orthophyres, pyroclasts and tuffites intruded by dolerite dykes. There are presented the petrographic characters of a volcano-sedimentary formation which outcropped in the Boierîște window below the crystalline schists. This formation consists of pyroclasts, epiclasts and phenoandesitic lava flows. From petrographic point of view, there are also described a series of banatitic veins and Jidovina neck, represented by dacites, rhyolites and lamprophyres. The chemical diagrams of banatites point out their belonging to a calcium rich magmatic series. Although there are mineralogical and textural resemblances between the volcanics of the Boierîște formation and the banatites, they are different as age, the former being pre-tectonic while banatites are post tectonic report to the Laramian deformations.

Cu ocazia cercetărilor efectuate în cadrul foilor Poșaga și Vălișoara ale hărții geologice a României la scara 1 : 50.000, în afara precizării aspectelor cartografice, s-au obținut noi date petrografice și geochemice asupra unor roci magmatice alpine din regiune, pe care considerăm util să le prezenta în studiu de față.

Deși rocile eruptive aparținând magmatismului alpin din partea de sud-est a Munților Apuseni au fost descrise sumar încă din secolul al XIX-lea de mai mulți cercetători, făcindu-se și unele încercări de separare ca vîrstă, în regiunea de la Valea Muntelui și Jidovina primul studiu apartine

¹ Predată la 12 mai 1975, acceptată pentru publicare la 15 mai 1975, comunicată în ședința din 23 mai 1975.

² Institutul de-Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32;



lui Ilie (1936). Acest autor deosebește roci eruptive vechi, reprezentate prin ofiolite, porfirite și porfire, roci eruptive cretacice, în care descrie lamprofire și porfire dioritice, și dacite terțiare.

Motroi și Motroi (1965)³ separă, în aceeași regiune, dolerite, dacite și albitofire, vîrstă acestor roci fiind considerată post-calloviană pentru dolerite și albitofire și post-senoniană pentru dacite.

Autorii hărții geologice la scara 1 : 200.000 foia Turda (Lupu et al., 1967) atribuie ofiolitele din zona Valea Muntelui magmatismului jurasic superior, iar dacitele din nordul munților Trascău și cele de la Jidovina sunt încadrate la magmatismul subsecvent epiorogenic de vîrstă paleocenă.

După Savu (1968) ofiolitele din munții Trascău, reprezentate prin asociatiile bazalt-andezit-riolit și bazalt-limburgit-oligofir-trahiandezit-ortofir, sunt atribuite fazei a doua a magmatismului inițial, fază care se manifestă din Jurasicul superior pînă în Neocomian.

Aceeași concepție este reluată de Iancovici et al. (1969) în privința rocilor ofiolitice. În ceea ce privește banatitele, se dă o analiză chimică a dacitului de Jidovina, iar pe harta atașată sunt figurate coruri intrusive banatitice, aparținînd magmatismului subsecvent epiorogenic, la Jidovina și în zona de izvoare a Văii Muntelui.

Lupu (1972)⁴ separă în zona Valea Muntelui „formațiunea mixtă ofiolitic-calcaroasă” de vîrstă kimmeridgian-tithonică, aparținînd pînzei de Bedeleu. În cadrul acestei formațiuni, autorul deosebește pirolastite și curgeri bazaltice alterînd cu strate de calcare micritice și străbătute de filoane de oligofire și ortofire. În aceeași lucrare, Lupu recunoaște o etapă a andezitelor cu piroxeni și amfiboli de vîrstă vraconian-cenomaniană (identificată în cadrul stratelor de Rîmet) și o etapă mai nouă, post-senoniană-banatitică (reprezentată în regiune prin coruri intruse la Jidovina, Valea Muntelui și Izvoarele), semnalînd totodată că s-ar putea să existe o trecere continuă de la magmatismul ofiolitic la cel banatitic.

La sud de Valea Pietrii, Nicolae (1974)⁵ separă și analizează chimic, în cadrul magmatitelor inițiale, bazalte, anamesite, dolerite, tufuri andezitice, vitrofire și pirolastite rioclastice.

Magmatitele alpine de care ne ocupăm în studiul de față apar în nordul și vestul munților Trascău, în formațiuni geologice diferite. Astfel, rocile ofiolitice de la Valea Muntelui se dezvoltă în cadrul formațiunii mixte ofiolitic-calcaroase de vîrstă kimmeridgian-tithonică (Lupu, 1972)⁶, formațiunea vulcano-sedimentară de Boieriște (Russo-Sându-

³ Gr. Motroi, Alexandra Motroi. Raport asupra lucrărilor de prospecție geologică pentru minereuri de fier în regiunea Schiopi-Buru-Vidolm-Coltești (Munții Trascău). 1965. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁴ M. Lupu. Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din masivul Trascău. Teză de doctorat. 1972. Arh. Univ. București.

⁵ I. Nicolae. Studiul petrografic al ofiolitelor din Munții Trascău, dintrre V. Pietrii și V. Rîmet, curs superior. 1974. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁶ Op. cit. pct. 4.

lescu, Berza, 1975) apare la izvoarele Văii Muntelui, în fereastră de sub șisturile cristaline, iar magmatitele banatitice străbat atât șisturile cristaline cît și formațiunile mai noi, inclusiv cele senoniene.

1. Ofiolite

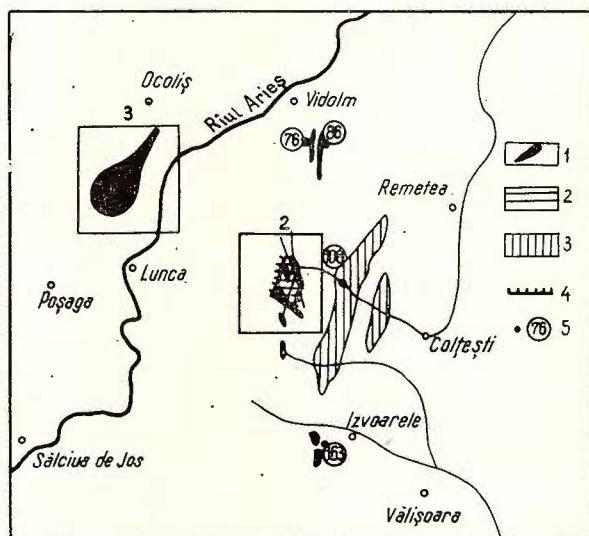
Rocile ofiolitice aparținând formațiunii mixte ofiolitic-calcaroase au fost studiate de noi pe Valea Muntelui și pe pîrul Siloș (fig. 1). Am identificat de asemenea tufuri și tufite asemănătoare pe versantul nordic al dealu-

Fig. 1. — Schița amplasării rocilor studiate.

1, banatite; 2, formațiunea vulcano-sedimentară de Boieriște; 3, ofiolite; 4, pînză de șariaj; 5, analiză chimică.

Esquisse de la position des roches étudiées.

1, banatites, 2, formation volcano-sédimentaire de Boieriște; 3, ophiolites; 4, nappe de charriage; 5, analyse chimique.



lui Fundoaia, care stau peste șisturile cristaline și sub calcarele massive din acest deal (fig. 2).

1.1. Pe Valea Muntelui, imediat după confluența celor doi afluenti principali de la Boieriște, în malul drept, peste șisturile cristaline, apare o fîsie de roci ofiolitice care urcă în versantul nord-vestic al dealului Fundoaia. Aceste ofiolite sunt alcătuite din cinerite fine și tufite, însuimind o grosime de cca 25 m.

Cineritele fine, vitro-cristaloclastice⁷, sunt roci de culoare verzuie sau albă-roșiatică (în urma alterației supergene), formate din fragmente de sticlă recristalizată (foste vitrofire, uneori vacuolare) și fragmente de cristale de albit sau oligoclaz albitezat, cu dimensiuni cuprinse între 0,25-1 mm. Liantul de natură cineritică este devitrificat și uneori cloritizat, sau difuz pigmentat cu oxizi de fier. Deși nu posedăm o analiză chimică a acestor piroclastite, prin observarea la microscop a recristalizării sticlei

⁷ În nomenclatura rocilor piroclastice și epiclastice am adoptat clasificarea lui Peltz (1972). Pentru tufite, am folosit-o pe cea a lui Pasquare și Rossi (1969).

sub formă de cuarț, a naturii acide a plagioclazului și existenței feldspatului potasic, se deduce o compoziție corespunzătoare unor oligofire, eventual și ortofire. Într-un singur caz, s-a observat o matrice cu aspect fluidal care conferă rocii o structură subeutaxitică (pl. I, fig. 1); devitrificarea foarte puternică nu permite sesizarea unor fragmente, astfel încât să ar putea să fie vorba de o curgere.

Tufitele sunt alcătuite din elemente de natură diferită, litoclaste subangulare de șisturi și calcare cristaline, calcare organogene, tufuri vitro-cristaloclastice și roci albitezate cu structură fluidală, și cristaloclaste de plagioclaz albitezat și, mai rar, cuarț, prinse într-un ciment de natură carbonato-silicioasă (pl. I, fig. 2).

Cu aceste caractere, rocile ofiolitice au fost urmărite spre sud, pe sub calcarele din dealul Fundoaia; ele nu trec în malul stîng al Văii Muntelui, probabil datorită unei falii transversale, paralelă cu valea.

1.2. Urmărind profilul de pe Valea Muntelui, din amonte spre aval, se observă în malul stîng al acesteia, care este mai bine deschis, următoarea succesiune: peste șisturile cristaline de la confluență apar calcarele masive din dealul Ardoscheia (ce au în bază un nivel de calcare brecioase), cu o grosime pe vale de cca 180 m. Urmează o fisiă de calcare organogene radiolaritice, străbătute de un corp masiv de dolorite. Cu aceste calcare organogene străbătute de dolorite începe formațiunea mixtă ofiolitic-calcaroasă.

Contactul din aval al corpului doloritic este net marcat față de o secvență de roci ofiolitice, alcătuită din tufuri alternând cu tufite, cu ciment silicios, și jaspuri, prin care pătrund silluri cu grosimi de ordinul metrilor de oligofire.

Tufurile mixte lito-vitro-cristaloclastice sunt greu de deosebit macroscopic de tufite, datorită cimentului silicios al ultimelor, asemănător cu liantul devitrificat al primelor. La microscop se observă însă, în unele secțiuni de tufite, intervenția silicei de precipitație, criptocristalină, dispusă în stratulete fine, deosebită de cimentul cineritic, devitrificat în cristale mai mari. Elementele tufurilor și tufitelor sunt de vitrofire, roci albitezate și cristale de plagioclaz albitezat, foarte rar însoțit de cuarț. S-au observat însă în jaspuri și cristale de andezin An_{40} , incipient sau total albitezate. Tinind însă cont de faptul că în celelalte tipuri petrografice, fragmentele de fenocristale sunt reprezentate aproape în exclusivitate prin oligoclaz în diverse stadii de albitezare, și de natura silicioasă a matricei (unele tufuri fine vitroclastice sunt practic silicolite), considerăm că chimismul acestor roci este asemănător celor din silluri (oligofire).

Deși nu s-au observat niciodată fragmente de cristale melanocrate, rocile prezintă adesea culori verzui pînă la negre, atât datorită unor cantități variabile de clorit, cât și datorită oxizilor de fier. În jaspuri, abundența acestora din urmă imprimă o culoare roșiatică, foarte adesea unele tufite sunt albe sau crem, datorită unei mari cantități de caolinit.

Granulația tufurilor este de obicei fină, între 0,25-1 mm, iar în cineritele vitroclastice este sub 0,25 mm, în timp ce tufitele variază de la granulația unui silt pînă la cea a unor gresii cu elemente ce depășesc 1 mm.

Tufurile și tufitele descrise mai sus formează o secvență vulcanoclastică, caracterizată prin prezența în liant numai a silicei (eventual și a caolinului), pe care o întâlnim în vestul profilului de pe Valea Muntelui, pe o lățime de cca 500 m. Ea este străbătută de două corpuri de dolerite și cîteva silluri subțiri de oligofire.

Doleritele din amonte formează un dyke ce aflorează pe vale pe cca 100 m și ia contact spre vest cu calcarele organogene ale formațiunii mixte, iar spre est cu tufurile și tufitele descrise mai sus, un alt dolerit apare la cca 150 m aval de primul. Deși corpul din amonte prezintă dimensiuni mai mari de aflorare, totuși cristalele în acest dolerit sunt mai reduse, între 1 și 2 mm (făcind trecerea spre anamesite) în timp ce doleritul din aval are adesea cristale ce depășesc 2 mm. Este foarte probabil ca ambele dykeuri să reprezinte apofizele unui corp mai mare din adincime.

Doleritele sunt roci masive, cu structură subofitică (pl. I, fig. 3) exprimată de dispunerea cvasi-divergentă a prismelor scurte de plagioclaz An_{55} și natura interstițială a granulelor de clinopiroxen (augit sau titanoaugit, acesta din urmă având tente de pleocroism rozii, cu $+2V = 53^\circ$ și $c : Ng = 43^\circ$). Aceste dolerite prezintă slabe fenomene de alterație hidrotermală, reprezentate prin cloritizări ale mineralelor mafice și, ulterior, prin apariția unui zeolit fibros.

O analiză chimică efectuată pe doleritul din amonte (proba 108 din tabelele 2, 3, 4, 5) indică conținuturi în principali oxizi și elemente minore normale pentru gabrouri. Recalcularea analizei după metoda Niggli determină încadrarea rocii la magmele gabbro-dioritice, iar compozitia normativă este în acord cu cea modală, cu excepția prezenței olivinei normative și a caracterului mai acid al plagioclazului normativ (An_{40}) în raport cu cel modal (An_{55}).

Sillurile de oligofire, care apar imediat în aval de primul dolerit, au grosimi de 1–2 m și prind între ele „pene” de jaspuri. Rocile au culori deschise, alb sau cenușiu-verzui, și o structură porfirică. Fenocristalele sunt însă rare, fiind reprezentate exclusiv prin mici cristale de plagioclaz nezonat, slab maclat, ce prezintă fenomene clare de albitizare și relicte de oligoclaz bazic. Masa fundamentală microcristalină este alcătuită din cuarț și feldspat complet caolinizat, ce nu mai poate fi determinat, dar ținând cont de natura fenocristalelor și de caracterul leucocrat al pastei, aceste roci ar putea fi considerate ca oligofire.

După această primă secvență de roci ofiolitice, valea se largeste, iar din versant curg blocuri de calcare cristaline și diverse tipuri de aglomerate și tufite ofiolitice. Pe drumul care merge în malul stîng al văii apar aflorimente izolate, în care s-au observat tufite foarte fin stratificate. Comparind aceste roci cu cele din cadrul secvenței din amonte, descrisă mai sus, se observă modificări atât în cadrul liantului, în care intervin carbonații alături de silicea de precipitație (pl. I, fig. 4) (uneori alternează strate de ciment silicios cu altele având ciment carbonatic), cât și în compoziția elementelor. Astfel, tufitele cu ciment carbonatic și silicios sunt caracterizate și prin prezența destul de frecventă a litoclastelor de șisturi



cristaline (de obicei cuarțite), cristaloclastele fiind însă constituite, ca și în secvența din amonte, din plagioclaz în diverse stadii de albitizare.

Această secvență vulcanoclastică mediană de pe Valea Muntelui este întreruptă de contactul brusc cu șisturile cristaline, reprezentate prin calcăsturi cu grafit sau cu muscovit, ce aflorează în drum pe cca 100 m. Subliniem că în cursul mediu al Văii Muntelui, lipsa de aflorimente nu a permis sesizarea raporturilor spațiale clare, atât între secvențele ofiolitice, cât și față de calcarele cristaline. Mergind spre est, după calcăsturi urmează o a treia secvență vulcanică a formațiunii mixte ofiolitic-calcaroase. Secvența estică de ofiolite aflorează continuu pe cca 300 m, de la calcăsturi pînă la contactul cu depozitele cretace din cursul inferior al Văii Muntelui. În cadrul ei s-au observat curgeri de roci acide (oligofire), alternînd cu piroclastite vitro-lito-cristaloclastice.

Oligofirele din curgeri prezintă texturi fluidale, evidențiate atît de orientarea fenocristalelor de plagioclaz An_{30-20} , slab maclat, parțial albitizat, cât mai ales de dispoziția microlitelor de plagioclaz și cuart din pastă. Procesele de devitrificare, mai mult sau mai puțin intense, orientate pe direcțiile de fluidalitate, produc uneori o pseudorurbanare, în care ritmuri recristalizate mai larg sunt mai deschise la culoare, cenușii, față de zonele ce au doar începuturi de devitrificare, care apar mai negre. Diferențe de culoare au mai fost observate și în zonele vacuolare ale lavei (vacuole umplute cu calcedonie) care apar albe-rozii față de zonele criptocristaline mult mai inchise.

Piroclastitele sunt reprezentate prin cinerite lapilice, cinerite grosiere și fine, în care, datorită unei ritmicități și intensității exploziei, pot apărea alternanțe de granulație. O caracteristică a cineritelor din secvența estică este omogenitatea compozițională a fragmentelor cu contururi angulare sau aşchioase; toate litoclastele sunt de oligofire asemănătoare celor din curgeri (pl. II, fig. 1) iar cristaloclastele sunt de oligoclaz mai mult sau mai puțin albitizat, prinse într-un ciment cineritic foarte fin, devitrificat.

Un alt caracter al piroclastitelor din secvența estică de ofiolite este dat de un puternic aport hidrotermal reprezentat printr-o cloritzare, cu atît mai intensă cu cât granulația tufurilor este mai măruntă (datorită porozității mai mari a tufurilor fine, mai competente la circulația soluțiilor), ce imprimă rocilor o culoare verde foarte caracteristică. La microscop, acest clorit (mai magnezian?) este foarte fin cristalizat, prezentînd o culoare verde de smarald, foarte intensă, ce maschează culoarea de birefringență a mineralului. În unele secțiuni subțiri s-a observat însă că există și un clorit verde murdar, cu birefringență scăzută, care apare numai în fragmentele de rocă, în timp ce cloritul de culoare verde luminos pătrunde și în ciment, umplind totodată și fisurile din litoclaste și cristaloclaste, fiind net ulterior (pl. II, fig. 2). Existența acestor două tipuri de clorite permite sesizarea a cel puțin două momente de alterație hidrotermală, cu chimism diferit, care au afectat ofiolitele din secvența estică.

În aval, apare un corp de oligofir, de culoare cenușie-verde, cu structură porfirică evidențiată de existența unor rare fenocristale de



plagioclaz (pl. II, fig. 3). La microscop, relictele de plagioclaz An_{32} prezintă macle polisintetice fine și apar mai puțin albitizate decât plagioclazii din curgeri. Masa fundamentală microcristalină este formată din cuart, plagioclaz acid și, probabil, feldspat potasic (dimensiunile mici ale cristalelor nu au permis decât sesizarea unui relief foarte scăzut).

În concluzie, după trecerea în revistă a rocilor ofiolitice de pe Valea Muntelui, se pot remarcă următoarele : a) deși secvențele piroclastice vestică, mediană și estică prezintă caracter specific nete, ele au în comun absența mineralelor melanocrate și fenomenul de albitizare, mai mult sau mai puțin intens, ce apare ca datorat unui dezechilibru chimic în magmă, și nu tardiv ; b) în lipsa unor date de teren suplimentare, nu ne putem pronunța dacă cele trei secvențe de roci ofiolitice sunt în raporturi tectonice, sau dacă ele reprezintă faze vulcanologice diferite ca vîrstă.

1.3. Pe pîriul Siloș, formațiunea mixtă ofiolitic-calcaroasă apare la est de calcarele masive de Fundoaia, care prezintă și aici, ca și pe Valea Muntelui, un nivel de calcare brecioase roșii.

Asocierea foarte intimă a rocilor ofiolitice cu calcarele organogene radiolaritice este pe acest pîrîu mult mai evidentă decât pe Valea Muntelui, ajungîndu-se la adevarate stromatite. Alternanțele foarte dese de calcare fin stratificate, rozii sau verzui, cu jaspuri, tufuri, tufite și curgeri de lave, apar pe grosimi de la ordinul decimetrilor pînă la zeci de metri ; există de asemenea roci de trecere de la calcare la brecii calcaroase cu aport de material piroclastic, tufite și apoi tufuri, astfel încît este foarte dificil de trasat limite cartografice. Lățimea formațiunii mixte pe pîrîul Siloș însumează cca 500 m.

Înainte de a descrie vulcanitele ce iau parte la alcătuirea formațiunii stromatitice de pe pîrîul Siloș, remarcăm că și aici, ca și pe Valea Muntelui, apar filoane de roci bazice. Astfel, la cca 100 m aval de limita calcarelor masive de Fundoaia cu calcarele organogene ale formațiunii mixte, pătrunde un filon de dolerit care aflorează pe vale cu o lățime de 10 m. Caracterele mineralogice și structurale ale acestui dolerit sunt identice cu cele ale dyke-urilor de pe Valea Muntelui. Dispunerea corporilor doleritice de pe cele două văi pe un singur aliniament și apariția unor brecifieri în calcarale din apropierea contactelor ne fac să presupunem existența unor accidente tectonice, pe care s-au insinuat aceste mici corperi bazice.

Curgerile de lave ce apar intercalate în calcarele organogene din aval de dolerit sunt alcătuite din ortofire de culoare cenușie-verzuie sau brună. La microscop, se observă o accentuată textură fluidală, evidențiată de orientarea benzilor de curgere ale lavei, în jurul fenocristalelor foarte rare și mici de oligoclaz (mai mult sau mai puțin albitizat) și cuart. Cantitatea mare de sticlă recristalizată ca cuart și feldspat potasic permite interpretarea acestor roci ca ortofire.

În aceste curgeri s-au remarcat uneori niște „pseudofragmente” de lavă, în care apar zone sticloase cu formă de flamă, asemănătoare structurilor din rocile ignimbritice (pl. II, fig. 4). Observarea contururilor zdrențuite și a aspectelor fluidale din jurul pseudofragmentelor certifică



însă proveniența din curgeri și a acestor roci. Explicația fluidalității în aceste roci ortofirice, de obicei viscoase, este furnizată de existența a numeroase zone vacuolare, care presupun un procent ridicat de volatile.

Mai la est, trecerea de la curgerile de lavă la rocile piroclastice este marcată de apariția unor roci cu aspect fluidal, dar în care apar fragmente de roci și cristale, amintind de lavele cu blocuri. Există de asemenea și unele roci de tranziție între tufuri și tufite, prin intervenția atât a materialului detritic, alături de cel vulcanic, cât și prin apariția cimentului calcaros. Prin creșterea cantitativă a cimentului calcaros iau naștere calcare cu fragmente vulcanoclastice, ajungindu-se astfel la calcare organogene fără material piroclastic, ce apar în momentele de calm vulcanic. Amintim de asemenea și existența deselor intercalații de jaspuri din zona mediană a formațiunii mixte de pe pîrîul Siloș.

Tufurile, mai abundente în partea estică a profilului, sunt grosiere sau fine, cu litoclaste de roci ortofirice și oligofirice vacuolare, vitrofire, și cristaloclaste mărunte de oligoclaz și, foarte rar, cuart, cimentate cu material cineritic devitrificat.

Tufitele sunt microconglomeratice sau brecioase, fiind alcătuite din fragmente de calcare cristaline sau organogene, roci ofiolitice variate (vitrofire, oligofire, andezite) și cristale de plagioclaz albitezat, prinse într-un liant de natură calcaroasă.

În cadrul formațiunii mixte de pe pîrîul Siloș, s-a observat, fără însă să se putea trasa limite nete, că în partea de vest predomină curgerile ortofirice, în timp ce piroclastitele și tufitele sunt mai abundente în est; și aici, ca și pe Valea Muntelui, este greu de precizat deocamdată dacă există raporturi tectonice sau o suita vulcanică continuă, în care caracterul eruptiilor s-a schimbat, de la curgeri de lavă la explozii (sau invers). Poate că argumentele micropaleontologice oferite de calcarele asociate vulcanitelor vor putea elucida această problemă.

Din cele de mai sus, concluziile care se pot formula asupra formațiunii mixte ofiolitic-calcaroase de pe pîrîul Siloș sunt următoarele: a) lipsa mineralelor melanocrate și amploarea mare a fenomenului de albitezare; b) prezența texturilor fluidale în curgeri și a celor orientate în tufuri; c) asocierea intimă a rocilor vulcanice cu calcarele; d) predominanța curgerilor în partea vestică și a piroclastitelor și tufitelor în cea estică; e) varietatea litoclastelor din breccii și microconglomeratele tufitice, în care pe lîngă fragmentele de ortofire, oligofire și vitrofire, apar și elemente de andezite.

Dacă primele două caracteristici sunt comune și pentru ofiolitele descrise de pe Valea Muntelui, ultimele observații sunt proprii numai acelora de pe pîrîul Siloș. Semnalând această situație, considerăm că pentru precizarea mai exactă a relațiilor dintre zona Siloș și zona Valea Muntelui sunt necesare investigații mai amănunțite.

2. Formațiunea vulcano-sedimentară de Boieriște

La izvoarele Văii Muntelui (fig. 2), suportind tectonic șisturile cristaline, aflorează pe o grosime observabilă de cca 150 m o formațiune



vulcano-sedimentară, pe care am separat-o ca formațiunea de Boieriște (Russo - Sandulescu, Berza, 1975).

Succesiunea stratigrafică din cadrul formațiunii vulcano-sedimentare de Boieriște este următoarea: pirolastite în bază, cu o grosime de cîțiva metri, ce aflorează în talvegul affluentului sudic al Văii Muntelui, peste care săt sedimentate epiclastite cu o grosime de cca 40 m. Atât pe această vale, cât și pe versantul estic al dealului Piatra cu Urdă (Boieriște) și pe

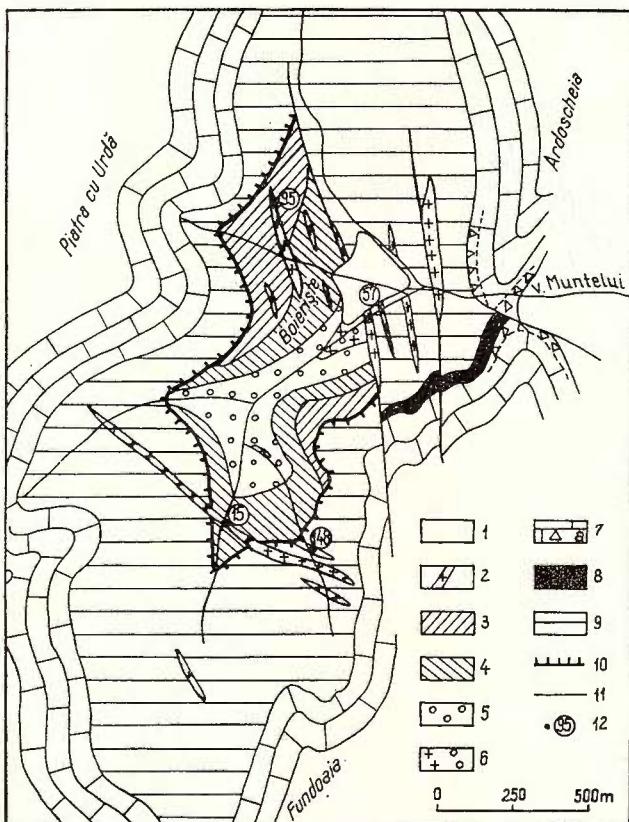


Fig. 2. — Harta geologică a bazinei superioare al Văii Muntelui (Boieriște).

1, Cuaternar; 2, banatite. Formațiunea de Boieriște : 3, fenoandezite cu hornblendă opacitică și biotit; 4, fenoandezite cuarțifere cu biotit și hornblendă; 5, epiclastite; 6, piroclastite; 7, calcar masivă: a, calcar breicioase; 8, ophiolite; 9, sisturi cristaline; 10, pinză de șariaj; 11, falie; 12, analiză chimică.

Carte géologique du bassin supérieur de Valea Muntelui (Boieriște).

1, Quarternaire; 2, banatites. Formation de Boieriște : 3, phénoandésites à hornblende opacifique et biotite; 4, phénoandésites quartzifères à biotite et hornblende; 5, épélastites; 6, pyroclastites; 7, calcaires massifs : a, calcaires brécheux; 8, ophiolites; 9, schistes cristallins; 10, nappe de charriage; 11, faille; 12, analyse chimique.

clina vestică a dealului Fundoaia, peste epiclastite se dispun curgeri de lave fenoandezitice⁸.

Piroclastitele sunt reprezentate prin aglomerate mixte cu elemente subangulare de ordinul centimetrilor prinse într-un ciment microaglomeratic vitro-lito-cristaloclastic (pl. III, fig. 1). Elementele din aceste aglomerate sunt reprezentate prin fenoandezite cu sau fără cuart, rare și mici fragmente de sîsturi cristaline și abundente cristaloclaste de cuart. S-au remarcat următoarele tipuri de litoclaste vulcanice :

Fenoandezite cu quartifere cu hornblendă verde și biotit. Sînt roci de culoare verzuie, cu structură porfirică evidențiată de prezența fenocristalelor de hornblendă, alterată în general în clorit și carbonat, biotit baueritizat, plagioclaz An_{60-55} și cuart cu contururi aşchioase, prinse într-o masă fundamentală hialopilitică.

Fenoandezite cu quartifere cu biotit și hornblendă resorbbită. Aceste roci au o culoare verzuie și sunt alcătuite din fenocristale de biotit, hornblendă și plagioclaz și o masă fundamentală hialopilitică spre microgranulară. Atît biotitul roșu, cît și hornblendă resorbbită au borduri opacitice. Plagioclazul este intens maclat și prezintă zonări normale, de la mici centre An_{70} trecîndu-se gradat la zonele marginale An_{55} .

Fenoandezite cu hornblendă opacică cu sau fără biotit. Rocile se remarcă prin culoarea foarte închisă, brună-violacee, datorată opacitării mineralelor femice și a masei fundamentale microgranulare, cu multe microlite opacitice (pl. III, fig. 2). Plagioclazul, intens maclat și zonat, prezintă fenomene de alterație caolinitică sau carbonatică.

Fenoandezite propilitizate, în care se mai pot recunoaște contururile fenocristalelor de biotit și hornblendă (transformate în clorit și carbonați) și plagioclaz illitizat sau carbonatat, prinse într-o masă fundamentală recristalizată, în care se remarcă pirită diseminată.

Epiclastitele vulcanice formează un pachet cu stratificatie pregnantă (pl. III, fig.3) alcătuit din gresii alternînd cu microconglomerate, acestea din urmă fiind mai abundente la partea superioară, pe versanții vestic și estic ai affluentului sudic al Văii Muntelui.

Alcătuirea litologică a gresiilor și microconglomeratelor fiind identică, numai mărimea fragmentelor le diferențiază (limita dintre cele două clase fiind, după Petz, 32 mm). Galeții, slab rotunjiți, sunt în cea mai mare parte de roci vulcanice (asemănătoare celor din piroclastite, fragmentele de sîsturi cristaline apărînd într-un procent mic, de cca 10 %, iar calcarele

⁸ Menționăm că rocile vulcanice la care nu avem analize chimice care să permită proiectarea într-o diagramă QAP normativă, le-am denumit după analiza microscopică, ținînd cont de fenocristale ; acestea pot fi însă de fapt dacite.

fiind foarte rare. Liantul acestor roci epiclastice este foarte redus cantitativ (majoritatea conglomeratelor au ciment de contact), fiind atât cineritic, cât și argilos sau carbonatic.

Lavelle care se dispun peste epiclastite sunt reprezentate, la partea inferioară, prin fenoandezite cuarțifere cu biotit și hornblendă, următe de fenoandezite cu hornblendă opacică și biotit, peste care se află în contact tectonic șisturile cristaline.

Fenoandezitele cuarțifere cu biotit și hornblendă sunt roci de culoare cenușie-albă, slab-verzuie, datorită unui hidrotermalism accentuat, ce apare în apropierea unor fracturi, sau la contactul cu filoanele banatitice mai noi. Astfel, în versantul estic al dealului Piatra cu Urdă, unde s-au observat intense cataclazări, ce dau naștere uneori la pseudoagglomerate, rocile prezintă feldspatul (rămas însă proaspăt) și cuarțul în diverse stadii de fragmentare (pl. III, fig. 4) în timp ce mineralele mafice sunt complet înlocuite de carbonați și oxizi de fier. Pasta acestor roci este recristalizată, fiind formată din cuarț și clorit, cu sau fără caolinit.

În versantul vestic al dealului Fundoaia, alterația hidrotermală a acestor fenoandezite cuarțifere este mult mai intensă, cuarțul răminând singurul mineral neafectat. Feldspații sunt caolinizați, observindu-se și unele relicte de illit, iar mineralele mafice sunt transformate în clorit, montmorillonit și oxizi de fier. Masa fundamentală a acestor roci este și ea caolinizată.

Atunci când metamorfismul hidrotermal al fenoandezitelor cuarțifere cu biotit și hornblendă a fost mai puțin intens, s-au observat fenocristale de plagioclaz puternic maclat și zonat An_{60-55} , predominând zonele An_{55} , hornblendă cu contururile marcate de oxizi de fier, biotit și cuarț, prinse într-o pastă sticloasă sau recristalizată, ce reprezintă cca 70% din rocă.

Fenoandezitele cu hornblendă opacică și biotit sunt roci de culoare închisă, brună-violacee, datorită transformării mineralelor melanocrate. Prezintă adesea o structură porfirică, cu o granulație mare a fenocristalelor, hornblenda și biotitul depășind adesea 3 mm, iar plagioclazii având dimensiuni variabile, de la microlitele din pastă, pînă la fenocristale de 2 mm.

Deși faptul că fenocristalele mărunte de cuarț sunt mai rare decît în curgerile fenoandezitice cuarțifere ar indica o schimbare a chimismului de la curgerile inferioare la cele superioare, ce par mai bazice, plagioclazul are compozиții anortitice asemănătoare (An_{60-56} , predominând An_{60}).

Biotitul este foarte caracteristic în aceste fenoandezite, prezentind culori închise de pleocroism în tonuri roșcate. Hornblenda cel mai adesea opacitizată poate însă prezenta uneori contururi opacitice, centrul fiind înlocuit cu carbonați. În rocile care au hornblenda doar cu bordură opacică au fost observate și mici cristale de cuarț primar, ceea ce ne face să presupunem existența a două veniri diferite în timp, în care lavelle aveau un chimism și un grad de oxidare ușor schimbat; lipsa deschiderilor bune nu ne-a permis cartografierea lor.

Masa fundamentală a fenoandezitelor prezintă o structură hialopilitică, cu microlite de feldspat și baghete opace.

Din descrierea rocilor ce iau parte la alcătuirea formațiunii vulcanosedimentare de Boierîște, se poate observa că în piroclastite apar unele elemente asemănătoare lavelor care stau deasupra, cum sunt fenoandezitele cu hornblendă opacică și biotit, de culoare brună-violacee. Acest fapt ar conduce la ideea că activitatea vulcanică a avut un caracter ritmic ce a dat naștere unor aparate vulcanice de tip strato-vulcan, dar apariția epiclastitelor vulcanice indică distrugerea edificiilor vulcanice și redrepunerea materialului în bazine mici, foarte apropiate de sursă, date fiind formele slab rulate și dimensiunile mari ale galeșilor. Apariția lavelor fenoandezitice peste epiclastite permite interpretarea curgerilor ca apartinând unei noi faze eruptive, ce intervine după un moment de calm, iar asemănarea elementelor din piroclastite cu unele din curgerile de deasupra ne face să considerăm că este vorba de o revenire a activității efuzive cu caracter chimico-mineralogice asemănătoare.

3. Banatite

Rocile banatitice studiate de noi în bazinul superior al Văii Muntelui (Boierîște), la Vidolm și Izvoarele sunt reprezentate prin mici intruziuni filoniene, iar la Jidovina de un neck cu dyke-uri asociate. Menționăm că vulcanul de la Jidovina se mai cunoaște în literatură și sub denumirea de corpul de la Ocoliș sau Poienița.

Filoanele străbat la Boierîște atât formațiunea vulcano-sedimentară și cristalinul, cît și planul pinzei de șariaj, dovedind astfel caracterul lor post-tectonic; la Vidolm ele sunt amplasate în sisturi cristaline, iar la Izvoarele pătrund prin stratele cu *Aptychus*. Înținind cont de asemănările chimico-mineralogice cu rocile de la Jidovina, care străbat Senonianul, toate aceste intruziuni pot fi încadrate la magmatismul banatitic.

3.1. Filoanele de la Vidolm, Boierîște și Izvoarele. Sunt reprezentate în principal prin dacite, fenoandezite și riolitele apărind mai rar.

Dacitele sunt roci compacte de culoare cenușie-deschisă pînă la neagră, de obicei proaspete și cu evidență structură porfirică, observabilă și macroscopic prin dimensiunile relativ mari ale fenocristalelor de biotit (depășind adesea 2 mm), plagioclaz (4 mm), quart (4 mm) și hornblendă (0,5–2 mm) (pl. IV, fig. 1).

După aspectul masei fundamentale, s-au deosebit structuri pilotaxitice, caz în care rocile prezintă culori mai închise, cenușii-negre, sau microgranulare, dacitele fiind în acest caz aproape niște microgranodiorite porfirice de culoare deschisă, cenușie-albă.

După natura mineralelor mafice, se pot separa filoane de dacite cu biotit și hornblendă resorbită și dacite cu biotit și hornblendă verde.

Plagioclazul din rocile dacitice prezintă caracteristici comune, indiferent de caracterul pastei sau de melanocratele asociate. Astfel, microlitele sunt slab zonate (un centru larg cu una sau două zone mai acide) și maclate normal după legea Albit sau Karlsbad. Fenocristalele prezintă însă o intensă zonare normală, cu centre care adesea au compozitia An₇₀ și

zone marginale ce ajung pînă la An₄₅₋₄₂, și numeroase macle după legile Albit, Albit-Karlsbad, Albit-Ala B și Periclin.

Biotitul din dacite este o varietate cu pleocroism slab, de la galben la brun, diferit de biotitul roșu ce apare în curgerile formațiunii de Boierîște. Hornblendă proaspătă prezintă diverse nuanțe de pleocroism, de obicei în tonuri de verde. La Vidom apără însă o hornblendă cu o schemă de pleo-

TABELUL 1
Analize planimetrice

| Nr. probei | Tipul petrografic | Localizare | Biotit | Hornblendă | Plagioclaz | Cuarț | Pastă |
|------------|---|-------------|--------|------------|------------|-------|-------|
| 15 | Dacit cu Bi + Ho resorbîtă (pastă pilotaxitică) | Boierîște | 0,8 | (în pastă) | 13,2 | 1,4 | 83,9 |
| 163 | Dacit cu Bi + Ho resorbîtă (pastă pilotaxitică) | Izvoarele | 2,0 | (în pastă) | 15,1 | 3,4 | 79,6 |
| 1 | Dacit cu Bi + Ho resorbîtă (pastă pilotaxitică) | Boierîște | 5,7 | (în pastă) | 14,7 | 7,1 | 72,5 |
| 76 | Dacit cu Bi + Ho verde (pastă pilotaxitică) | Valea Vidom | 3,3 | 5,0 | 15,3 | 8,6 | 67,8 |
| 86 | Dacit cu Bi + Ho verde (pastă microgranulară) | Valea Vidom | 1,5 | 3,1 | 28,0 | — | 66,3 |
| 95 | Dacit cu Bi + Ho resorbîtă (pastă microgranulară) | Boierîște | 1,2 | 1,1 | 22,9 | 10,3 | 64,2 |
| 57 | Dacit cu Bi + Ho resorbîtă (pastă microgranulară) | Boierîște | 1,2 | 4,2 | 19,9 | 17,3 | 56,8 |

croism caracteristică : Ng — verde, Nm — verde-oliv, Np — galben-deschis, probabil mai feriferă. Contururile cristalografice ale hornblendei sunt de prisme alungite la microlitele din pastă, cu dimensiuni seriate pînă la fenocristale, ce apar în prisme mai puțin alungite.

Cuarțul poate apărea ca fenocristale bipiramidate, sau corodate, cu contururi scheletice și dimensiuni pînă la 4 mm.

Masa fundamentală a dacitelor, după cum am mai amintit, poate fi pilotaxitică, predominând sticla față de microlitele de plagioclaz și hornblendă, sau holocristalin-microgranulară, prezintă uneori și zone poichilitice, date de plaje de cuarț care prind microlite diverse.

Cantitățile relative în care participă diferențele fenocristale și pasta, la constituirea rocilor dacitice din filoane, sunt redate în tabelul 1.

Fenoandezitele sunt roci compacte de culoare cenușie-neagră sau brună, pe care le-am întlnit în cîteva filoane cu grosimi mici, la Vidom și Boierîște. Ca și celelalte roci banatitice, ele prezintă o structură porfirică, în care fenocristalele sunt reprezentate de biotit, hornblendă, mai rar și clinopiroxen (un filon de la Boierîște) și plagioclaz. De remarcat lipsa cuarțului în fenocristale, acest mineral fiind prezent numai în masa fundamentală, ce are de obicei o structură microgranulară.



Biotitul păstrează caracterele optice și dimensiunile observate la dacite, în timp ce hornblendă, ce apare mai abundantă decit în dacite datorită numeroaselor microlite de dimensiuni medii ce împinzează masa fundamentală, prezintă unele caractere aparte. Astfel, microlitele au o coroană opacitică și centrul carbonatat, iar fenocristalele au un pleocroism puternic în nuanțe de verde-brun.

Piroxenii din filonul de la Boieriște sunt mărunti, aglomerați glomeroporfiric, fiind reprezentați printr-un clinopiroxen cu $c : Ng = 43^\circ$ și $+2 V = 54^\circ$.

Plagioclazii din fenoandezitele cu biotit și hornblendă, plus sau minus clinopiroxen, apar, ca și în rocile dacitice, puternic zonati și maclati cu conținuturi anortitice scăzând de la centru (An_{70}) spre margine (An_{42}).

Riolitele (pl. IV, fig. 2) au fost întlnite ca blocuri, în zona Boieriște, astfel încit nu s-a putut preciza natura formei lor de zăcămînt. Înțînd cont de faptul că în bazinul Iara astfel de roci au fost descrise ca filoane ce străbat Senonianul (Stoicovici et al., 1971), le-am considerat și noi ca aparținînd magmatismului banatitic.

Datorită unui proces de metasomatoză hidrotermală, mai mult sau mai puțin intensă, dar totdeauna prezentă, culoarea acestor roci este albă sau crem, uneori roșie (datorită unor oxizi de fier) iar porozitatea este mare, riolitele semănînd, la o primă observație, cu niște tufuri.

La microscop, se observă însă o masă fundamentală formată din silice și feldspat potasic, cu recristalizare incipientă sau totală, aspectul fiind al unor granofire sferulitice; de cele mai multe ori, masa fundamentală prezintă însă un grad avansat de caolinizare.

Fenocristalele, rare și mici, sunt reprezentate prin cuart, adesea bipiramidat, și cantități infime de oligoclaz și feldspat potasic; într-un singur caz, a fost întlnit un riolit cu fenocristale mai abundente de plagioclaz An_{25} și lipsit de fenocristale de feldspat potasic. Atunci cînd apare ca fenocristale, feldspatul potasic prezintă simetrie monoclinică, avînd unghiul $Ng : \perp(010) = 0^\circ$, și un unghi $-2 V$ în jur de 30° , planul axelor optice fiind perpendicular pe (010) . Deși n-au fost întlnite niciodată minerale melanocrate, unele contururi marcate de oxizi de fier ar putea fi atribuite biotitului.

3.2. Corpul de la Jidovina. Atât cartarea, cât și studiul microscopic al structurilor dacitului au arătat că este vorba de un neck vulcanic cu un dyke adventiv, într-un stadiu de eroziune destul de avansat, astfel încit nu s-au mai păstrat curgerile aparatului vulcanic. Acest neck, cu un diametru de aproximativ un km, din care spre NE se desprinde un dyke cu o lungime de aproape 2 km și o lățime ce scade progresiv pînă la 100 m, determină o formă de relief pozitivă (dealul Jidovina), ușor observabilă printre culmile domoale ale bazinului Arieșului. În ciuda dimensiunilor relativ mari ale corpului, la contactul cu Senonianul nu s-au observat corneene, ci doar indurări și copturi ale marnelor și gresiilor.

Dacitele din neck sunt roci compacte, de culoare cenușie-deschisă, cu structură porfirică. Fenocristalele sunt reprezentate prin biotit, ce depășește uneori 3 mm, hornblendă întotdeauna resorbită și oxidată, ce poate

atinge 1 mm, plagioclaz care ajunge pînă la 4 mm și cuarț cu contururi rotunjite; masa fundamentală este întotdeauna microcristalină. În aceste dacite se observă frecvent prisme alungite, pseudomorfozate de un agregat de cuarț și oxizi (ilmenit?) asociați cu biotit, sau prisme total opacitizate, care ar putea reprezenta foști piroxeni, cristalizați într-un prim stadiu de evoluție a magmei, deveniți ulterior instabili.

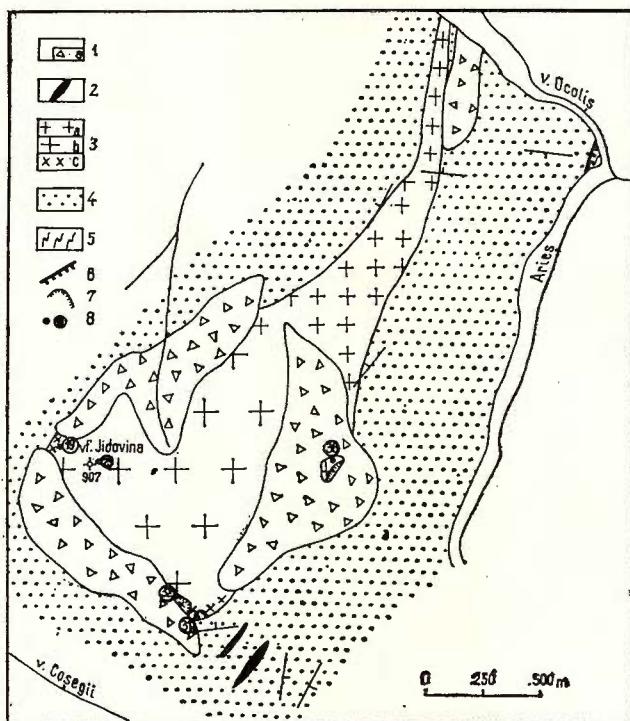


Fig. 3. — Schiță geologică a dealului Jidovina.

i, Cuternar : a, grohotișuri ; 2, lamprofire ; 3, dacite de Jidovina : a, dacit cu Ho și Bi în dyke ; b, dacit cu Ho și Bi în neck ; c, dacit cu Ho, Bi și Px ; 4, Senonian ; 5, šisturi cristaline ; 6, contact tectonic ; 7, carieră ; 8, analiză chimică.

Esquisse géologique de la colline de Jidovina.

1, Quaternaire : a, éboulis ; 2, lamprophyres ; 3, dacites de Jidovina : a, dacite à Ho et Bi en dyke ; b, dacite à Ho et Bi en neck ; c, dacite à Ho, Bi et Px ; 4, Sénonien ; 5, schistes cristallins ; 6, contact tectonique ; 7, carrière ; 8, analyse chimique.

Plagioclazii din aceste dacite sunt puternic maclați și zonați, avînd conținuturi anortitice de la An_{67} în centre, pînă la An_{46} în zonele marginale ale cristalelor.

Dacitele din dyke sunt roci mai închise la culoare decît cele din neck, cenușii-brune, cu structură porfirică. Parageneza este asemănătoare dacitelor din neck, cu deosebirea că hornblenda poate fi opacitizată,

complet sau doar ca borduri, centrul răminind proaspăt, cu un pleocroism de la verde-oliv la verde-brun. Pasta rocilor este mult mai puțin cristalizată, observându-se doar zone în care sticla are tendințe de devitrificare. Și în aceste dacite s-au remarcat prisme înlocuite cu uralit, carbonați și oxizi, ce pot fi piroxeni transformați.

Dacitele cu biotit, hornblendă și piroxen apar în vestul și sudul neck-ului. Sunt roci de culoare închisă, cenușie-neagră, de obicei proaspete. Structura porfirică este evidențiată de biotitul care poate atinge 4 mm, hornblenda cu dimensiuni variabile, pînă la 2 mm, plagioclazii pînă la 5 mm și cuart, ce apare însă mai rar și mai mărunt, pînă la 1-2 mm. Masa fundamentală are o structură holomicrocristalină.

Biotitul din aceste roci este de obicei proaspăt, dar poate uneori să prezinte borduri opacitice, sau opacit pe fețele de clivaj. Hornblenda de asemenea poate apărea cu o coroană groasă opacică, dar păstrând relicte proaspete asemănătoare celor descrise în dyke; cantitativ însă, hornblenda este mai redusă decât în neck-ul și dyke-ul descrise.

Piroxenii sunt de obicei grupați glomeroporfiric (pl. IV, fig. 3) mai rar apar și prisme solitare. Piroxenii sunt reprezentați în general prin ortopiroxen cu $-2V = 54^\circ$ (corespunzînd unui termen $\text{En}_{63}\text{Fs}_{37}$), mai rar apărind un clinopiroxen cu $+2V = 54^\circ$ și $c : Ng = 41^\circ$. Observarea diverselor stadii de resorbție ale piroxenilor, pînă la totala înlocuire cu un agregat mărunt de cuart, uralit și oxizi, amintește de prisme fine complet înlocuite pe care le-am descris la dacitele din neck și dyke. Acest fapt ne face să presupunem că piroxenii, cristalizați intrateluric și apoi deveniți instabili în magmă, sunt de fapt o caracteristică a tuturor dacitelor de la Jidovina. Fenocristalele de plagioclaz din dacitele cu biotit, hornblendă și piroxeni sunt proaspete și prezintă adesea un centru corodat, care poate atinge pînă la 80 % An (pl. IV, fig. 4) avînd în general o compoziție An_{55} . Înțind cont și de faptul că plagioclazul normativ (tab. 4) este un labrador acid, aceste roci ar putea fi denumite bandaite.

3.3. Lamprofire. La sud de corpul Jidovina apar două filoane ce străbat Senonianul, descrise de Ilie (1936) ca monchiquite.

Aceste roci cu structură porfirică sunt alcătuite dintr-o țesătură fină de prisme de plagioclaz alterat, nodule de clorit și oxizi de fier, în care mai apar relicte de augit și lamele de biotit orientat. Uneori sunt observate și xenocristale de cuart. După această parageneză, lamprofirele de la Jidovina se încadrează în grupa odinitelor. Lipsa unei relații directe între lamprofire și dacite nu permite sesizarea unei succesiuni de vîrstă a acestor banatite.

3.4. Chimismul banatitelor. Pentru caracterizarea geochemicală a banatitelor descrise mai sus, dispunem de 11 analize chimice și spectrale, efectuate pe un riolit de la Valea Muntelui (148)⁹ și 10 dacite recoltate

⁹ Analiza chimică confirmă existența unui hidrotermalism remarcat încă din studiul microscopic, ce a arătat înlocuirea parțială a fenocristalelor de plagioclaz prin silice. Înțind cont de caracterul incipient al acestui fenomen, analiza a fost însă luată în considerare, pentru a ilustra termenul cel mai acid al magmatismului banatitic din regiune.

TABELUL 2
Analize chimice

| Nr. crt. | Nr. probei | Localizarea | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | CO ₂ | S | H ₂ O+ | Total | Tipul petrografic |
|----------|------------|-----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|-------------------|--------|------------------------------|
| 1 | 108 | Valea Muntelui | 50,00 | 16,05 | 3,96 | 4,17 | 0,10 | 6,31 | 9,40 | 4,05 | 1,06 | 1,17 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 3,29 | 99,73 | Dolerit |
| 2 | 23 | Valea Găidei | 59,39 | 15,97 | 2,92 | 2,55 | 0,13 | 4,85 | 4,48 | 3,37 | 2,55 | 0,57 | 0,25 | 0,14 | 0,20 | 2,30 | 99,67 | Latit-andezit |
| 3 | 148 | Boierîște | 77,14 | 13,52 | 0,58 | 0,11 | 0,05 | 0,37 | 0,28 | 0,71 | 4,91 | 0,10 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 2,18 | 100,00 | Riolit |
| 4 | 31 | Dealul Jidovina | 65,93 | 16,58 | 1,86 | 1,95 | 0,18 | 2,21 | 4,27 | 2,98 | 2,20 | 0,54 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,79 | 99,63 | resorbîță + Cpx |
| 5 | 36 | Dealul Jidovina | 64,86 | 16,64 | 2,15 | 1,65 | 0,00 | 1,87 | 4,49 | 3,17 | 2,30 | 0,55 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 1,81 | 99,63 | opacită |
| 6 | 32 | Dealul Jidovina | 63,54 | 16,91 | 2,57 | 1,56 | 0,09 | 2,36 | 4,90 | 2,41 | 2,10 | 0,58 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 2,42 | 99,61 | opacită + Cpx |
| 7 | 86 | Valea Vidolm | 63,49 | 16,40 | 3,53 | 0,81 | 0,10 | 1,79 | 4,81 | 3,60 | 2,49 | 0,47 | 0,14 | 0,36 | 0,00 | 1,78 | 99,97 | Dacit cu Bi + Ho verde |
| 8 | 163 | Izvoarele | 63,10 | 16,93 | 4,39 | 0,11 | 0,08 | 0,62 | 5,85 | 3,45 | 1,74 | 0,49 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 1,47 | 100,13 | Dacit cu Bi + Ho verde |
| 9 | 19 | Dealul Jidovina | 62,89 | 16,73 | 2,70 | 1,41 | 0,10 | 2,16 | 5,02 | 2,92 | 2,59 | 0,53 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 2,47 | 99,69 | Dacil cu Bi + Ho verde + Opx |
| 10 | 95 | Boierîște | 60,64 | 17,40 | 2,94 | 1,75 | 0,00 | 2,22 | 5,61 | 3,03 | 1,99 | 0,51 | 0,22 | 1,28 | 0,00 | 2,09 | 99,68 | resorbîță |
| 11 | 57 | Boierîște | 59,37 | 17,51 | 3,20 | 1,85 | 0,08 | 2,57 | 5,57 | 2,58 | 2,34 | 0,54 | 0,19 | 0,30 | 0,00 | 3,84 | 99,94 | Dacit cu Bi + Ho resorbîță |
| 12 | 76 | Valea Vidolm | 57,49 | 17,20 | 3,47 | 1,83 | 0,10 | 2,86 | 7,71 | 2,66 | 2,08 | 0,61 | 0,19 | 1,92 | 0,00 | 1,70 | 99,82 | Dacit cu Bi + Ho verde |
| 13 | 15 | Boierîște | 57,19 | 17,77 | 4,05 | 2,19 | 0,10 | 1,88 | 6,99 | 3,04 | 1,48 | 0,71 | 0,19 | 2,23 | 0,00 | 1,91 | 99,73 | resorbîță |

TABELUL 3
Parametri Niggli

| Nr. crt. | Nr. probei | si | al | fm | c | alk | k | mg | ti | p | w | qz | c/fm | Q | M | L | Tipul de magma |
|----------|------------|-------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|------|-------|------|-------|------|------|------------------|
| 1 | 108 | 124,8 | 23,6 | 39,8 | 25,1 | 11,5 | 0,15 | 0,59 | 2,2 | 0,2 | 0,45 | 21,1 | 0,63 | -28,8 | 31,1 | 40,1 | gabbrodiortitică |
| 2 | 23 | 193,1 | 30,6 | 37,9 | 15,6 | 15,9 | 0,33 | 0,62 | 1,4 | 0,3 | 0,49 | 29,5 | 0,41 | 41,7 | 17,5 | 40,8 | peleitică |
| 3 | 148 | 584,1 | 60,3 | 8,5 | 2,3 | 28,9 | 0,82 | 0,49 | 0,6 | 0,2 | 0,76 | 368,5 | 0,27 | 68,0 | 8,9 | 23,1 | — |
| 4 | 31 | 262,6 | 38,9 | 25,8 | 18,2 | 17,1 | 0,33 | 0,51 | 1,6 | 0,2 | 0,44 | 94,3 | 0,71 | 51,7 | 11,4 | 36,9 | granodioritică |
| 5 | 36 | 260,1 | 39,3 | 23,2 | 19,3 | 18,2 | 0,32 | 0,48 | 1,7 | 0,2 | 0,54 | 87,3 | 0,83 | 50,8 | 9,9 | 39,3 | granodioritică |
| 6 | 32 | 247,1 | 38,8 | 25,6 | 20,4 | 14,3 | 0,36 | 0,51 | 1,7 | 0,3 | 0,58 | 90,0 | 0,77 | 51,6 | 12,5 | 35,9 | granodioritică |
| 7 | 86 | 244,5 | 37,2 | 23,4 | 19,8 | 19,5 | 0,31 | 0,44 | 1,4 | 0,2 | 0,78 | 66,3 | 0,85 | 47,9 | 9,9 | 42,2 | granodioritică |
| 8 | 163 | 251,6 | 39,8 | 17,5 | 25,0 | 17,8 | 0,25 | 0,21 | 1,5 | 0,3 | 0,95 | 80,6 | 1,43 | 50,2 | 7,8 | 42,0 | granodioritică |
| 9 | 19 | 239,8 | 37,6 | 24,8 | 20,5 | 17,1 | 0,37 | 0,49 | 1,5 | 0,3 | 0,62 | 71,5 | 0,83 | 48,8 | 9,8 | 41,4 | granodioritică |
| 10 | 95 | 220,9 | 37,4 | 25,4 | 21,9 | 15,3 | 0,30 | 0,47 | 1,4 | 0,3 | 0,60 | 59,7 | 0,86 | 47,4 | 11,5 | 41,1 | granodioritică |
| 11 | 57 | 211,1 | 36,7 | 27,9 | 21,2 | 14,2 | 0,37 | 0,49 | 1,4 | 0,3 | 0,60 | 54,3 | 0,76 | 46,6 | 13,2 | 40,2 | peleitică |
| 12 | 76 | 186,8 | 32,9 | 27,6 | 26,8 | 12,7 | 0,34 | 0,50 | 1,5 | 0,3 | 0,62 | 36,1 | 0,97 | 43,3 | 15,8 | 40,9 | peleitică |
| 13 | 15 | 193,2 | 35,4 | 26,2 | 25,3 | 13,1 | 0,24 | 0,36 | 1,8 | 0,3 | 0,61 | 40,6 | 0,96 | 44,4 | 13,3 | 42,3 | — |



TABELUL 4
Norma C.I.P.W.

| Nr. ert. | Nr. probet | cc | ap | hm | mt | il | tit | or | ab | an | c | di | hy | ol | q | Au % | Q | A | P |
|-------------|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|
| 1 | 108 | - | 0,4 | - | 6,0 | 2,4 | - | 6,4 | 35,4 | 23,4 | - | 19,2 | - | 7,0 | - | 40 | - | 9,8 | 90,2 |
| 2 | 23 | 0,3 | 0,6 | - | 4,3 | 1,1 | - | 15,1 | 28,5 | 19,7 | 0,4 | - | 13,2 | - | 41 | 17,8 | 19,7 | 62,5 | |
| 3 | 148 | - | 0,1 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | - | 28,9 | 6,0 | 1,0 | 6,9 | - | 0,9 | - | 53,2 | 14 | 59,7 | 7,9 | |
| 4 | 31 | - | 0,3 | - | 2,7 | 1,1 | - | 13,0 | 25,2 | 20,2 | 1,9 | - | 6,9 | - | 27,4 | 44 | 32,0 | 15,2 | |
| 5 | 36 | - | 0,3 | - | 3,1 | 1,0 | - | 13,6 | 26,8 | 21,3 | 1,1 | - | 5,0 | - | 25,5 | 44 | 29,2 | 15,6 | |
| 6 | 32 | - | 0,4 | 0,1 | 3,6 | 1,1 | - | 12,4 | 20,4 | 23,2 | 2,2 | - | 5,9 | - | 27,9 | 12 | 33,3 | 14,8 | |
| 7 | 86 | - | 0,4 | 0,1 | 2,6 | 1,4 | 0,9 | - | 15,3 | 31,0 | 21,3 | 0,1 | - | 4,6 | - | 21,7 | 34 | 24,2 | 17,2 |
| 8 | 163 | 3,4 | 0,4 | 4,6 | - | 0,3 | 0,8 | 10,2 | 29,3 | 18,1 | 3,0 | - | 1,5 | - | 28,5 | 38 | 33,1 | 11,8 | |
| 9 | 19 | - | 0,4 | 0,4 | 3,4 | 1,0 | - | 15,3 | 24,7 | 23,8 | 0,4 | - | 5,4 | - | 22,5 | 49 | 26,1 | 17,7 | |
| 10 | 95 | 3,0 | 0,4 | - | 4,3 | 0,9 | - | 12,0 | 26,4 | 19,4 | 3,5 | - | 5,7 | - | 24,6 | 42 | 29,8 | 14,6 | |
| 11 | 57 | 0,7 | 0,4 | 0,2 | 4,6 | 1,1 | - | 13,9 | 23,0 | 25,8 | 1,8 | - | 6,6 | - | 22,0 | 53 | 26,0 | 16,4 | |
| 12 | 76 | 4,4 | 0,4 | 0,7 | 4,3 | 1,2 | - | 12,5 | 23,0 | 25,8 | 1,4 | - | 7,2 | - | 19,2 | 53 | 23,9 | 15,5 | |
| 13 | 15 | 5,2 | 0,4 | 0,3 | 5,5 | 1,4 | - | 9,1 | 26,2 | 20,2 | 4,1 | - | 4,8 | - | 22,9 | 44 | 29,2 | 11,6 | |

TABELUL 5
Elemente minore p.p.m.

| Nr. ert. | Nr. probet | Pb | Cu | Ga | Ni | Co | Cr | V | Sr | Ba | Li | Be | Y | Yb |
|-------------|------------|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|
| 1 | 108 | 8,5 | 40 | 18 | 43 | 32 | 118 | 100 | 26 | 300 | 200 | 1,3 | 1,2 | 3,3 |
| 2 | 23 | 12 | 30 | 21 | 26 | 15 | 95 | 75 | 16 | 700 | 780 | 44 | 2 | 2,1 |
| 3 | 148 | 32 | 5 | 15 | 5,5 | <2 | 7,5 | 16 | 2 | 46 | 1300 | 75 | 2,8 | 2,2 |
| 4 | 31 | 16 | 39 | 23 | 7,5 | 8 | 10 | 28 | 8,5 | 300 | 570 | 60 | 2,1 | 2,4 |
| 5 | 36 | 10 | 17 | 22 | 6,5 | 7,5 | 13 | 30 | 8 | 247 | 520 | 44 | 2,1 | 2,2 |
| 6 | 32 | 13 | 19 | 23 | 7,5 | 9 | 15 | 40 | 10 | 275 | 500 | 40 | 1,8 | 2,2 |
| 7 | 86 | 13 | 9 | 22 | 6,5 | 9 | 7,5 | 55 | 8,5 | 215 | 440 | 38 | 1,3 | 2,2 |
| 8 | 163 | 9,5 | 7,5 | 22 | 4,5 | 7 | 2 | 44 | 5,5 | 264 | 440 | 20 | 1,2 | 30 |
| 9 | 19 | 8,5 | 17 | 22 | 8,5 | 9 | 18 | 58 | 12 | 310 | 560 | 40 | 1,7 | 30 |
| 10 | 95 | 15 | 13 | 22 | 6 | 10 | 5 | 58 | 8,5 | 265 | 460 | 28 | 1,4 | 29 |
| 11 | 57 | 8,5 | 15 | 20 | 7,5 | 12 | 10 | 65 | 11 | 240 | 460 | 45 | 1,4 | 35 |
| 12 | 76 | 12 | 24 | 22 | 18 | 16 | 40 | 105 | 13 | 340 | 500 | 34 | 1,1 | 30 |
| 13 | 15 | 8,5 | 21 | 7 | 13 | 3 | 90 | 9,5 | 275 | 380 | 24 | 1,4 | 33 | 3 |



astfel : unul de la Izvoarele (163), 3 de la Boieriste (Valea Muntelui) (95, 57, 15), 2 de la Vidolm, (86, 76) și 4 de la Jidovina (31, 36, 32, 19). Cu această ocazie prezintăm și analiza unui latit-andezit de pe valea Galdei, recoltat dintr-unul din filoanele semnalate de B o r d e a și D i m i t r e s c u (1966). Menționăm că, după autorii citați, acest aliniament de filoane (considerate, în lipsa unor analize chimice, andezite) din sudul munților Trascău, ar putea fi prebanatitic, aparținând magmatismului subhercinic (G i u ș c ă et al., 1966). Fără a aborda această chestiune, remarcăm însă în majoritatea diagramelor de chimism, poziția singulară a acestei analize, indicind într-adevăr apartenența sa la altă suță magmatică.

Din tabelul 2, în care sunt redate conținuturile în oxizi, se remarcă valori normale ale analizelor, cu excepția calciului, ce apare în majoritatea dacitelor cu conținuturi ridicate.

Pe baza acestor date, s-a construit diagrama de variație Harker (fig. 4), în care dacitele se înscriu pe curbe în general bine definite, în prelungirea firească a căroră se proiectează riolitul. Odată cu creșterea conținutului în SiO_2 , conținuturile în oxizi de fier, MgO și CaO scad, cel în K_2O crește, iar cel în Na_2O se menține constant, cu excepția riolitului, unde scade datorită hidrotermalismului amintit.

Diagrama Peacock (fig. 5) confirmă caracterul calcic al rocilor analizate, ce definesc o serie calcică, cu indice Peacock 62,5.

Diagramele ternare Mg , Fe_{tot} , Alk și Ca , K , Na (fig. 6) arată o relativă aliniere a dacitelor pe curbe, care prelungite pînă la riolit, indică îmbogățiri în alk și K (de la dacite la riolit) normale pentru seriile calco-alcaline.

Pe baza parametrilor Niggli, (tab. 3) s-au obținut tipurile magmatische — peleicitice și granodioritice — ale dacitelor (riolitul afectat hidrotermal neîncadrindu-se în aceste tipuri standard) și diagramele Niggli (fig. 7), în care dacitele se grupează în cîmpul sărac în alcalii (fig. 7a) în vecinătatea domeniului izofal (fig. 7b), într-o zonă restrînsă a diagramei $k : mg$ (fig. 7c) și pe axa mediană a diagramei $mg : c/fm$ (fig. 7 d), diferențiindu-se de latit-andezitul de pe valea Galdei. În diagramele 7b, 7c și 7 d, riolitul se proiectează în cîmpuri normale pentru acest tip de rocă, în schimb din diagrama $alk : al$, datorită levigării sodiului, punctul figurativ apare în cîmpul sărac în alcalii. Diagrama QML (fig. 8) arată caracterul suprasaturat și calcoalcalin al banatitelor analizate.

Prin calcularea normei CIPW (tab. 4) s-a obținut diagrama QAP normativă (fig. 9), în care se remarcă proiecțarea grupată a dacitelor în cîmpul ce la poartă numele, natura latit-andezitică a filonului analizat de pe valea Galdei și o îmbogățire hidrotermală în silice a riolitului, ce face ca proiecția acestuia să apară la limita cu silexitele. Conținutul anortitic virtual calculat din normă (tab. 4) variază la dacite între An_{34} și An_{53} , majoritatea analizelor indicînd valori cuprinse între An_{44} și An_{49} . Aceste cifre, ce exprimă media conținutului anortitic al fenocristalelor zonate și al microlitelor din pastă, sunt puțin mai scăzute, dar comparabile cu valorile determinate prin metode optice pe fenocristalele de plagioclaz.



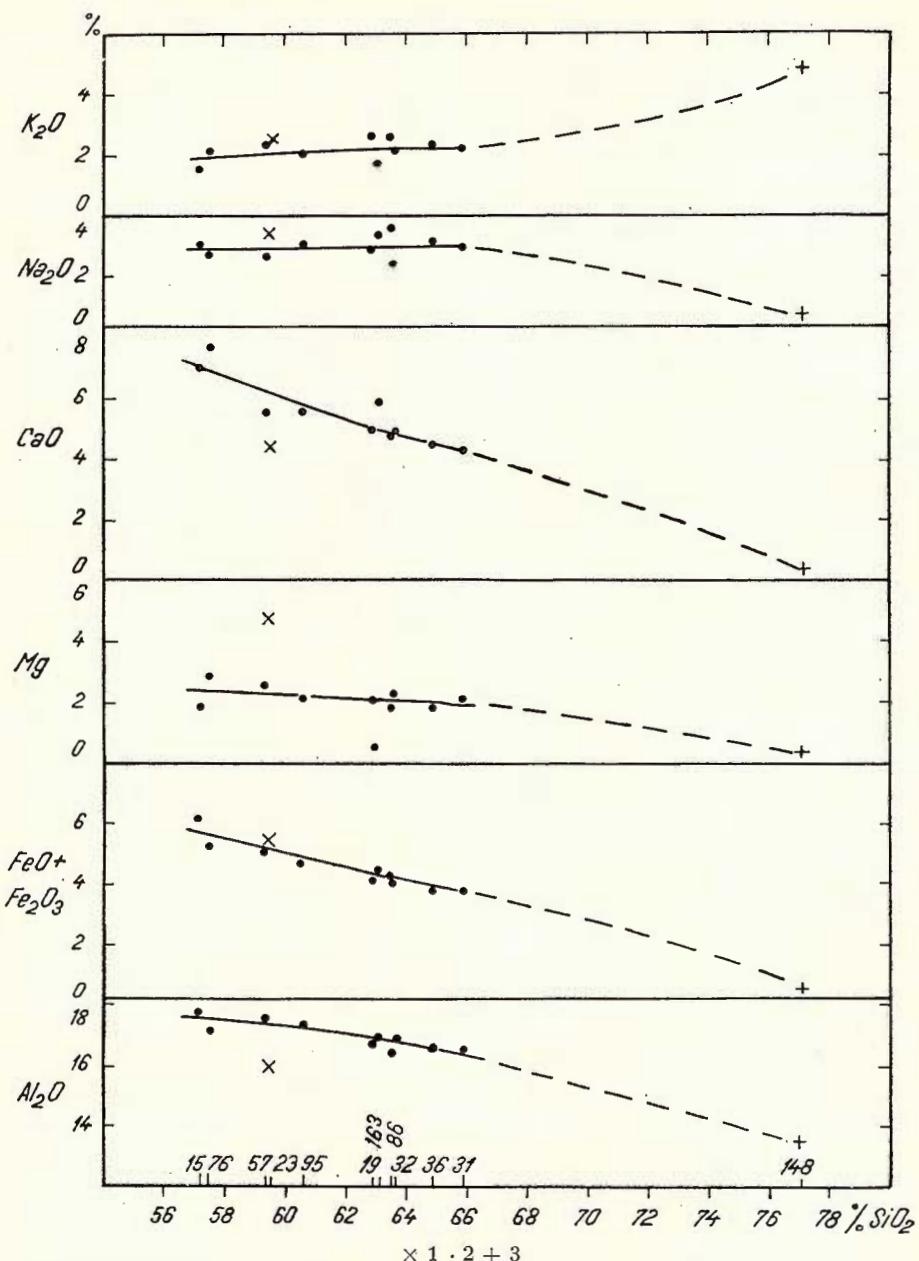


Fig. 4. — Diagramma Harker.

1, latit-andezit (valea Galdei); 2, dacite; 3, riolit. (Idem celealte figuri).

Diagramme Harker.

1, latit — andésite (vallée Galdei); 2, dacites; 3, rhyolite.

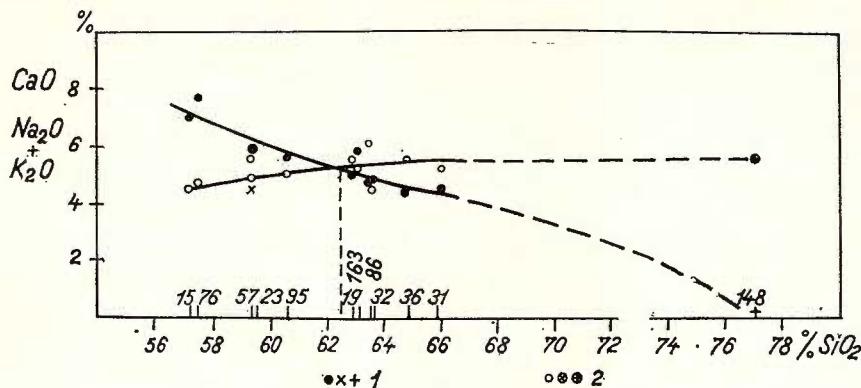
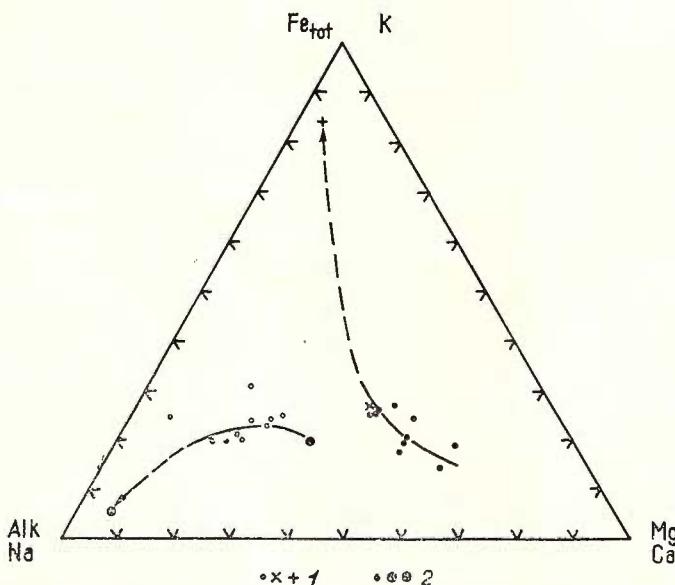


Fig. 5. — Diagrama Peacock.

Diagramme Peacock.

1, CaO ; 2, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.Fig. 6. — Diagrama Mg, Fe_{tot} , Alk și Ca, K, Na.Diagramme Mg, Fe_{tot} , Alk et Ca, K, Na.1, Mg— Fe_{tot} —Alk; 2, Ca—K—Na.

Prin spectrografie de emisie s-au determinat următoarele elemente minore : Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Cr, V, Sc, Sr, Ba, Li, Be, Y și Yb (tab. 5). Se remarcă valorile normale ale acestor elemente pentru dacite și pentru riolit ; latit-andezitul de pe valea Galdei se diferențiază printr-un conținut mai ridicat în Ni, Cr, Sr, Ba, Sc, Co, conținuturi întâlnite în literatură

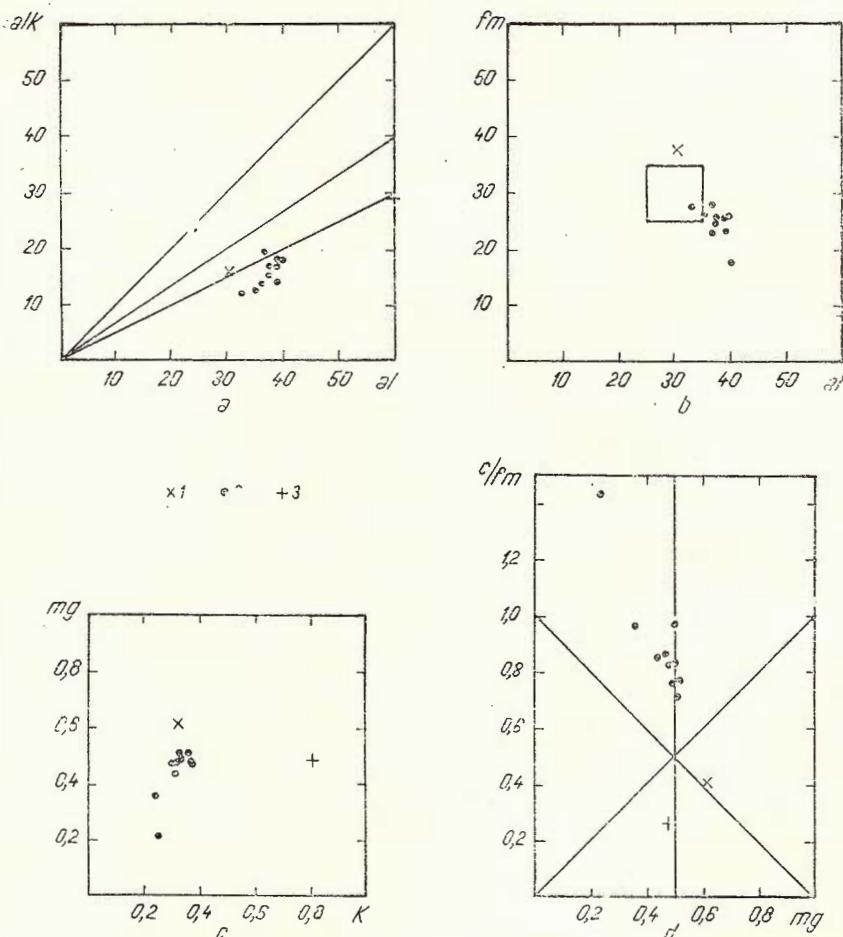


Fig. 7. — Diagramele Niggli.
Diagrammes Niggli.

pentru roci latit-andezitice (Siegers et al., 1969). Acest fapt se relevă și pe diagrama Nockolds-Allen, în care elementele amintite ies în afara curbelor de variație ale dacitelor.

Diagrama de variație Nockolds-Allen (fig. 10) arată că conținuturile de V, Sc, Co, Yb, Y, Ni, Cr scad pe măsură ce crește aciditatea rocii, scă-

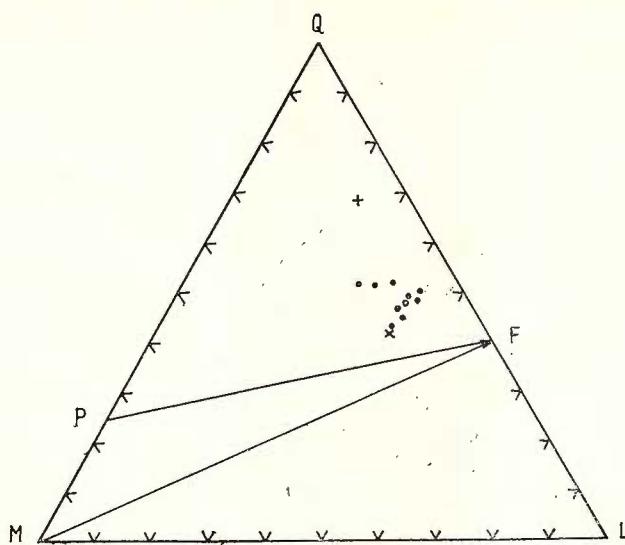


Fig. 8. — Diagramma QML.
Diagramme QML.

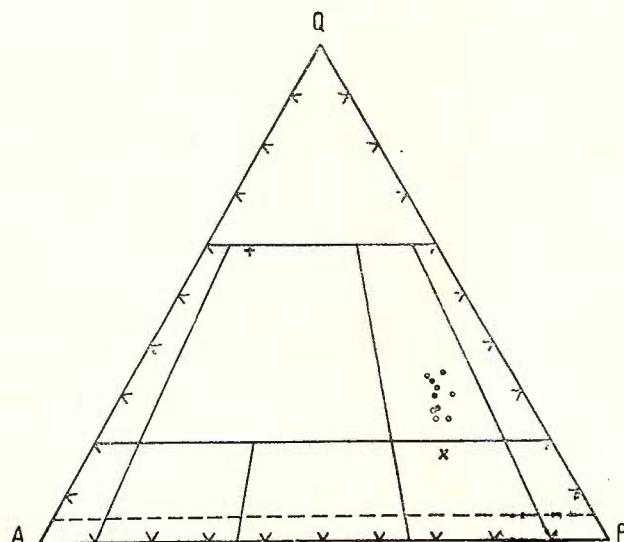


Fig. 9. — Diagramma QAP normativă.
Diagramme QAP normative.

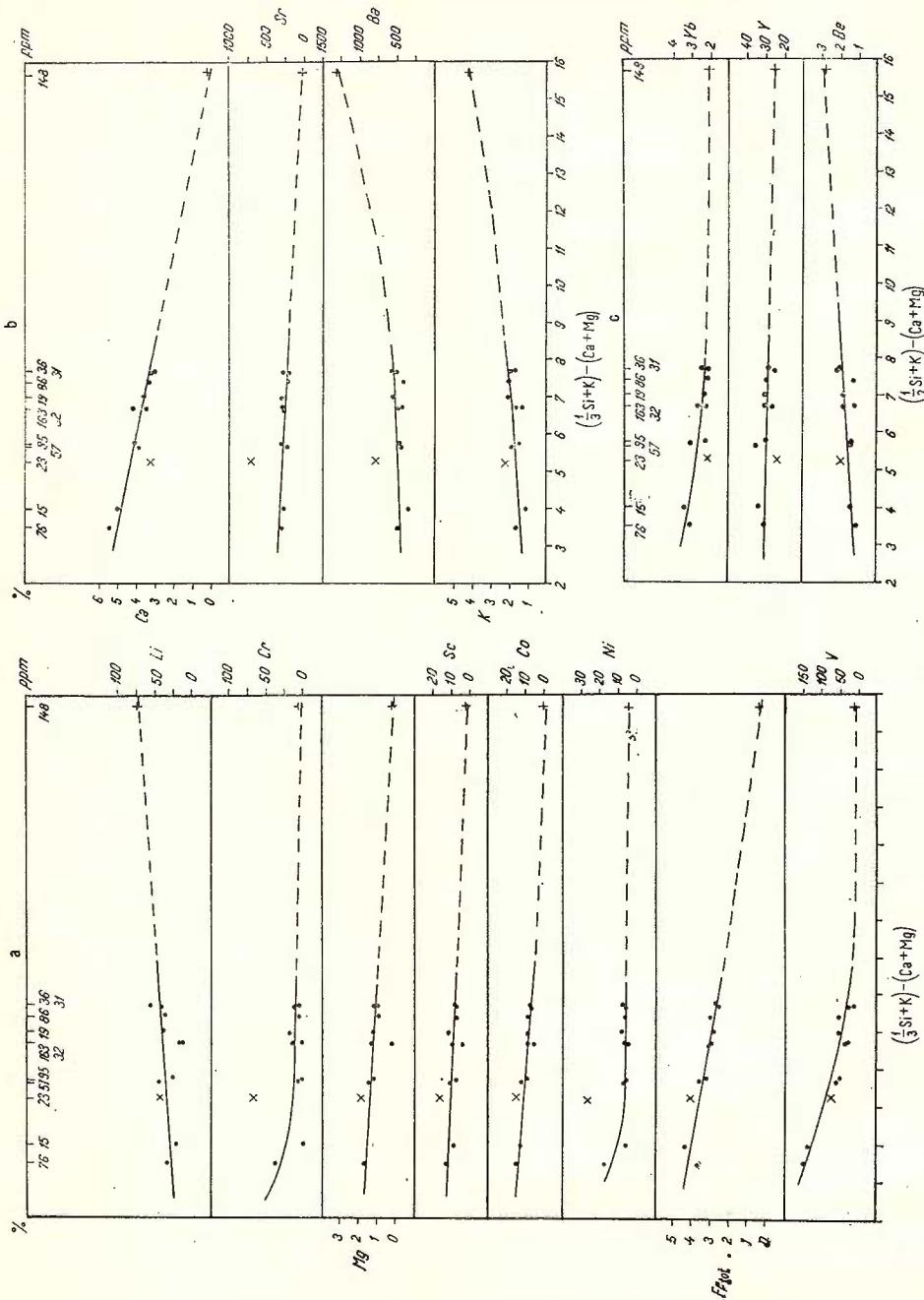


Fig. 10. — Diagramma Nockolds-Allen.
Diagramme Nockolds-Allen.

derea fiind însă mai puțin pronunțată pentru ultimele trei elemente. Be, Ba și Li prezintă conținuturi mai mari, odată cu creșterea acidității rocilor analizate; Ba urmărește K, element cu care se asociază geochemical. Conținuturile în Sr scad foarte puțin pe măsură ce aciditatea rocii crește, în concordanță cu Ca, dar având o scădere mai puțin accentuată decât aceasta.

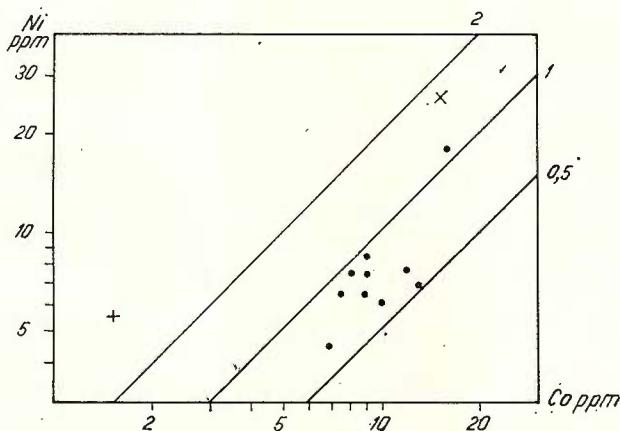


Fig. 11. — Relația Ni-Co.

Relation Ni-Co.

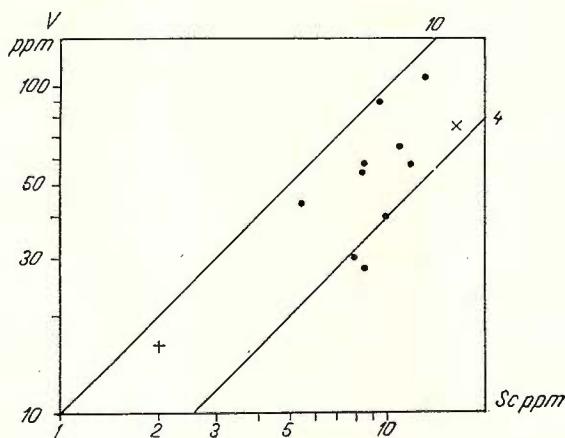


Fig. 12. — Relația V-Sc.

Relation V-Sc.

În diagramele ce prezintă relațiile dintre Ni și Co (fig. 11) V și Sc (fig. 12), Pb și Ba (fig. 13), Sr și Ba (fig. 14), Y și Yb (fig. 15), se observă în general o tendință de grupare a dacitelor și poziția diferită a latit-andezitului și riolitului. Astfel, în diagrama Ni-Co (fig. 11); dacitele se proiec-



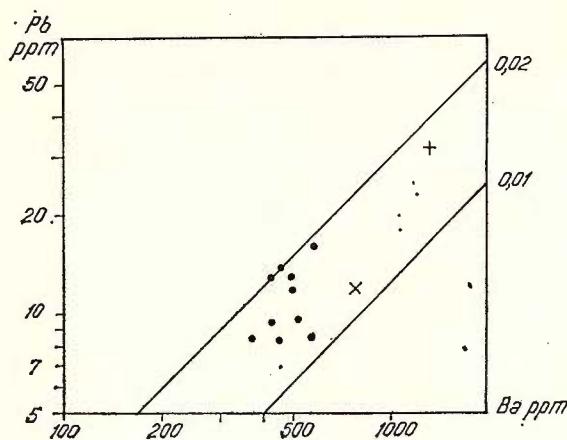


Fig. 13. — Relația Pb-Ba.
Relation Pb-Ba.

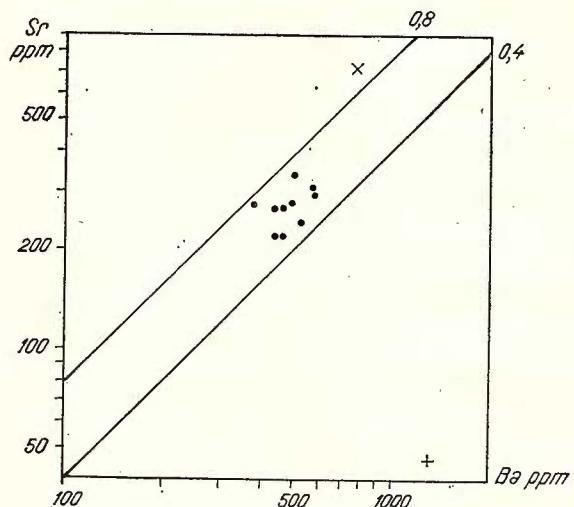


Fig. 14. — Relația Sr-Ba.
Relation Sr-Ba.

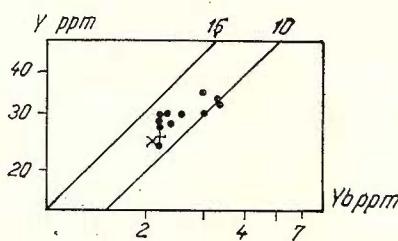


Fig. 15. — Relația Y-Yb.
Relation Y-Yb.



tează la valori ale raportului Ni/Co cuprinse între 0,5 și 1, (doar proba 76 depășește puțin linia de 1), în timp ce pentru latit-andezit raportul este 2, pentru riolit valoarea raportului Ni/Co fiind încă și mai mare.

Raportul V/Sc (fig. 12) este cuprins pentru toate rocile analizate între 4 și 10. În diagrama Pb—Ba (fig. 13), toate proiecțiile indică, pentru raportul Pb/Ba, valori între 0,01 și 0,02. Diagrama Sr—Ba (fig. 14) pune clar în evidență dacitele cu valori ale raportului Sr/Ba între 0,4 și 0,8, față de latit-andezit și riolit, ce se situează în afara acestor limite. Raportul Y/Yb (fig. 15) este cuprins între 10 și 15 pentru toate rocile analizate.

Concluzii. Magmatitele ofiolitice ce apar în zona de la Valea Munțului prezintă un caracter predominant oligofiric pînă la ortofiric, fiind astfel asemănătoare fazei a doua din complexul ofiolitic (Giuşcă et al., 1963; Savu, 1968). În acest caz, în munții Trascău, faza a doua a magmatismului inițial are o vîrstă kimmeridgian-tithonică, după vîrsta calcarelor cu care se asociază în cadrul formațiunii mixte ofiolitic-calcaroase (Lupu, 1972)¹⁰.

Formațiunea vulcano-sedimentară de Boierîște, alcătuită din piroclastite, epiclastite și curgeri de fenoandezite asemănătoare rocilor banatitice din regiune, ocupă însă o poziție diferită în timp, fiind pre-tectonică, spre deosebire de filoanele banatitice, care apar post-tectonice.

BIBLIOGRAFIE

- Bordea S., Dimitrescu R. (1966) Asupra prezenței unor filoane banatitice (andezite amfibolice) în zona dintre valea Iezer și valea Gălzii (Munții Metaliferi). *D. S. Com. Geol.* LII/1, p. 33. București.
- Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mesozoic din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Congr. V, Asoc. Geol. Carp. — Balc. Com. Șt.*, II, p. 31, București.
- Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, p. 13, București.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Ilic M. (1936) Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Aricș. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVII, p. 329, București.
- Lupu M., Borcoș M., Dimitrescu R. (1967) Notă explicativă la harta geologică a R.S. România la scară 1 : 200.000, foaia Turda. București.
- Pasquarelli G., Rossi M. R. (1969) Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del Gruppo delle Grigne (Prealpi Lombarde). *Riv. Ital. Paleont.* 75, 1, 1, Milano.
- Peltz S. (1972) Quelques considérations sur la nomenclature et la classification des pyroclastites. *Bull. Volc.* XXXV/2, p. 295, Napoli.

¹⁰ Op. cit. pet. 4.



- Russo - Săndulescu Doina, Berza T. (1975) Fereastra Boieriște de la Valea Muntelui — Coltești (Munții Trascău). *D.S. Inst. Geol. Geof. LXII/5*, București.
- Savu H. (1968) Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mesozoïques de Roumanie. *Ann. Com. Etat Géol. XXXVI*, p. 143, București.
- Siegers A., Pichler H., Zeil W. (1969) Trace element abundances in the „Andesite” Formation of Northern Chile. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 33, p. 882, Oxford.
- Stoicovici E., Trif A., Mureșan I. (1971) Contribuții la caracterizarea unor riolite din Munții Apuseni. *Studia Univ. Babeș-Bolyai. Ser. Geol. Miner.* 2, XVI, 1, Cluj.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DES MAGMATITES ALPINES DU NORD DES MONTS DE TRASCĂU

(Résumé)

Les magmatites situées dans la partie septentrionale des Monts de Trascău sont représentées par des ophyolites, des roches appartenant à la formation volcano-sédimentaire de Boieriște et par des banatites.

Les roches ophyolitiques appartiennent à la formation mixte ophyolitique-calcaire d'âge kimméridgien-tithonique. Elles ont été étudiées sur trois coupes : au nord de la colline de Fundoaia, dans Valea Muntelui et du ruisseau de Siloș.

Les ophyolites de la zone de Fundoaia sont représentées par des cinérites fines vitro-cristalloclastiques et par des tuffites oligophyriques. Dans la coupe de Valea Muntelui, on a réussi à distinguer trois séquences ophyolitiques (occidentale, médiane et orientale), séparées généralement par des calcaires constituées des tuffites, tufs et coulées d'oligophyres, dont les caractères communs sont l'absence des minéraux mélancrates et une intense albitisation ; elles sont traversées par des sills et dykes d'oligophyres et de dolérites. Les ophyolites qui affleurent dans la coupe du ruisseau de Siloș, représentées par des oligophyres et des ortophyres, sont également dépourvues de minéraux mélancrates et intensément albitisées, leurs traits caractéristiques étant l'association intime des roches volcaniques avec les roches calcaires (sous formes de stromatites) et la présence des textures fluidales dans les coulées et orientées dans les tufs.

La formation volcano-sédimentaire de Boieriște (sénonienne ?) affleure, aux sources du ruisseau de Valea Muntelui, de dessous les schistes cristallins qui constituent une nappe de charriage. Des pyroclastites, des épilastites et des coulées d'andésites ont été distinguées dans la formation volcano-sédimentaire. Les pyroclastites sont représentées par des agglomérats mixtes à éléments de phénoandésites quartzifères à hornblende verte et biotite, par des phénoandésites quartzifères à hornblende présentant le phénomène de résorption et à biotite et par des phénoandésites à hornblende opacifique avec ou sans biotite, dont le ciment est vitro-litho-cristalloclastique. Les épilastites présentent une stratification évidente et sont représentées par des grès et des microconglomérats, riches en galets de roches volcaniques et rarement, de schistes cristallines et de calcaires ; leur matrice est mixte, cinéritique-argileuse-carbonatée. Les laves qui reposent au-dessus des épilastites débutent par des phénoandésites quartzifères à biotite et hornblende, qui sont surmontées par des phénoandésites à hornblende opacifiée et à biotite. L'apparition des laves phénoandésitiques au-dessus des épilastites, révèlent que les coulées appartiennent à une nou-



velle phase éruptive qui survient après un moment de calme ; la ressemblance des éléments qui constituent les pyroclastites avec quelque-unes des roches rencontrées dans les coulées, nous permet de considérer qu'il s'agit d'un retour de l'activité effusive avec les mêmes caractères chimiques-minéralogiques.

Les roches banatiques constituent dans la zone de Valea Muntelui des filons, qui traversent les schistes cristallins, la formation de Boieriste et les couches à *Aptychus* et dans la zone de Jidovina un neck qui traverse les formations sénoniennes.

Les filons sont représentés surtout par des dacites, des phénoandésites, des rhyolites et par des lamprophyres plus rarement ; faute des relations directes entre ces filons, nous ne pouvons pas préciser l'ordre de leur mise en place. Les dacites sont représentées par les dacites à biotite et hornblende présentant des phénomènes de résorption et par les dacites à biotite et hornblende verte ; selon l'aspect de la masse fondamentale, il y a des variétés pilotaxitiques et des variétés microgranulaires. Chez les phénoandésites, les phénocristaux de quartz primaire sont absents, ce minéral apparaissant seulement dans la masse fondamentale. Quelque fois, outre le biotite et la hornblende verte, dans ces roches apparaît aussi le clinopyroxène. Les rhyolites, dans lesquelles la masse fondamentale microcristalline constituée de quartz et de feldspath potassique prédomine, contiennent des phénocristaux de quartz et, en moindre quantité, de feldspath potassique monoclinique et de l'oligoclase.

Le corps de Jidovina est constitué d'un neck de dacites à biotite et hornblende présentant des phénomènes de résorption et d'un dyke de dacites à biotite et hornblende vert-olive, partiellement ou totalement opacitisée. Sur les bords du neck, dans quelques points on a séparé des dacites à biotite, hornblende et des pyroxènes (ortho- et clinopyroxène).

Du point de vue chimique, les dacites banatiques présentent des valeurs normales des contenus pour les principaux oxydes, à l'exception du calcium, qui dans la plupart des roches apparaissent avec des contenus élevés ; les diagramme Peacock confirme le caractère calcique de la série, l'indice Peacock étant de 62,5. Dans bien des diagrammes de variation on constate que les dacites s'alignent sur des courbes généralement bien définies, au bout desquelles comme il est naturel, se placent la rhyolite, marquant ainsi une différentiation normale pour les séries calco-alcalines. Les éléments mineurs déterminés montrent également des valeurs normales, tant pour les dacites que pour la rhyolite.

Bien qu'il y a d'évidentes ressemblances minéralogiques et structurales entre les roches de la formation de Boieriste et les banatites, elles diffèrent par leur âge, les premières étant pré-tectoniques, tandis que les banatites sont post-tectoniques, par rapport à la phase laramienne.

ÎNTREBĂRI

- S. Peltz.: 1. La ce grosime apreciați formațiunea vulcano-sedimentară ?
2. Ați intocmit coloana litologică a formațiunii ?
3. Ați comparat din punct de vedere petrochimic și geochimic magmatitele din regiunea studiată cu cele din alte regiuni ? Mă refer în special la cele din provincia banatitică, deoarece constat că ati analizat mai în detaliu rocile banatice.

Răspuns : 1. Nu se cunoaște grosimea reală a formațiunii vulcano-sedimentare, întrucât baza ei nu apare la zi, iar deasupra, în contact tectonic, stau șisturile cristaline. În fereastră ea afloreză pe o grosime de cca 150 m.

2. Nu s-a întocmit o coloană litologică a formațiunii vulcano-sedimentare.
3. Nu am încercat o analiză comparativă petrochimică și geo chimică cu alte roci banatitice; am menționat doar asemănările ce există între rocile eruptive din zona Boierîște, Vidolm, Izvoarele cu cele de la Jidovina, încadrante mai demult în magmatismul banatitic.

I. În torsureanu : Cum se explică fenomenul de albitizare intramagmatică, menționat la rocile ofiolitice?

Răspuns: Am considerat necesar să distingem o albitizare intramagmatică, pentru a o deosebi de albitizarea din stadiul hidrotermal, deoarece microscopic nu s-au observat fenomene de metasomatism sodic în cadrul cristalelor de plagioclaz, ca în cazul albitizărilor hidrotermale, ci doar treceri aproape insesizabile de la centrul ceva mai bazic spre marginile albitice, ca urmare a diferențierilor dintr-o magnă unitară cu caracter alcalin.

I o a n a G h e o r g h i tă : Care sunt argumentele care vă determină să considerați rocile eruptive cereterminate ca roci banatitice?

Răspuns: Rocile banatitice din filoane prezintă caractere chimice și mineralogice identice cu cele care străbat formațiunile senoniene din zone apropiate și care sunt considerate de alți cercetători ca aparținând magmatismului banatitic.

J o s e f i n a B o r d e a : Pe ce criterii atribuiți formațiunea vulcano-sedimentară din fereastra de Boierîște Senonianului?

Răspuns: În lucrare nu se precizează vîrsta formațiunii vulcano-sedimentare. Se comentă doar faptul că formațiunea este străbătută de filoanele considerate banatitice și că deci este mai veche. În această ordine de idei formațiunea vulcano-sedimentară este comparată cu formațiuni similare maestrichtiene. Nu se exclude însă posibilitatea ca vîrsta formațiunii de Boierîște să fie și mai veche decât Senonianul.

PLANSA I

Fig. 1. — Tuf cineritic devitrificat cu structură subeutanătică.

Ofiolite din dealul Fundoaia. Nic. II ; $\times 12,5$.

Tuf cineritique dévitrifié à structure subeutanăticue.

Ophiolites de la colline de Fundoaia. Nic. II ; $\times 12,5$.

Fig. 2. — Tufit cu ciment carbonato-silicios. Ofiolite din dealul Fundoaia. Nic. II ; $\times 12,5$.

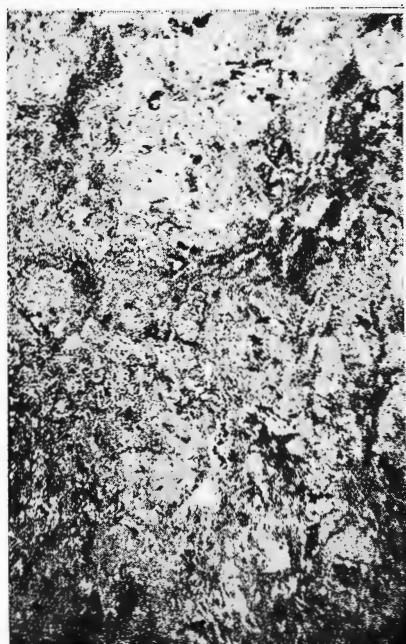
Tuffite à ciment carbonato-siliceux. Ophiolites de la colline de Fundoaia. Nic. II ; $\times 12,5$.

Fig. 3. — Dolerit. Valea Muntelui, secvență ofiolitică vestică. Nic. II ; $\times 33$.

Dolérite. Valea Muntelui, séquence ophiolitique ouest. Nic. II ; $\times 33$.

Fig. 4. — Tufit cu ciment carbonato-silicios. Valea Muntelui, secvență ofiolitică mediană. Nic. II ; $\times 12,5$.

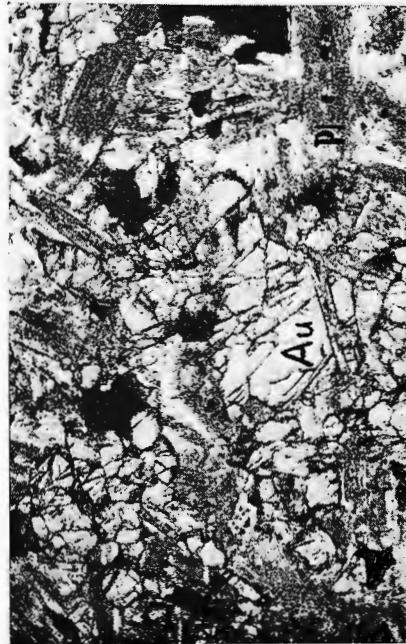
Tuffite à ciment carbonato-siliceux. Valea Muntelui, séquence ophiolitique médiane. Nic. II ; $\times 12,5$.



1



2



3



4

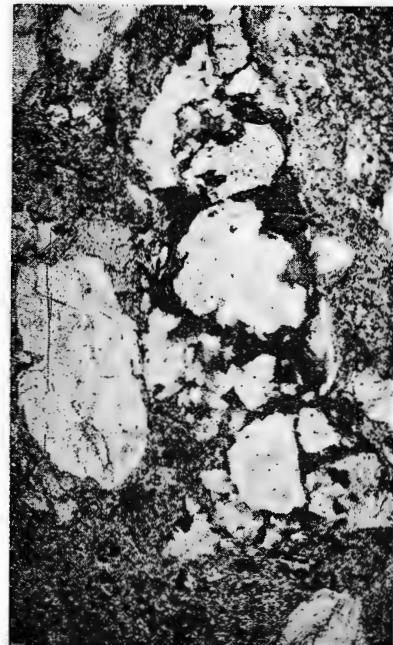
PLANŞA II

- Fig. 1. — Element de oligofir vacuolar din piroclastite. Valea Muntelui, secvență ofiolitică estică. Nic. + ; $\times 12,5$. Pl — plagioclaz albitizat.
Elément d'oligophyre vacuolaire des pyroclastites. Valea Muntelui, séquence ophiolitique est. Nic. + ; $\times 12,5$. Pl. — plagioclase albitisées.
- Fig. 2. — Tuf cloritizat. Valea Muntelui, secvență ofiolitică estică. Nic. II ; $\times 33$. Cl — clorit.
Tuf chloritisé. Valea Muntelui, séquence ophiolitique est. Nic. II ; $\times 33$. Cl — chlorite.
- Fig. 3. — Oligofir cu pasta microgranulară. Valea Muntelui, secvență ofiolitică estică. Nc. + ; $\times 12,5$.
Oligophyre à pâte microgranulaire. Valea Muntelui, séquence ophiolitique est. Nic. + ; $\times 12,5$.
- Fig. 4. — Ortofir cu „pseudofragmente”. Ofiolitele de pe pârâul Siloș. Nic. + ; $\times 12,5$.
Ortophyre à „pseudofragments”. Ophiolites du ruisseau de Siloș. Nic. + ; $\times 12,5$.





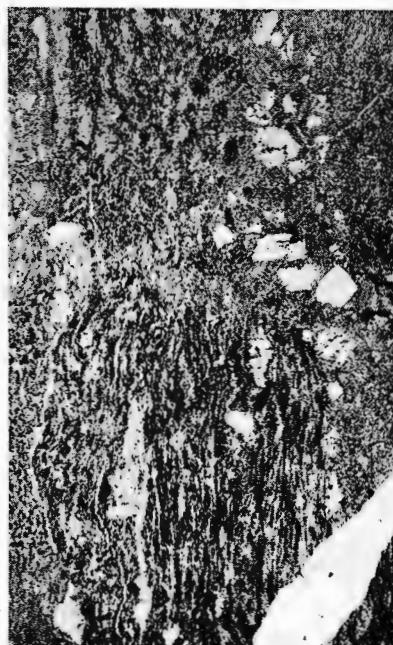
1



2



3

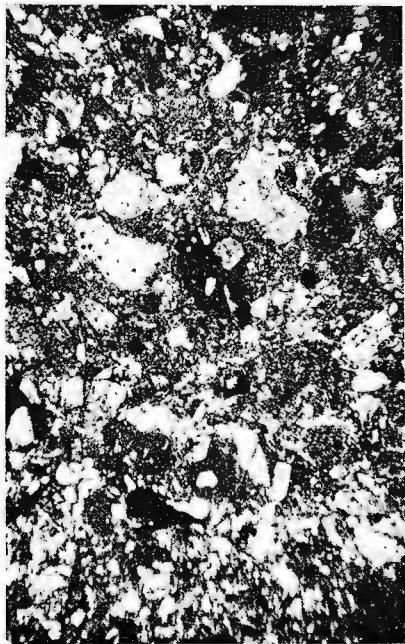


4

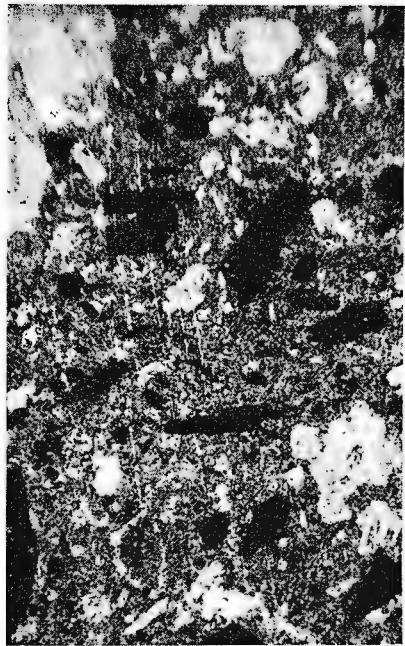
PLANŞA III

- Fig. 1. — Ciment vitrolito-cristaloclastic în piroclastit din formațiunea de Boieriște. Afluentul sudic al Văii Muntelui. Nic. + ; $\times 12,5$.
Ciment vitrolito-cristaloclastique en pyroclastite de la formation de Boieriște. Affluent méridional de Valea Muntelui. Nic. + ; $\times 12,5$.
- Fig. 2. — Element de fenoandezit cu hornblendă opacitică și biotit în piroclastit din formațiunea de Boieriște. Afluentul stîng al Văii Muntelui. Nic. + ; $\times 12,5$.
Elément de phénoandesite à hornblende opacifique et biotite en pyroclastite de la formation de Boieriște. Affluent gauche de Valea Muntelui. Nic. + ; $\times 12,5$.
- Fig. 3. — Granoelasare în epiclastit din formațiunea de Boieriște. Afluentul sudic al Văii Muntelui. Nic. + ; $\times 12,5$.
Granoclasement en épicalastite de la formation de Boieriște. Affluent méridional de Valea Muntelui. Nic. + ; $\times 12,5$.
- Fig. 4. — Fenoandezit cuarțifer cu biotit și hornblendă cataclazat din formațiunea de Boieriște, Nic. + ; $\times 12,5$.
Phénoandésite quartzifère à biotite et hornblende cataclasé de la formation de Boieriște Nic. + ; $\times 12,5$.

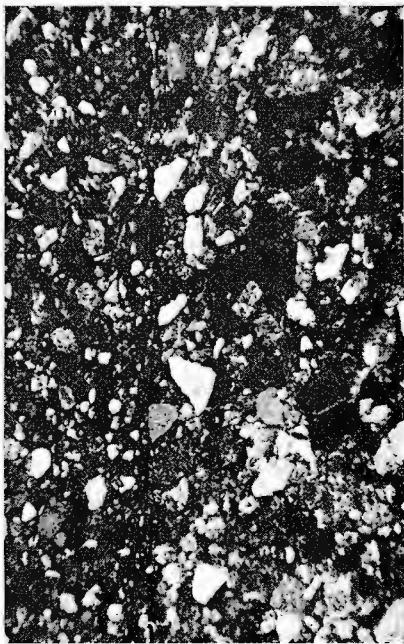




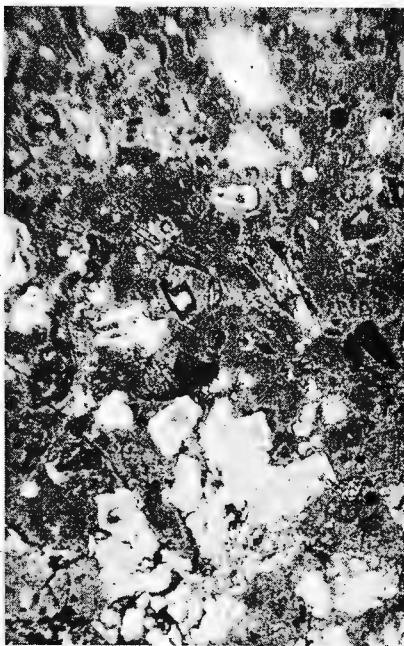
1



2



3

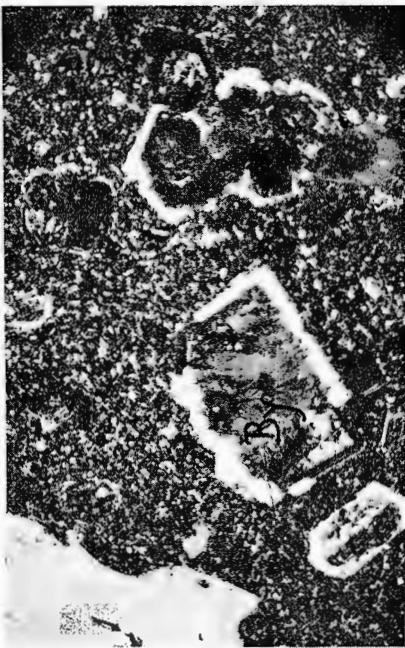
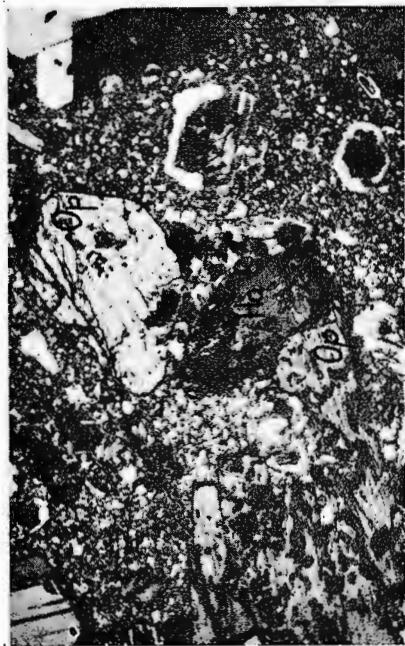
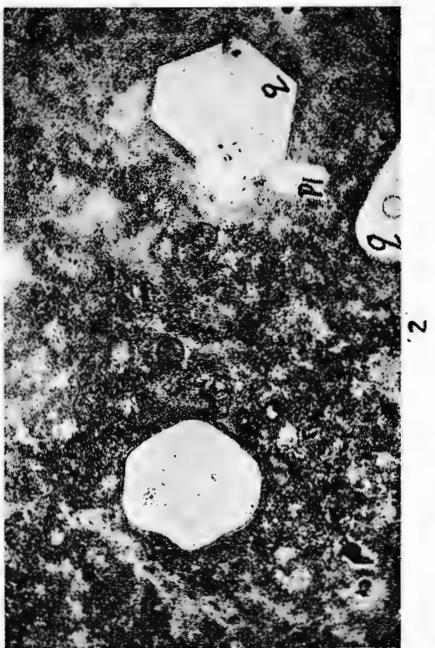
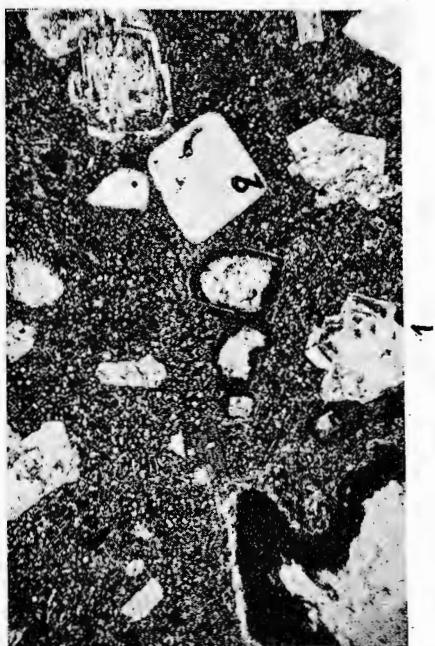


4

PLANŞA IV

- Fig. 1. — Dacit cu biotit și hornblendă resorbită, cu pastă microgranulară. Boierîște. Nic. II ;
× 12,5. q — cuarț, Bi — biotit.
Dacite à biotite et hornblende résorbé, à pâte microgranulaire. Boierîște. Nic. II ;
× 12,5. q — quartz, Bi-biotite.
- Fig. 2. — Riolit. Afluentul sudic al Văii Muntelui. Nic. II ; × 33. Pl — plagioclaz, q — cuarț.
Rhyolite. Affluent méridional de Valea Muntelui. Nic. II ; × 33. Pl — plagioclase,
q-quartz.
- Fig. 3. — Ortopiroxen în dacit cu biotit, hornblendă și ortopiroxen. Dealul Jidovina. Nic. + ;
× 33. Op — ortopiroxen, Ho — hornblendă verde-oliv cu coroană opacică.
Ortopyroxène en dacite à biotite, hornblende et ortopyroxène. Colline de Jidovina.
Nic. + ; × 33. Op — ortopyroxène, Ho — hornblende verte-olive à couronne opa-
cifiée.
- Fig. 4. — Bytownit cu bordură de labrador în dacit cu biotit, hornblendă și ortopiroxen. Dealul
Jidovina. Nic. + ; × 33. By — centrul cu An_{80} .
Bytownite à bordure de labrador en dacite à biotite, hornblende et ortopyroxène.
Colline de Jidovina. Nic. + ; × 33. By — centre à An_{80} .





1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

ANDEZITUL PIROXENIC DE LA VÎRFURI (MUNTII APUSENI)¹

DE
HARALAMBIE SAVU²

Sommaire

Andésite pyroxénique de Vîrfuri (Monts Apuseni). Dans cette étude l'auteur établit que la roche volcanique représentative de la partie est du Bassin Zarand est une andésite à augite et hypersthène, dont les paramètres magmatiques la place chez un magma dioritique.

Vulcanismul andezitic neogen din bazinul Zarandului s-a manifestat în strânsă legătură cu un sistem de fracturi miocene, orientate pe direcția nord-vest—sud-est și un sistem transversal, mai puțin important, care au permis scufundarea acestei zone de cratogen și declanșarea activității vulcanice (Savu, Neacsu, 1962). Aparatele vulcanice, de obicei stratovulcani, având uneori un neck vulcanic central, se distribuie în special de-a lungul fracturilor orientate pe direcția NW-SE, alcătuind aliniamente de conuri vulcanice, care formează astfel un sistem de erupții lineare cu caracter exploziv, în sensul lui Rittmann (1936). Produsele vulcanice sunt alcătuite preponderent din andezite piroxenice și andezite cu amfiboli, cu care se asociază foarte rar andezite cuarțifere.

În extremitatea estică a bazinului Zarand, se găsesc pe Crișul Alb, între Vîrfuri și Tisa, numeroase neckuri vulcanice de andezite piroxenice, înconjurate de piroclastite și curgerile lor de lave, care se exploatează în numeroase cariere. Dacă pentru andezitele din restul bazinului se cunosc mai multe analize chimice (Savu, Neacsu, 1962; Ianoviči et al., 1969), andezitele din zona amintită nu au fost studiate petrochimic pînă în prezent. Nota de față urmărește să prezinte petrotipul andezitic caracteristic din zona Vîrfuri-Tisa, utilizînd în acest scop andezitul piroxenic din neckul situat imediat la sud de stația CFR — Vîrfuri.

Andezitul de la Vîrfuri este o rocă de culoare neagră, cu structură porfirică — sau glomerofirică, în a cărei pastă se observă megascopice fluoristale de minerale melanocrate și de plagioclaz.

¹ Predată la 16 noiembrie 1974, acceptată pentru publicare la 6 ianuarie 1975, comunicată în ședința din 17 ianuarie 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Pasta andezitului este pilotaxitică și constă din microcristale de plagioclaz, magnetit și rar de piroxen și puțină sticlă vulcanică. În această pastă fină plutesc fenocristale de plagioclaz, hypersten și augit.

Fenocristalele de plagioclaz (An_{53}), cu lungimea de 0,5–2 mm, sunt de obicei idiomorfe; mai rar se întâlnesc fenocristale sparte și în parte resorbite de magma cu care au reacționat în timpul ascensiunii acesteia spre suprafața scoarței. Fenocristalele de plagioclaz sunt maclate polisintetic după legile albit, albit-Karlsbad sau periclin. Este frecventă structura zonară a acestor fenocristale, care se caracterizează prin numeroase zone recurente. De obicei, fenocristalele de plagioclaz conțin incluzuni de pastă, situate în partea centrală a lor sau sub forma a două sau trei zone subțiri, care coincide fiecare cu una din zonele obișnuite ale cristalelor.

Augitul se prezintă de asemenea în fenocristale idiomorfe, care sunt în unele cazuri maclate polisintetic. El prezintă incluzuni de magnetit.

Hyperstenul formează și el fenocristale alungite, cu caracter prismatic, ce pot atinge 2 mm lungime și care includ cristale de magnetit. Acestea prezintă următorul pleocroism: Ng = slab-verzui; Nm = brun-gălbui; Np = roșu-deschis. De obicei acest mineral este străbătut de fisuri, pe care s-a format bastit.

Pe alocuri se găsesc în acest andezit granule de magnetit, de dimensiuni mai mari și cu aspect de fenocristale în raport cu granulația pastei. Adesea, aceste granule de magnetit se grupează în jurul unor cristale de clinopiroxen sau de piroxen rombic.

Din analiza chimică a acestei roci efectuată de Giovanina Zăvoianu, rezultă conținuturile de oxizi alăturate, ale căror valori se apropie foarte mult de cele ale oxizilor din andezitele de la Camna și de pe valea Almașului (Savu, Negru, 1962).

Compoziția chimică și parametrii magmatici ai andezitului de la Vîrfuri

| | | <i>Parametrii Niggli</i> | |
|-----------------------------------|-------|--------------------------|-------|
| SiO_2 | 56,46 | | |
| Al_2O_3 | 17,60 | | |
| TiO_2 | 0,45 | <i>si</i> | 163,6 |
| Fe_2O_3 | 5,05 | <i>al</i> | 30,2 |
| FeO | 3,63 | <i>fm</i> | 35,8 |
| MnO | 0,15 | <i>c</i> | 23,8 |
| CaO | 7,60 | <i>alk</i> | 10,2 |
| MgO | 3,70 | <i>k</i> | 0,18 |
| K ₂ O | 1,01 | <i>mg</i> | 0,44 |
| Na ₂ O | 2,96 | <i>ti</i> | 0,87 |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | <i>ph</i> | 0,17 |
| S | urme | | |
| CO ₂ | 0,25 | | |
| H ₂ O ^{-105°} | 0,48 | | |
| H ₂ O ^{+105°} | 0,15 | | |
| PC | 0,88 | | |
| Total | 99,95 | | |



Parametrii magmatici Niggli (cf. B u r r i , 1959) încadrează roca la tipul de magma dioritic, fapt ce se corelează cu compoziția mineralogică a acesteia.

În concluzie, deoarece andezitul de la Vîrfuri este tipul de rocă reprezentativ din regiune, se poate trage concluzia că și în partea de est a bazinului Zarandului predomină andezitele piroxenice.

BIBLIOGRAFIE

- B u r r i C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden aus äquivalenter Grundlage. Basel u. Stuttgart.
- I a n o v i c i V., G i u ș c ă D., G h i ț u l e s c u T. P., B o r c o ș M., L u p u M., B l e a h u M., S a v u H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S. România, București.
- R i t m a n n A. (1936) Vulcane und ihre Tätigkeit. Stuttgart.
- S a v u H., N e a c ș u G h . (1962) Vulcanismul neogen din Bazinul Zarandului (Munții Apuseni). *D. S. Com. Geol. XLVII* (1959–1960), p. 345–360, București.

PYROXENE ANDESITE IN THE VÎRFURI REGION (APUSENI MTS)

(Summary)

In the paper the author shows that the representative rock from the eastern part of the Zarand Basin is an augite and hypersthene bearing andesite whose magmatic parameters framed it to a dioritic magma. These andesites made up pyroclastic, lava flows and necks which are worked off in different quarries located along the Crișul Alb Valley. The characteristic type (petro-type) is represented by a porphyric rock which is made up of a pilotaxitic groundmass constituted of plagioclase microcrystals, magnetite and little glass in which plagioclase (An_{53}), augite and hypersthene, more rare magnetite phenocrystals are swimming.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

TRANSFORMĂRI HIDROTERMALE ÎN CRATERUL OSTOROŞ (FORAJ 3) DIN MUNTII HARGHITA¹

DE

CONSTANTINA STANCIU²

Sommaire

Transformations hydrothermales dans le cratère d'Ostoroş (forage 3) des Monts Harghita. L'appareil volcanique d'Ostoroş (Monts Harghita, chaîne Călimani-Gurghiu-Harghita des Carpates Orientales) est andésitique et d'âge pliocène supérieur. Il est situé sur un plateau volcano-sédimentaire et apparaît constitué d'une formation strato-volcanique contenant des corps intrusifs. Un forage de 700 m a mis en évidence deux stades d'activité hydrothermale. Le premier stade a produit une altération biotitique et argilitique + sulfures de Pb-Zn en quantités réduites. Pendant le second stade s'est constituée une brèche hydrothermale et s'est formée l'association tourmaline-quartz de substitution et tourmaline comme ciment. On considère que si la brèche se continueraient en profondeur, son ciment de la tourmaline pourrait contenir des sulfures de Cu ou/et Mo. Par conséquent, on propose l'exploration en profondeur.

Introducere

Cele mai complete date despre vulcanul Ostoroş (fig. 1), situat în partea nordică a munților Harghita, aparțin lui Peltz și Peltz (1964), din care prezentăm următoarele: aparatul vulcanic Ostoroş aparține compartimentului structural superior al edificiului ariei eruptive Călimani-Gurghiu-Harghita; constituirea sa a avut loc spre sfîrșitul Pliocenului pe amplasamentul unor structuri mai vechi care se încadrează în compartimentul inferior vulcano-sedimentar; după datele cartării geologice, în depresiunea craterială (diametrul de 2,2 km) a existat o succesiune continuă de explozii și efuziuni andezitice în care hornblenda resorbită sau piroxenii domină alternativ; spre sfîrșitul activității vulcanice s-a produs

¹ Predată la 19 mai 1975, acceptată pentru publicare la 20 mai 1975, comunicată în ședință din 30 mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



o largă efuziune a andezitelor piroxenice care se încheie printr-o mică revârsare de lave de andezite piroxenice bazaltoide; o redusă activitate intrusivă este atestată de corpurile de tip neck, dyke și filon; vulcanul Ostoroș este amplasat la intersecția a două aliniamente tectono-magmatice, NW-SE și N-S. Autorii consideră că acest aparat „are o poziție nodală care-i conferă un rol important în cadrul zonei vulcanismului neogen de la interiorul Carpaților Orientali”.



Fig. 1. — Schiță geologică generalizată a părții centrale din lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita (după Rădulescu și Peletz, 1973).

1, depozite vulcano-sedimentare; 2, andezite: a, lave; b, corpuri intrusive; c, pyroclastice; 3, crater; 4, depozite cristalino-mezozoice și zona flișului cretacic; 5, depozite cuaternare.
Generalized geological sketch map of the central part from the Călimani-Gurghiu-Harghita Chain (according to Rădulescu and Peletz, 1973).

1, volcano-sedimentary deposits; 2, andesites: a, lavas; b, intrusive bodies; c, pyroclastics; 3, crater; 4, crystallino-mesozoic deposits and Cretaceous flysch zone; 5, Quaternary deposits.

Craterul Ostoroș a fost recent explorat (1973—1974, execuție I.P.E.G., Harghita) prin două foraje de adâncime medie (forajele 1 și 3); amplasarea a fost condiționată de datele geologice (zonele de brecificiere, ivirile de roci silicificate, limonitizate și corpurile intrusive), geo chimice (aureole de dispersie secundară pentru Cu, Pb, Zn) și geofizice (anomalii

de maxim gravimetric și indicații magnetice despre posibile fracturi) asamblate într-un „proiect privind lucrările de cercetare” de Peltz et al. (1974)³.

Aceste foraje au constituit unul din obiectivele unor cercetări complexe realizate de un colectiv al Institutului de Geologie și Geofizică care se ocupă de fundamentarea științifică a zonelor de perspectivă, pentru sulfurile polimetale din Carpații Orientali (Peltz et al., 1975)⁴.

Cercetarea produselor hidrotermale, care a revenit autorului acestui articol, a arătat că în zona deschisă de forajul 3 (din păcate cele două foraje sănătate incorelabile) există neominerale și roci hidrotermalizate cu semnificații interesante; procesul de turmalinizare, identificat pentru prima dată în partea sudică a Carpaților Orientali și implicațiile sale în lucrările de explorare viitoare atrag atenția în mod deosebit.

Coloanele vulcanică și hidrometasomatică ale forajului 3

Datele obținute din cercetarea carotelor forajului 3 — de adâncime 703, 35 m — sunt sistematizate în 3 coloane (pl. IV) în care se reprezintă: succesiunea produselor vulcanice (în colaborare cu Peltz); succesiunea produselor hidrometasomatice; zonele de fisurare, pseudobrecile de tip metasomatic și breciile hidrotermal-metasomatice; în dreapta coloanelor sunt figurate intervalele mineralizate și simbolurile mineralelor nemetalice depuse pe fisuri.

Forajul 3 a deschis o arie în întregime hidrotermalizată dezvoltată într-un complex stratovulcanic (grosime 543 m) străpuns în partea sa inferioară de un corp principal (grosime 158 m) ale cărui multiple apofize, de dimensiuni reduse, se găsesc intruse în formațiunea stratovulcanică (cu frecvențe alternanțe, în cîteva cazuri neseparabile, de : lave, lave piroclastice, tufuri ± cuart și un nivel epiclastic).

Toate vulcanitele care sunt produse ale erupției de andezite cu hornblendă verde au suferit un proces de generală transformare însotit de o foarte slabă depozitare de minerale opace (pe anumite intervale); un nivel subțire de lavă (530—533 m) care se prezintă tranșant proaspăt pare că taie depozitele hidrotermalizate.

Prin difuziunea generală a soluțiilor postmagmatice în întreg edificiul vulcanic și prin circulația intensă pe sistemul de fisuri cu largă dezvoltare, s-au produs modificări profunde în compoziția inițială a rocilor; rocile hidrotermalizate s-au constituit în următoarea succesiune: roci

³ S. Peltz, O. Buracu, T. Cristescu, O. Hannich, Elena Hannich, N. Vrăjmașu. Proiect privind lucrările de cercetare în craterul Ostoroș (Munții Harghita). 1972. Arh. I.G.G. București.

⁴ S. Peltz, Constantina Stanciu, Ș. Anastase, Viorica Mîndroiu, Anca Tănăsescu, Constanța Udrescu, Cecilia Vasiliu, Eleonora Vijdea. Studiul de corelare geologică și metalogenetică a structurilor vulcanice Șumuleu, Fierăstraie și Ostoroș (Munții Gurghiu-Harghita) pe baza datelor de explorare în vederea aprecierii perspectivei. Partea I-a. (1975). Arh. I.G.G. București.

biotitizate — roci argilizate moderat — roci argilizate intens (local roci carbonatare sau silicificate) — roci turmalinizate.

Mineralele de neoformăție citate în ordinea unei frecvențe generale sunt : montmorillonit, flogopit, cuarț, turmalină, minerale opace, calcit, caolinit ; anhidrit, în cantități reduse dar cu largă ocurență ; adular monoclinic⁵, sporadic ; sericit cu ocurență locală și participare minoră.

O rețea fină și deasă de fisuri și vinișoare apare discontinuu dar frecvent, mai ales în complexul stratovulcanic, individualizând uneori zone de intensă fisurare care cantonează pe anumite intervale — situate între m. 117 — 414, o mineralizație slabă de sulfuri de Pb și Zn⁶.

Procesele hidrotermale mai sunt responsabile de formarea „pseudo-breciilor metasomaticice” și a breciilor hidrotermale.

Pseudobrecia metasomatică⁷ constituie un aspect particular dobândit în special de rocile moderat argilizate și cu totul redus de rocile turmalinizate, care prezintă o structură pătată. Printr-o concentrare hidro-metasomatică de minerale colorate — biotit, montmorillonit, turmalină — a căror formare începe de la pseudomorfozele hornblendelor, au apărut „pete” de forme variate, în general rotunde (diametrul < 5 cm) ; acestea apar izolate sau legate între ele prin fisuri fine, cu dispoziție neregulată sau radială (pl. I, fig. 1, 2) ; simultan cu concentrarea neoformățiunilor colorate se produce în general și formarea mineralelor opace care le pigmentează.

Brecia hidrotermală⁸ are o localizare strictă în adâncime (640 m — 703,35 m) în partea inferioară a corpului principal, loc de optimă formare a rocilor turmalinizate care marchează un nivel de puternică activitate hidrotermală (pl. I, fig. 3, 4).

Relația transformărilor hidrotermale cu structura vulcanică

Coloana hidrometasomatică este dominată de rocile moderat argilizate care apar pe intervale groase, din adâncime (cu grosime maximă de 234 m) pînă aproape de suprafață ; acestora le urmează rocile turmalinate și biotitizate. Celelalte produse apar cu totul subordonat, pe intervale reduse care nu depășesc grosimea de 10 m ; rocile intens argilizate și carbonatare se localizează în apropierea suprafeței (accidental carbonatare în adâncime) iar cele silicificate apar ca o locală ocurență.

Corelarea coloanelor vulcanice și hidrometasomaticice furnizează cîteva indicații interesante între dezvoltarea spațial-genetică a depozitelor hidrotermalizate și structura vulcanică.

⁵ Adularul este identificat pentru prima dată în lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita.

⁶ Studiul sulfurilor este o problemă specială de care se ocupă un colectiv condus de S. Peltz.

⁷ Aspecte similare au fost recunoscute și în forajul de mare adâncime (1200 m) de la Băile Harghita ; vezi capitolul „procese de transformare hidrotermale” din : S. Peltz, Constantina Stanciu, Anca Tănasescu, Constanța Udreescu, Cecilia Vasiliu, Eleonora Vijdea . Studiul de sinteză al forajelor de adâncime mare și medie executate de IPEG. Harghita și corelarea cu datele de suprafață. 1974. Arh. I.G.G. București.

⁸ Termen folosit în acord cu nomenclatura propusă de L. Bryner (1968).

Complexitatea generală a transformărilor corespunde cu marea variabilitate litologică a formațiunii stratovulcanice; transformările recurente, deseori neregulate, reflectă caracterul diversificat și alternativ al depozitelor preexistente. Dar, modificările produse în rocile în facies de corp indică o oarecare dependență de acestea. Astfel, o parte din rocile biotitizate și cele moderat argilizate (asociația montmorillonit-biotit) au tendința de a se centra față de apofizele corpului, iar asociația montmorillonit-turmalină și turmalină-cuarț apar ca principale produse dezvoltate în corpul principal din adâncime.

Mineralogia rocilor hidrotermalizate

Rocile biotitizate conțin ca fază stabilă biotitul de neo-formație, varietatea flogopit, fin solzos, de culoare galbenă-aurie; asociațiile mineralogice distințe sunt:

Biotit-plagioclaz apare în rocile care conservă aproape întreaga cantitate de fenocristale de plagioclaz și într-o oarecare măsură și componentele pastei. Flogopitul înlocuiește total hornblendele și impregnează pasta. Componenți subordonati sunt: calcit, cuarț, sulfuri. Fisuri fine cu flogopit, cuarț, montmorillonit sunt tăiate de cele care conțin calcit. Printre generală biotitizare toate fenocristalele sunt înlocuite cu biotitul secundar (pl. II, fig. 2). La o examinare megascopică asemenea aspecte sunt ușor confundate cu cele ale rocilor proaspete;

Biotit-montmorillonit aparține rocilor cu plagioclazi substituți cu flogopit (zonele biotitice recurente de la marginea unor fenocristale reflectă zonalitatea primară) și cu flogopitul din hornblende, parțial argilizat. Pasta conține plaje de minerale argiloase cu rozete de turmalină. Fisurile conțin calcit;

Biotit-turmalină se dezvoltă în rocile în care turmalina substituie parțial flogopitul sau cimentează fragmentele biotitizate ale breciei hidrotermale.

Rocile moderat argilizate sunt caracterizate de larga participare a montmorillonitului care se constituie în următoarele asociații:

Montmorillonit-plagioclaz aparține rocilor în care mineralul argilos substituie intensiv flogopitul și moderat plagioclazii. Mari cantități de montmorillonit ± biotit, turmalină se concentrează în agregatele pseudobreciei metasomaticice. Participări subordonate au: cuarțul, calcitul și caolinitul. Unele zone silicificate conțin agregate radiale de turmalină. Pe fisuri turmalina este depusă pe pereti iar pirita în centru;

Montmorillonit-biotit este asociația comună rocilor în care flogopitul și montmorillonitul apar în cantități aproximativ egale, cu dezvoltări pe toate componentele rocilor. În subsidiar apar calcit și caolinit;

Montmorillonit-cuarț se individualizează în două nivele de tufuri în care fragmentele conțin montmorillonit ± caolinit, iar liantul, mari cantități de cuarț, subordonat calcit și turmalină;

Montmorillonit-calcit caracterizează o alternanță de tufuri și lave în care fenocristalele și fragmentele piroclastice sunt înlocuite de montmorillonit, flogopit și calcit iar masa de bază, de calcit fin granular;



Montmorillonit-turmalină \pm biotit însoțită de cantități reduse de: cuart, calcit, anhidrit. Fragmentele rocilor piroclastice sau aggregatele pseudobreciei metasomaticice sunt constituite din montmorillonit, biotit, turmalină (cu coroane de calcit și anhidrit) pigmentate cu minerale opace. Fisurile conțin turmalină și biotit sau o succesiune de adular-cuart-turmalină-pirita.

Rocile intens argilizate sunt definite de următoarele asociații în care caolinitul este principalul component:

Caolinit \pm sericit, biotit este cel mai comun asamblaj;

Caolinit-cuart rezultă din substituirea selectivă a fenocristalelor și fragmentelor piroclastice cu caolinit și a pastei cu quart;

Caolinit-turmalină se caracterizează prin dezvoltarea rozetelor de turmalină într-o masă caolinizată (pl. III, fig. 3, 4). Fisurile conțin quart, calcit, anhidrit.

Rocile carbonatate conțin:

Carboani \pm sericit, biotit, în cazul rocilor intens substituite cu carboani (fin granulari) în care sericitul și biotitul pot apărea în urma unei substituții incomplete;

Calcit-turmalină în rocile carbonatate \pm anhidrit impregnate cu turmalină.

Rocile silicifiante provin din transformarea unui piroclastit care are fragmente carbonatate și liant silicificat.

Rocile turmalinate conțin:

Turmalină-cuart formate prin substituția selectivă a montmorillonitului și biotitului sau a fenocristalelor originale cu turmalină și a pastei cu quart (pl. II, fig. 3, 4). În zona breciei din adâncime fragmentele care conțin această asociație sunt cimentate cu turmalină (pl. III, fig. 1) alături de care se poate dezvolta plaje cu calcit, anhidrit și adular (pl. III, fig. 2);

Turmalină-montmorillonit și turmalină-biotit apar în rocile în care procesul de turmalinizare la care sunt supuse rocile biotitizate și argilizate moderat nu este foarte avansat.

În continuare prezentăm proprietățile și ocurența turmalinei interceptată cu forajul 3 Ostoroș.

Turmalina ocupă o poziție importantă atât prin larga sa ocurență cât și prin conținuturile importante ale unor roci.

În eșantioane turmalina se distinge prin culoarea neagră. Mineralul apare cu mici discontinuități în întreaga coloană (pînă la m 31 față de suprafață) fie ca principal component al rocilor turmalinizați, fie ca mineral asociat în celealte roci (excepție cele silicificate).

Cele mai mari cantități de turmalină sunt conținute în brecia hidrotermală din adâncime în care fragmentele de andezit cu pasta silicificată și fenocristalele turmalinizațe sunt cimentate tot cu turmalină; este probabil că în această zonă borosilicatul de geneză metasomatică dezvoltat exclusiv în fenocristale să fie format prin substituția directă a plagioclazilor și hornblendei. În cele mai multe situații apare însă atât ca mineral de substituție al biotitului și montmorillonitului din fenocristalele de hornblendă sau aggregatele breciei hidrometasomaticice cât și ca produs de depunere pe fisurile (\pm minerale opace) diferitelor roci, indicind formarea sa tardivă.

Turmalina prezintă agregate afanitice, fin granulare sau rozete cu o parte centrală granulară pe care au crescut radial cristale aciculare. Culoarea generală este albastru-verde; în unele

cazuri opacitizarea sa parțială indică varietatea oxi-turmalină (analog oxi-hornblendă) în care compensarea valenței pentru Fe³ este realizată de conversiunea hidroxilului în oxigen (după C. Fronde et al., 1966).

Proprietățile optice indică ca principală ocurență, termenul schorlit, care dovedește că emanațiile bogate în bor au găsit sau adus o cantitate suficientă de fier pentru a forma turmalina feriferă. Rozetele de turmalină prezintă frecvent o zonalitate a culorii prin schimbare progresivă de la zona centrală albastru-verde spre exteriorul incolor, reflectând modificarea continuă a chimismului în timpul creșterii cristalelor prin reducerea conținuturilor de fier și creșterea celor de magneziu și litiu de la interiorul agregatelor spre margine. Un alt fel de zonalitate a fost observată în rocile turmalinizate din adâncime în care pseudomorfozele fenocristalelor sunt afanitice și de culoare albastru-verde la periferie și cu structuri radiale de culoare bleu-deschis în partea centrală, ultimele reprezentând poate a doua generație de turmalină observată cu aceleași aspecte în unele porțiuni ale cimentului breciei (pl. II, fig. 4).

Considerații genetice

Istoria proceselor hidrotermale în zona forajului 3 Ostoroș a fost desigur mult mai complexă decât apare din schema prezentată mai jos. Date suplimentare despre dezvoltarea laterală dar mai ales în profunzime a depozitelor hidrotermalizate care astăzi lipsesc vor elucida multe din laturile neclare ale problemei⁹.

După intruziunea în edificiul vulcanic a corpurilor andezitice, au început manifestările hidrotermale în special ca procese de transformare generală care au afectat cu diferite intensități toate rocile preexistente.

Dacă nivelul de lavă andezitică de la m 530 singura rocă într-adevăr proaspătă (care are contacte tranșante cu rocile hidrotermalizate din jur) este în loc, înseamnă că sunt semne despre o activitate magmatică minoră, subsecventă procesului hidrotermal.

Poziția finală pe care o are turmalinizarea cu suprapunerea sa peste transformările anterioare (biotitică și argilică) sugerează două stadii distincte ale sistemului hidrotermal (fig. 2). Acestea s-au realizat fie într-o evoluție continuă pulsatorie fie discontinuu, poate chiar independent. A doua alternativă ne pare mai plauzibilă cunoșcind faptul că cele mai frecvente ocurențe de turmalină-cuarț se găsesc în relație genetică cu intruziunile acide (granite, granodiorite, tonalite).

Stadiul I. Factorul care controlează modul în care se realizează transformările într-un prim stadiu este de ordin structural, impus de intruziunile andezitice. Migrarea soluțiilor s-a produs la început în corperi, iar apoi, lateral, în afara lor, pe o rețea de fisuri fine (provocate probabil de activitatea intrusivă). Vulcanitele au suferit o transformare continuă și progresivă cu suprapunerile frecvente (contactele sunt tranziționale cu interfețe de compozиție) sub influența unor soluții a căror temperatură a scăzut progresiv iar compozиția a evoluat de la alcalin (transformare bio-

⁹ Cercetarea de detaliu a eșantioanelor colectate prin analizare chimică și R_x este în curs de execuție.

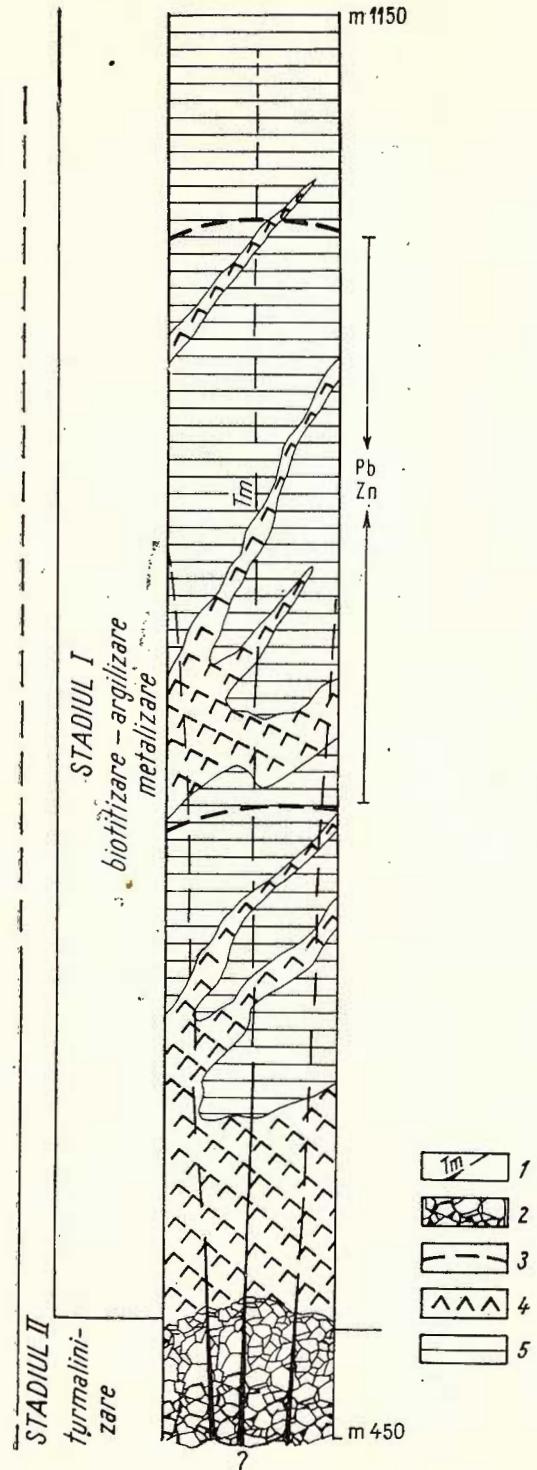


Fig. 2. — Relația stadiilor de transformare hidrotermală cu structura vulcanică.
1, fisuri cu turmalină ; 2, brecie hidrotermală ; 3, intervale mineralizate ; 4, corpuri andezitice ; 5, complex andezitic strato-vulcanic.

The relationship of the hydrothermal alteration stages with volcanic structure.
1, tourmaline-bearing fissures ; 2, hydrothermal breccia ; 3, mineralized intervals ; 4, andesitic bodies ; 5, strato-volcanic andesitic complex.

titică), la neutru (transformare argilică moderată) și în final la acid (transformare argilică intensă). Multe din schimbările de compozitie ale soluțiilor hidrotermale se datorează interacțiunii dintre soluții și roci care s-a repetat de mai multe ori dar și contaminărilor cu apele meteorice, conținute mai ales de depozitele piroclastice care ridică concentrarea ionilor de H în raportul K/H favorizând metasomatismul de hidrogen așa cum a fost demonstrat de Mahey și Hemley (1967).

Transformarea biotitică care a apărut la început pare a fi centrală față de corporurile mici; dezvoltarea sa areală a fost mult mai mare decât cea actuală recunoscindu-se frecvent înlocuirea biotitului cu montmorillonit sau turmalină. Poate că și corpul principal din adâncime a suferit inițial o biotitizare mai largă, mascată însă de argilizarea moderată suprainspusă. Cea mai amplă modificare produsă în decursul stadiului I este cea argilică și în special moderată. Concomitent cu formarea biotitului și îndeosebi a montmorillonitului au apărut sulfurile de Pb-Zn>Cu (diseminare și depunere pe microfisuri).

Stadiul II. Ulterior, sistemul hidrotermal pare a se fi manifestat mai în profunzime în interiorul corpului principal în locurile în care s-a produs o puternică fragmentare a rocilor sub acțiunea soluțiilor hidrotermale. Fragmentele sunt în exclusivitate andezitice, au forme angulare dar și de coroziune chimică. Aceasta a fost locul de maximă circulație a unor soluții puternic acide de temperatură ridicată (poate de altă sursă decât cele ale stadiului I) bogate în bor care au substituit cu turmalină-cuarț fragmentele; trecerea continuă a unor astfel de fluide prin brezia necimentată a favorizat depunerea turmalinei în spațiile libere. Dacă brezia deschisă de forajul 3 este în realitate o coloană care se dezvoltă în adâncime, ea poate reprezenta partea apicală a unui corp subvulcanic care a generat soluțiile postmagmatice necesare formării ei. Migrarea acestora s-a produs spre zonele superioare de presiune joasă și adâncime redusă în lungul unei linii de slabă rezistență; introducerea fluidelor hidrotermale în zonele adiacente a creat o coloană care s-a largit progresiv.

Concomitent cu formarea breciei hidrotermale s-a produs și o migrare ascendentă a soluțiilor bogate în bor, în întreaga structură vulcanică deschisă de foraj, dând efecte de suprapunere asupra stadiului I, pînă la constituirea unor intervale bine individualizate de roci turmalinizate (localizate în partea mediană a coloanei). Fisuri fine cu turmalină apar cu discontinuitate în toate rocile anterior formate. În general intensitatea depunerii scade din adâncime spre suprafață. În finalul acestui stadiu, au avut loc depunerile de calcit și anhidrit (într-o progresivă reducere din adâncime spre suprafață).

Comparații cu situații similare

Pînă în prezent în Carpații Orientali nu a mai fost sesizată o brezie hidrotermală cu conținut în turmalină, așa cum apare cea din forajul 3 Ostoroș.



În munții Harghita s-a menționat, concomitent cu acest studiu, prezența turmalinei în rocile caolinizate din perimetru Ivo, explorat pentru sulfuri polimetalice (Setel et al., 1975)¹⁰. Zone turmalinizate au fost identificate anterior în aureola din marginea unui mare corp de diorite și microdiorite localizat în caldera Căliman din munții Călimani (Teodoru și Teodoru, 1970) și în brecia din acoperișul subvulcanului andezitic de la Toroiaga (Szöke, 1962).

La Băița Bihor (Munții Apuseni), parageneza cuarț-turmalină-muscovit (paralelizată cu un exogreizen) se dezvoltă ca neoformăție metasomatică în aureola plutonului granitic laramic, în special în masa rocilor eruptive – riolite permiene, porfire granitice și aplite laramice (Cioflica et al., 1975). Turmalina citată în gnaisele din zona de contact a banatitelor de la Oravița (Banat) este considerată de origine pneumatolică (Mintzatu, 1964).

Rocile biotitizate și largă ocurență a anhidritului de la Ostoroș se paralelizează cu cele care apar în structurile vulcanice de la Seaca-Tătarca, Șumuleu (Stančiu, 1973), Fîncel-Lăpușna, Sîntimbru și Băile Harghita (date personale în raportul Peltz et al., 1973¹¹; 1974¹²). Aceste neoformățuni, alături de brecia cu turmalină, încep să separe în ansamblul lanțului vulcanic, zone cu transformări hidrotermale care atrag atenția prin unele similitudini genetice și de compozиție cu cele care apar în zăcăminte de Cu „porphyry type” din România (Banat – Vlad et al., 1975¹³; Deva – Boștescu et al., 1974¹⁴; Roșia Poieni – Ioanescu et al., 1975) și Cu ± Mo din cordiliera americană (în această unitate formațiunile de tip „breccia pipe” au o largă răspândire).

Concluzii și sugestii pentru explorare

În lumina datelor recente despre geneza acestui tip de transformare și mineralizare putem conchide că în structura Ostoroș există o serie de elemente care se regăsesc în anumite aspecte ale modelelor propuse de Lowell și Gilbert (1970) pentru cordiliera nord-americană și de Sillitoe

¹⁰ M. Setel, Gr. Moțoi, A. Setel, Al. Szakacs, N. Vrăjmașu, E. Világ, M. Petrescu, L. Tănăsescu. Raport privind sinteza lucrărilor geologice efectuate pentru minereuri de mercur, fier și roci utile în vulcanitele neozoice din Munții Harghita. 1975. Arh. I.G.P.S.M.S. București.

¹¹ S. Peltz, Constantina Stančiu, Anca Tănăsescu, Cecilia Vasiliu, Eleonora Vijdea. Studiu forajelor executate în șantierul Bătrina (Munții Gurghiu) în perioada 1959–1960 și corelarea cu datele de suprafață. 1973. Arh. I.G.G. București.

¹² Op. cit. pct. 7.

¹³ S. Vlad, M. Borcoș, S. Boștinescu, Ioana Gheorghieș, Irina Brătăsin, V. Iosoi, I. Vanghelie, Ernestina Volanschi. Studiu complex al zăcămintelor cretacic-superioare, terțiare de tip impregnație cu conținuturi sărace. 1975. Arh. I.G.G. București.

¹⁴ S. Boștinescu, Viorica Mîndroiu, Elena Colios, I. Tiepach. Studiu structural geologic și petrografic al vulcanitelor neogene din împrejurimile orașului Deva. 1974. Arh. I. G. G. București.

(1973) pentru cordiliera andină. Acestea sînt reprezentate de : 1. controlul corporilor intrusiv situate la nivele apropiate de suprafață asupra procesului hidrotermal ; 2. natura și distribuția transformărilor hidrotermale ; 3. configurația concentrică¹⁵ a unor elemente observate la suprafață cum sînt cele ca : geologic-structurale, geofizice și geochemice față de zona de intersecție a unor presupuse plane tectonice rupturale NW—SE și N—S, pe care se plasează și anomalia gravimetrică care sugerează existența

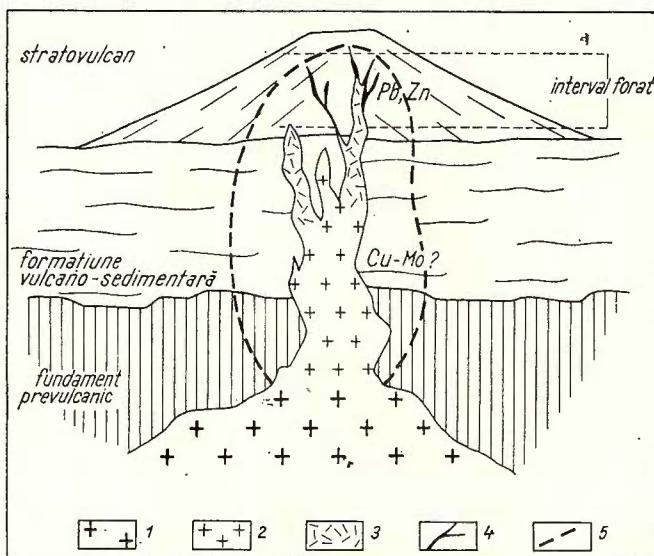


Fig. 3. — Schiță structurii ipotetice Ostoros.

1, lacolit; ; 2, corp subvulcanic posibil mineralizat ; 3, brecie hidrotermală ;
4, dyke ; 5, domeniul transformărilor hidrotermale.

Hypothetical sketch of the Ostoros volcanic structure.

1, lacolite ; 2, possible mineralized subvolcanic bodie ; 3, hydrothermal breccia ;
4, dyke ; 5, the hydrothermal alterations field.

unui corp subvulcanic ; corporile intrusive minore din partea superioară a vulcanului și zonele de brecificare se dispun în jurul axului structurii vulcanice ; tot în această zonă se găsesc anomalii de Cu în partea centrală și de Pb cu tendință de a se situa la periferie. Toate aceste informații conduc la ideea unei dezvoltări mai complete a procesului hidrotermal, în zone de mare adîncime (> 1000 m) unde, într-un domeniu subvulcanic sînt posibile condiții optime de formare a unei alterații și mineralizații de tipul amintit.

Adaptînd datele obținute din cercetarea forajului 3 Ostoros la un model propus de Sillitoe (1973) pentru zăcămintele din Chile și

¹⁵ Vezi harta sc. 1:5 000. Op. cit. pct. 3.

Argentina¹⁶, sugerăm următoarea schemă ipotetică a relației sistemului hidrotermal cu procesele magmatice din craterul Ostoros (fig. 3).

Se acceptă premisa că alterația și eventualele mineralizații de Cu-Mo (tipul diseminat) apar într-un domeniu subvulcanic la nivelele superioare ale acestuia (cu brecii hidrotermale în părțile apicale) în relație cu un vulcanism calcoalcalin. Se presupune că corpurile subvulcanice trec în adâncime la un lacolit iar în formațiunea stratovulcanică se găsesc intruziunile mici de tip : neck, dyke și filon.

Dintre elementele forajului 3 Ostoros, brecia hidrotermală cu turmalină-cuarț este un bun indicator pentru explorările viitoare. Fiind posibil ca această brecie să se continue în adâncime, sănse să fie interceptată o eventuală zonă mineralizată, fiind cunoscute cazuri în care brecii similare („breccia pipe”) din cordiliera americană, cu legături genetice cu ciclurile magmatice, laramice și terțiare, conțin sulfuri de Cu în cimentul poros de turmalină (Sillito e, Sawnis, 1971). Faptul că partea superioară a breciei străpunsă de foraj este lipsită de minereu nu înseamnă nimic, deoarece părțile terminale ale acestui tip de brecii sănse în general „oarbe” (aceiași autori cități anterior).

Dacă modelul propus corespunde unei situații reale, sănse să fie interceptate posibile concentrații cuprifere și în partea superioară a unui corp subvulcanic.

Natura structurii de adâncime Ostoros, aşa cum a fost presupusă mai sus și prezența aspectelor de înrudire cu cele care în alte regiuni găzduiesc concentrații cuprifere în exploatare sau în curs de exploatare, lasă să se întrevadă perspective noi pentru posibilitatea de a mări potențialul economic al zonei sudice a lanțului vulcanic al Carpaților Orientali, sugerând în același timp noi orientări în cercetarea geologică-economică.

BIBLIOGRAFIE

- Bryner L. (1968) Proposed terminology for hydrothermal breccias and conglomerates. *Econ. Geol.* 63, Lancaster.
- Cioflica G., Vlad S., Iosof V., Panică A. (1974) Metamorfismul termic și metasomatic al formațiunilor paleozoice din unitatea de Arieșeni de la Băița Bihorului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geogr. geol.* 19, București.
- Fondel C., Bield A., Ito J. (1966) New type of ferric iron tourmaline. *Am. Mineral.* 51, 9, 10, Washington, D.C.
- Ionescu Olga, Soare Cecilia, Gheorghiu Maria (1975) Contribuții la cunoașterea zăcământului Roșia Poieni (Munții Metaliferi). Fenomene de alterare hipogenă. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.* 19, București.

¹⁶ La Farallon Negro se cunoaște chiar un loc atipic de existență a unor corpuri mici de tip „porphyry copper” într-un strato-vulcan terțiar.

- Lowell J. D., Gilbert J. M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralisation zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.* 65, Lancaster.
- Meyer C., Hemley J. J. (1967) Wall rock alteration in Barnes H. L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, Inc. New York.
- Mînzatu Silvia (1964) Sisturile cristaline din aureola de contact termic a banatitelor de la Oravița (Banat). *D.S. Inst. Geol.* L/1, București.
- Rădulescu D. P., Peltz S., Stanciu Constantina (1973) Neogene Volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu-Harghita Mts). *Symp. Vole. and Metall.* Bucharest.
- Peltz S., Peltz Margaretă (1964) Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoros (Munții Harghita). *D.S. Com. Geol.* L/1, București.
- Sillitoe R. H., Swkins F. Y. (1971) Geologic, mineralogic and fluid inclusions studies, relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile. *Econ. Geol.* 66, Lancaster.
- (1973) The Tops and Bottoms of Porphyry Cooper Deposits. *Econ. Geol.* 68, Lancaster.
- Stanciu Constantina (1973) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale vulcanitelor neogene din Munții Gurghiu. *Anal. Univ. seria gcol. An. XXII*, București.
- Szöke Amalia (1962) Regiunea Toroiaga-Baia Borșa. Studiul geologic, petrografic, mineralogic și geochimic. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Theodoru I., Theodoru Camelia (1970) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera Munților Călimani. *D.S. Inst. Geol.* LVII/1, București.

HYDROTHERMAL ALTERATION WITHIN OSTOROS CRATER (DRILLING No. 3) IN THE HARGHITA MTS

(Summary)

The research of the hydrothermal alteration refers to a zone pierced by a drilling of 700 m depth. This was located in the crateral depression of the Ostoros volcanic apparatus from the Harghita Mts (the Călimani-Gurghiu-Harghita Chain the East Carpathians).

The Ostoros volcano is of Upper Pliocene age. It is placed on a volcano-sedimentary plateau and is constituted of a strato-volcanic complex in which a dyke with numerous apophyses is intruded.

In Plate IV one may follow : the sequence of the volcanic products, sequence of hydrothermally altered rocks, distribution of fissures and breccias, mineralized intervals with Pb-Zn sulphides and non-metallic minerals deposited on fissures.

The volcanic column shows that the andesitic strato-volcanic complex (543 m thick) is pierced at the inferior part by a main andesite body (158 m thick) with numerous apophyses at its superior part.

The hydrothermal alteration processes took place on the whole structure with different degrees of intensity. A very fresh lava which cuts the altered rocks shows a minor activity, subsequent to the hydrothermal activity.



A special aspect of alteration is represented by metasomatic pseudo-breccia formed by a metasomatic concentration of the coloured minerals : biotite, montmorillonite, tourmaline which frequently collect the sulphides. Such aspects give to rocks the „spotted structure”.

The main hydrothermally altered rocks are : biotite rock — argillic rocks (moderate and advanced) tourmaline rock ; (with local development : silica rock and carbonate rock).

The hydrothermal alteration was a complex process, fact which corresponds to the great lithological variability of strato-volcano formation. One may notice a tendency towards the centring of the biotite (phlogopite) rock as against the apophyses of the andesitic bodies and the large development of tourmaline within the hydrothermal breccia located at the interior part of the main body.

The genesis of the hydrothermally altered rocks is explained by two stages of evolution : either continuous, pulsed or discontinuous even independent (Fig. 2). Stage I is controlled by the small andesitic intrusions from the strato-volcanic structure. The hydrothermal solutions migrated from the bodies outside, continuously and gradually changing the body andesites and the surrounding strato-volcanic formation. The solution evaluated, with falls of temperature, from alkaline (biotite alteration) to neutral (moderate argillic alteration) to acid (advanced argillic alteration). The meteoric waters influenced the hydrothermal solution leading to H⁺ metasomatism. Ph-Zn sulphides were produced in small quantities, at a time with phlogopite and montmorillonite. Stage II begins with the hydrothermal breccia formation (breccia pipe) located within the body from the depth where the tourmaline is very well developed under the action of some acid solutions rich in boron. These solutions come from the depth (may be from the intersection of some tectono-magmatic alignments already proved). The andesite fragments are substituted by tourmaline-quartz and cemented with tourmaline. The solutions migration continued towards the surface superposing the alteration of the stage I whom it partially affected.

Although the tourmaline-bearing breccia zone is sterile, one may suggest its investigation with deep drillings, taking into account that it is possible that cement tourmaline should contain Cu-sulphides, especially that it is considered as the apical zone of a subvolcano which can be also mineralized at its superior part (Fig. 3).

ÎNTREBĂRI

C. L a z ā r : 1. Care sunt criteriile pe baza cărora atribuiți breciei cu turmalină o natură hidrotermală ?

2. În cimentul breciei, turmalina este singurul mineral de neoformare ?

Răspuns : 1. Geneza turmalinei, care substituie fenocristalele fragmentelor andezitice și constituie cimentul breciei, este hidrotermală.

2. Turmalina este mineralul dominant ; în cantități subsidiare mai apar : calcit, anhidrit și adular, formate tardiv.

DISCUȚII

I. Berbeleac : Studiul realizat reprezintă o contribuție deosebită privind alterările hidrotermale din țara noastră, aducând în discuție definirea unui stadiu pentru prima dată semnalat, și anume a celui de turmalinizare. Datele sumare din literatura de specialitate referitoare la prezența turmalinei în lanțul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita vin să confirme justețea



generalizărilor efectuate de autor privind semnificația genetică și răspindirea stadiului de turmalinare. Este interesant că în această lucrare se conturează cu exactitate limitele de existență și condițiile de formare a celor două stadii, de turmalinare și mineralizare plumbo-zinciferă.

S. B o s t i n e s c u : Lucrarea este convingătoare în ceea ce privește posibilitatea existenței unei mineralizații cuprifere diseminate într-un corp subvulcanic intermediu sau acid. Spre această idee conduce aprecierea elementelor tectonice-structurale, petrologice și în special de transformare hidrotermală (turmalinare, biotitizare, anhidritizare), care arată că zona Ostoroș întrunește unele trăsături care amintesc de structurile care găzduiesc mineralizații de tip „porphyry copper”, apropiate de acestea sau asociate lor.

Este important faptul că interpretarea prezentată aduce în discuție aspecte noi ale perspectivelor economice ale regiunii, prin recunoașterea posibilității existenței în eruptivul Carpaților Orientali a condițiilor de formare a mineralizațiilor cuprifere de tip diseminat.





Institutul Geologic al României

EXPLICАȚIA PLANSELOR



Institutul Geologic al României

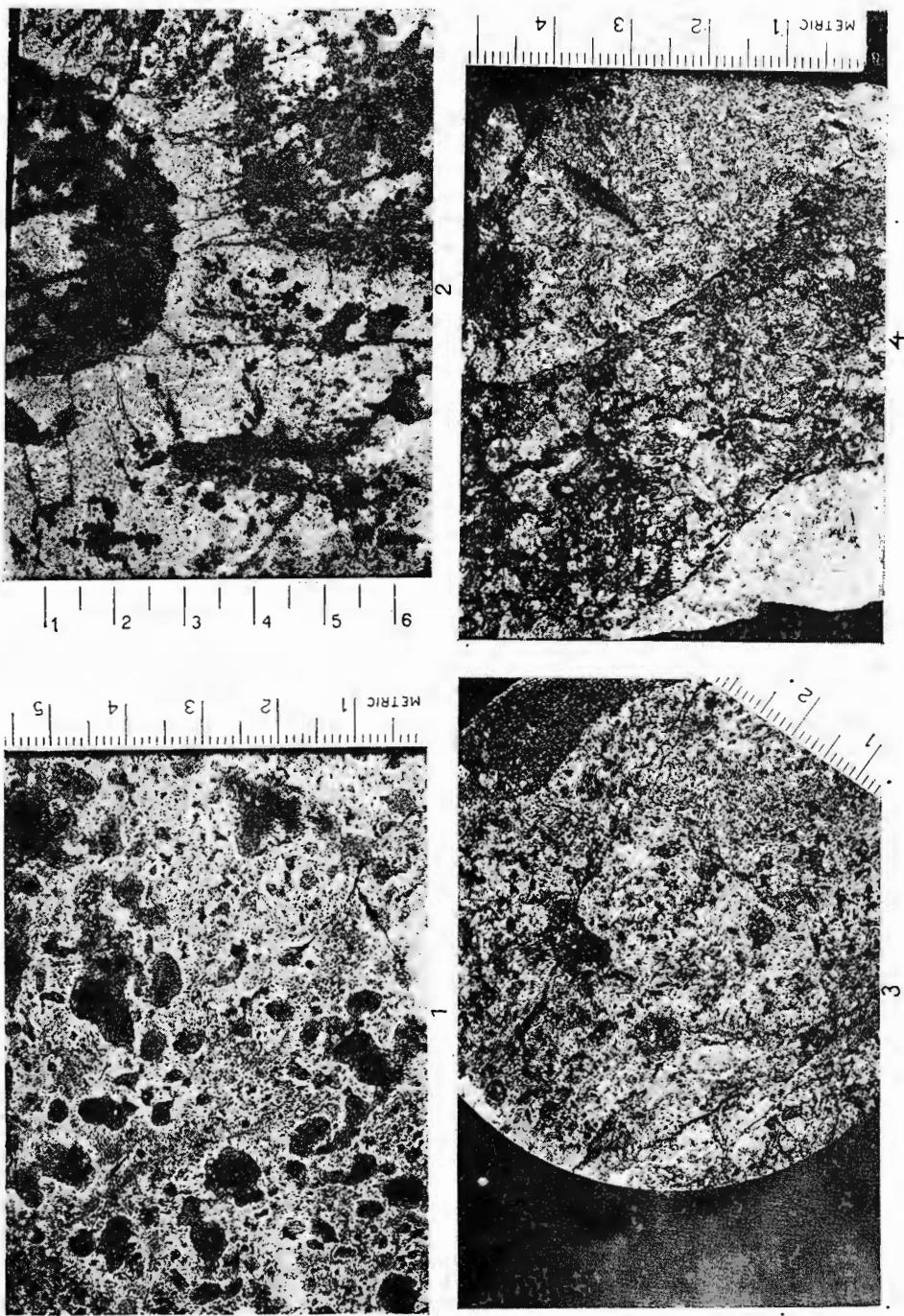
PLANŞA I

- Fig. 1. — Pseudobrecie metasomatică ; agregate constituite din flogopit și turmalină.
Metasomatic pseudobreccia ; aggregates made up of phlogopite and tourmaline.
- Fig. 2. — Pseudobrecie metasomatică ; agregat sferulitic de turmalină înconjurat de fisuri dispuse radial.
Metasomatic pseudobreccia ; tourmaline spherulitic aggregate encompassed by fissures radially disposed.
- Fig. 3. — Brecie hidrotermală ; fragmente de andezit cu turmalină-cuarț, cimentate cu turmalină.
Hydrothermal breccia ; fragments of andesite with tourmaline-quartz, cemented with tourmaline.
- Fig. 4. — Rocă constituită din turmalină-cuarț străbătută de o brecie lineară cu ciment de turmalină.
Tourmaline-quartz rock pierced by a linear breccia with tourmaline cement.



CONSTANTINA STANCIU. Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș.

Pl. I.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seismă ale ședintelor, vol. LXII/1.

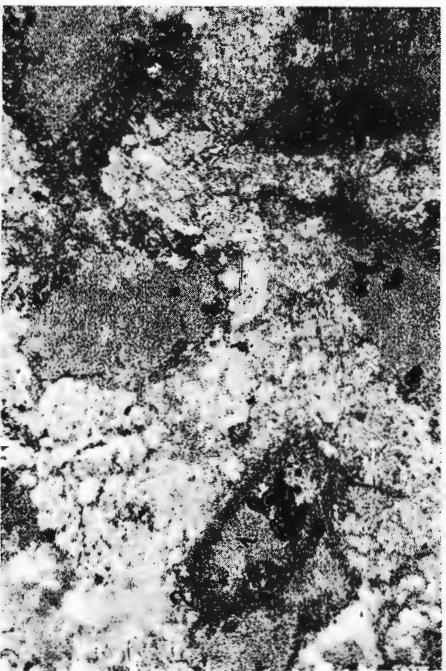
PLANŞA II

- Fig. 1. — Andezit cu hornblendă verde, proaspăt (posterior activității hidrotermale?) ; m 531 ; Nic. II ; $\times 16$.
Fresh andesite with green, hornblende (posterior to the hydrothermal activity?) ; m 531 ; Nic. II ; $\times 16$.
- Fig. 2. — Rocă biotitizată cu structură porfirică originală.
Substituția fenocristalelor produce flogopit (1), minerale opace și coroane de reacție carbonatică (2) ; m 440 ; Nic. II ; $\times 50$.
Biotite rock with original porphyritic structure. Phenocrystal substitution produces phlogopite (1), opaque minerals and rims of carbonatic reaction (2) ; m 440 ; Nic. II ; $\times 50$.
- Fig. 3. — Rocă constituită din turmalină (fenocristale) și cuarț (pastă) cu structură porfirică andezitică ; m 683 ; Nic. II ; $\times 16$.
Rock made up of tourmaline (phenocrystals) and quartz (groundmass) with porphyritic andesitic structure ; m 683 ; Nic. II ; $\times 16$.
- Fig. 4. — Detaliu la figura 3. Agregat de turmalină cu zona externă mai feriferă (închisă) decât cea internă ; Nic. II ; $\times 50$.
Detail of figure 3. Tourmaline aggregate with the external zone more feriferous (dark) than the internal one ; Nic. II ; $\times 50$.

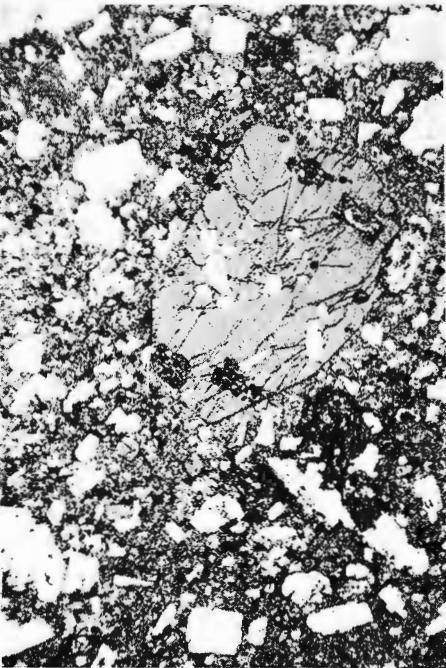


CONSTANTINA STANCIU. Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș.

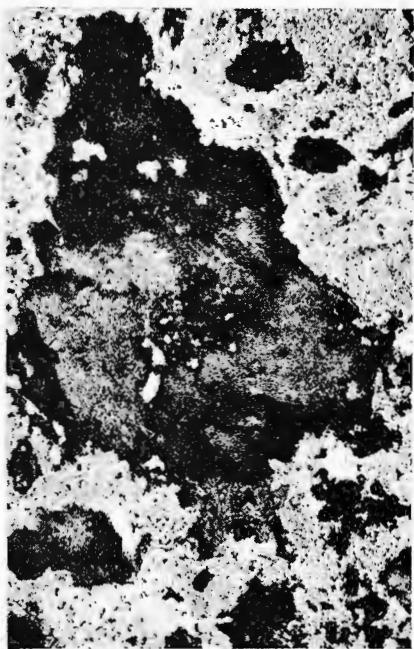
Pl. II.



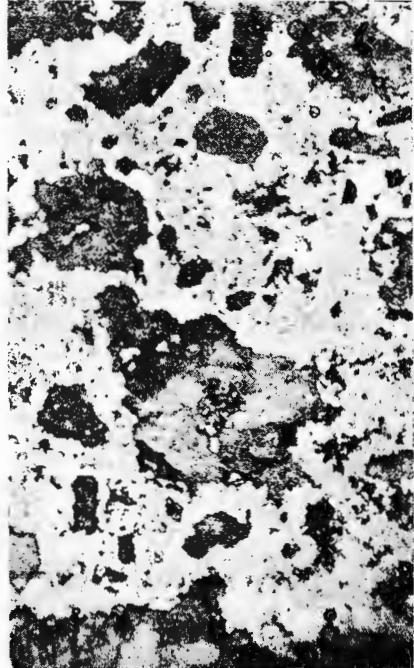
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.

1
23127



Institutul Geologic al României

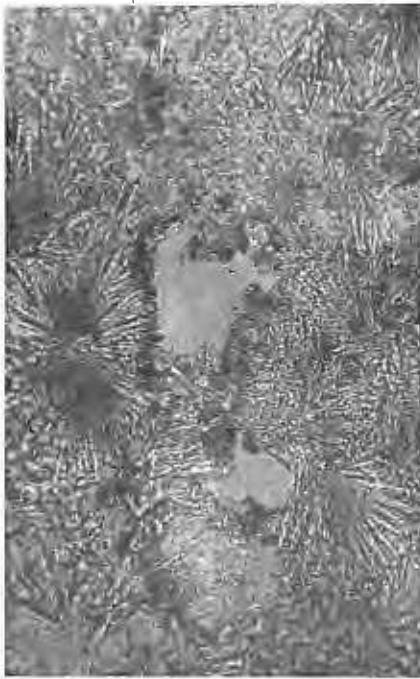
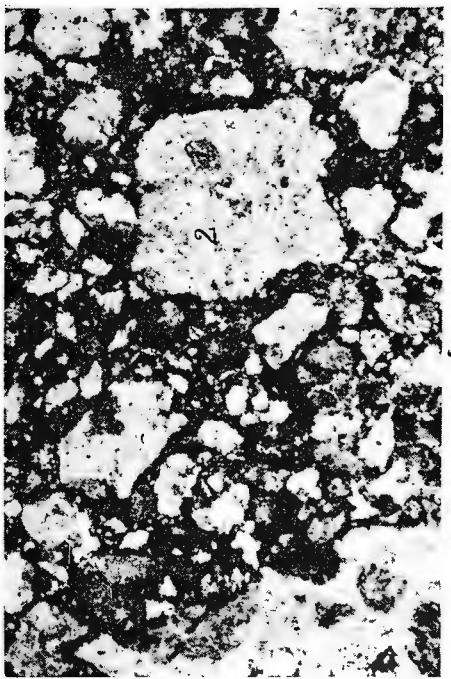
PLANŞA III

- Fig. 1. — Brecie hidrotermală ; fragmente monolitice de andezit substituite cu turmalină (1) și cuarț (2), cimentate cu turmalină ; m 685 ; Nic. II ; $\times 16$.
Hydrothermal breccia ; monolithic fragments of andesite substituted by tourmaline (1) and quartz (2), cemented by tourmaline ; m 685 ; Nic. II ; $\times 16$.
- Fig. 2. — Detaliu în cimentul breciei hidrotermale turmalinizate ; m 685. Depuneri de adulară (1), calcit și anhidrit (2) ; turmalină (3) ; pori (4) ; Nic. II ; $\times 50$.
Detail in the matrix of tourmalinized hydrothermal breccia ; m 685. Depositions of adularia(1), calcite and anhydrite (2) ; tourmaline (3) ; pores (4) ; Nic. II ; $\times 50$.
- Fig. 3. — Intensă substituție cu rozete de turmalină în tuf caolinizat ; m 180. Nic. II ; $\times 200$.
Intense substitution with tourmaline rosettes in kaolinized tuff ; m 180 ; Nic. II ; $\times 200$.
- Fig. 4. — Idem. Nic. + ; $\times 100$.



CONSTANTINA STANCIU. Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș.

Pl. III.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.

123/28

PLATE IV

Volcanic and hydrothermal column from Ostoroș crater. Drilling 3.

1, soil ; I. Volcanic products : 2, green hornblende andesite lava, post-hydrothermal activity (?) ; 3, green hornblende andesite body; Strato-volcanic complex, green hornbende andesites ; 4, epiclastics ; 5, tuffs ; 6, fine alternance of lavas and pyroclastics ; 7, pyroclastic lava ; 8, lava ; II. Hydrothermal products : 9, tourmaline rocks : a, quartz-tourmaline ; b, tourmaline-montmorillonite ; c, tourmaline-biotite ; 10, silica rocks : quartz-carbonates ; 11, carbonates rocks : a, calcite \pm sericite, biotite ; b, calcite-tourmaline ; 12, advanced argillie rocks : a, kaolinite \pm sericite, biotite ; b, kaolinite-quartz ; c, kaolinite-tourmaline ; 13, moderate argillie rocks : a, montmorillonite-plagioclases ; b, montmorillonite-biotite ; c, montmorillonite-calcite ; d, montmorillonite-quartz ; e, montmorillonite-tourmaline ; 14, biotite rocks : a, biotite-plagioclases ; b, biotite-montmorillonite ; c, biotite-tourmaline. Nonmetallic minerals concentrated in veinlets and cement breccia ; 15, Tm-tourmaline ; 16, Ad-adularia ; 17, Ca-calcite ; 18, Ah-anhidrite ; 19, Q-quartz ; 20, Mnt-montmorillonite ; 21, Bi-biotite ; 22, interval with Pb-Zn sulphides ; 23, veinlets ; 24, hydrothermal breccia ; 25, metasomatic pseudobreccia.

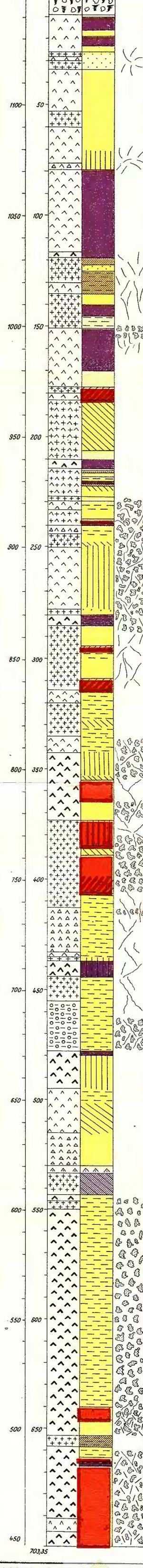


CONSTANTINA STANCIU

COLOANA VULCANICĂ ȘI HIDROMETASOMATICĂ DIN CRATERUL OSTOROS

FORAJ 3

0 10 20 m



LEGENDA

| | | |
|---|--|--|
| 1 | | Soil |
| I PRODUSE VULCANICE | | |
| 2 | | Lavă de andezit cu hornblendă verde posteroară activității hidrotermale(?) |
| COMPLEX STRATIVULCANIC ANDEZIT CU HORNBLENDĂ VERDE | | |
| 3 | | Corp de andezite cu hornblendă verde |
| 4 | | Epiclastite |
| 5 | | Tuf |
| 6 | | Alternanță fină de lavă și pyroclastite |
| 7 | | Lavă pyroclastică |
| 8 | | Lavă |
| II PRODUSE HIDROTERMALE | | |
| Roci turmalinizate | | |
| 9 | | a, turmalină-cuarț; b, turmalină-montmorillonit; c, turmalină-biotit |
| Roci silicificate | | |
| 10 | | Cuarț-carbonați |
| 11 | | Roci carbonatare a, calcit ± sericit, biotit b, calcit - turmalină |
| 12 | | Roci argilizate intens a, caolinit ± sericit, biotit; b, caolinit - cuarț c, caolinit - turmalină |
| 13 | | Roci moderat argilizate a, montmorillonit-plagioclazi b, montmorillonit-biotit c, montmorillonit-cuarț d, montmorillonit-turmalină |
| 14 | | Roci biotitizate a, biotit-plagioclazi; b, biotit-montmorillonit c, biotit-turmalină |
| Minerale non-metalice depuse în fisuri și ciment de brecie | | |
| 15 | | Tm-turmalină |
| 16 | | Ad-adular |
| 17 | | Ca-calcit |
| 18 | | Ah-anhidrit |
| 19 | | Q-cuarț |
| 20 | | Mot-montmorillonit |
| 21 | | Bi-biotit |
| 22 | | Interval cu sulfuri de Pb-Zn |
| 23 | | Fisuri |
| 24 | | Brecie hidrotermală |
| 25 | | Pseudo-brecie metasomatică |

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXII (1974—1975). Pag. 215—232

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STRUCTURA GEOLOGICĂ A FORMATIUNILOR CRISTALINULUI GETIC ȘI GENEZA PEGMATITELOR DIN PARTEA DE NW A MUNTILOR LOTRULUI ȘI PARTEA SUDICĂ A MUNTILOR CIBINULUI¹

DE

FLOAREA DIACONU, ALEXANDRA GHEȚARU, DUMITRU VULPESCU²

Abstract

Geological Structure of the Getic Crystalline Formations and Pegmatites Genesis from the NW Part of the Lotrului Mts and the Southern Part of the Cibinului Mts. The authors reached the conclusions that the major geological structure of the Lotrului Mts has the form of a horst in which an anticlinorium with a general direction WSW-ENE, overflowed towards S and a sinking to E, is drown in. Reconstituting the pegmatitic process from Cataracte and correlating it with the other pegmatite bodies from the region, the authors assign the pegmatites genesis to some residuum granitic magmas, consolidated in condition of some open physical-chemical systems. The magmas origin is assigned to some pyromagmas which became syntectic or hybride depending on the nature of the material. The source of solutions rich in volatiles is located near the Cataracte deposits, under which one may presume the existence of a batholite-like magmatic reservoir. This reservoir had an activity with a pulsating character, conditioned by different phases of diastrophism. The pegmatite close to the reservoir was formed at the end of Dalslidian (late orogeny). The veins with minor elements and industrial concentrations, potassic feldspar and sodic feldspar from the successive phases of metasomatism were formed within the inter-Baikalian phase and even later.

Introducere

Necesitatea asigurării cerințelor mereu crescînde ale industriilor indigene consumatoare de mică, feldspat, quart, litiu, beriliu și aluminiu a condus la elaborarea unei sinteze geologice cu caracter economic, care a

¹ Predată la 20 noiembrie 1974, acceptată pentru publicare la 31 august 1975, comunicată în ședința din 8 mai 1974.

² Întreprinderea Geologică de Prospecții pentru Substanțe Minerale Solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



avut drept scop stabilirea gradului de cunoaștere a zăcămintelor de substanțe minerale utile cercetate în regiunea munților Lotru-Cibin și evidențierea zonelor cu perspectivă economică deosebită, care să constituie obiective de cercetare în viitor, în vederea creșterii fondului de rezerve ale regiunii.

Sinteza activității de cercetare complexă, efectuată în acest scop³ în baza datelor din lucrările executate în perioada anilor 1955-1972, a condus la rezolvarea unor probleme de ordin structural, genetic și economic, care au permis selectarea zonelor cu perspectivă pentru pegmatite cu mică, feldspat, elemente rare (Li, Be), roci cu disten și alte substanțe minerale utile din regiune.

Lucrarea prezintă ideile noi la care s-a ajuns în urma prelucrării, interpretării unitare și complexării datelor de cercetare geologică (prospecțiune, explorare, exploatare)⁴ cu datele cercetărilor hidroenergetice, geofizice (electrometrice, aeromagnetometrice, gravimetrice) și cu datele de laborator, referitoare la structura geologică a formațiunilor din seria de Sebeș-Lotru și la geneza pegmatitelor din regiunea munților Lotrului și partea sudică a munților Cibinului. În final, se arată implicațiile acestor idei asupra orientării cercetărilor complexe în viitor, în scopul creșterii potențialului economic al regiunii.

Regiunea, care constituie obiectul studiului, este situată în partea de NW a munților Lotrului și partea sudică a munților Cibinului, la nord de linia de șariaj dintre cristalinul getic și autohtonul danubian, de-a lungul paralelei localității Voineasa. Spre vest, regiunea cercetată se extinde pînă la valea Sebeș, la nord pînă la paralela văii Bistra, iar la est pînă la Dealul Negru-vîrful Arsuri.

Structura geologică a formațiunilor cristalinului getic

Regiunea care formează obiectul lucrării de față se încadrează în pînza getică a Carpaților Meridionali centrali (Murgoci, 1907; Codarcea, 1939, 1961) și este alcătuită din formațiuni metamorfice cunoscute sub numele de „Cristalin al Lotrului” (Streckeisen, 1934), „Grupul de Lotru” (Ghikabudești, 1934; Rotaru, 1973), „Seria de Sebeș-Lotru” (Codarcea et al., 1961; Savu et al., 1968; Pavescu și Pavescu, 1970 §. a.), „Seria de Lotru” (Desseila-Codarcea, Stanca, 1968; Trifulescu et al., 1972)⁵, asociate cu roci magmatische acide, bazice și ultrabazice.

Formațiunile mezometamorfice sunt constituite din roci de natură psamitică sau psamo-pelitică (Pavescu, 1955; Savu et al.,

³ Floarea Diaconu, Ioana Dragu, A. Apostoloiu, D. Vulpeșcu, Alexandra Ghețaru. Studiul geologic-economic asupra substanțelor minerale utile din regiunea munților Lotru-Cibin. 1973. Arh. I.G.P.S.M.S. București.

⁴ A. Apostoloiu, St. Prunescu, S. Diță, M. Gugu, Sm. Iordache, Alexandra Ghețaru, Gh. Tudoran, Gr. Miresan, I. Georgescu. Rapoarte geologice de etapă și sinteze cu calculul rezervelor de pegmatit și disten. 1955—1972. Arh. M.M.P.G. București.



1968; Savu, 1970; Schuster, 1972), asociate cu produsele unui magmatism inițial bazic, eventual acid (Savu et al., 1968; Savu, 1970), depuse într-un geosinclinal foarte vechi, arhaic (Pavelescu și Pavelescu, 1970; Codarcăea-Dessila, Stanca, 1966), Prebaicalian (Codarcăea-Dessila, 1967; Giușcă et al., 1969), ante-Proterozoic superior (Savu et al., 1968; Codarcăea-Dessila, Stanca, 1968), Proterozoic inferior (Savu, 1970) sau gothian-dalslandian (Schuster, 1972). Aceste roci au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic, în care Savu et al. (1968) a separat zona cu sillimanit, zona cu disten și staurolit și zona cu granat, diferențiindu-le în patru complexe, după gradul de metamorfism.

Aceste formațiuni ante-proterozoic — superioare, grupate de Trifulescu et al.⁵ în trei complexe (bazic, terigen, acid), după natura materialului component, sunt reprezentate prin diferite varietăți de paragneise, micașisturi (cu granat, cu staurolit, cu disten), roci amfibolice (amfibolite, gnaisse și sisturi amfibolice), cuarțite, roci eruptive metamorfozate (peridotite serpentinizate, serpentinite, metagabbrouri, metadiorite, porfire cuartifere) eclogite și migmatite, în care am inclus toate rocile cu aport cuarț-feldspatic, cunoscute pînă în prezent sub numele de gnaisse mixte de Vidra, gnaisse granitice, gnaisse de injectie (Ghikia-Budești, 1934; Pavelescu, 1955), migmatite metatectice lenticulare, ptygmatice, reticulare și migmatite metablastice (Savu et al., 1968; Trifulescu et al., 1972⁵).

Aceste roci sunt străbătute de roci magmatische acide (granite și derivele lor, pegmatitele), sincinematice și postcinematice (Pavelescu, 1955; Savu et al., 1968; Savu, 1970), generate de recristalizarea în stare solidă (Pavelescu, 1955) sau de procesele de anatexie parțială a rocilor (Savu et al., 1968; Savu, 1970; Giușcă et al., 1969; Pavelescu și Pavelescu, 1970). Noi considerăm, aşa cum vom arăta în partea a doua a lucrării, că natura aportului cuarț-feldspatic este mai complexă, cea mai mare parte fiind legată de diferențierea unor magme din manta.

Rocile magmatische bazice și ultrabazice nu au fost întîlnite „la zi” în regiunea cercetată. Prezența lor în corpuri ascunse a fost dedusă din interpretarea hărții anomaliei aeromagnetice.

Structura majoră a acestui masiv cristalin corespunde unui vast anticlinoriu prebaicalian, cu orientare generală W-E (Savu, 1961; Savu et al., 1968), menționat de Trifulescu et al. (1972) ca având deversare concentrică și constituit din cufe normale. În interpretarea noastră, axa anticlinoriului are direcția W-SW-E-NE și trece prin virful

⁵ M. Trifulescu, Ioana Ghîțulescu, Teodosia Mânean, N. Ceausu, V. Nedelcu, C. D. Mânean, C. Popescu, Maria Gheorghiu, Alexandra Ghețaru, Rodica Serghei, Erika Matsch, Al. Z. Manea, M. Panait, H. Hann, Viorica Iancu. Sinteză cercetărilor geologice și microtectonice din lucrările subterane ale sistemului hidroenergetic din valea Lotrului. 1972. Arh.I.G.P.S.M.S. București.

Tărtărăul-Muntele Larg-vîrful Piatra Albă-vest vîrful Steflești. Înclinarea generală spre nord a formațiunilor geologice și aspectul cartografic al anomalilor aeromagnetic, evidențiate de Cristescu et al. (1964)⁶, indică o ușoară înclinare spre nord a planului axial al anticlinoriului și afundarea acestei megastructuri spre E⁷.

Din structura majoră se desprind, spre N și S, mai multe anticlinale și sinclinale, cu orientare diferită, ca rezultat al acțiunii complexe dintre forțele tangențiale și stressul ascendent generat de înaintarea magmelor. În nordul și vestul regiunii, structurile plicative își păstrează direcția generală W-E. În partea de S, structurile sunt reorientate pe direcția N-S, cu schimbări locale, ca efect al celor două direcții de transport tectonic, determinate de împingerile soclului continental arhaic-carelian est-european și de pintenul valah al acestuia (Savu, Schuster, 1971).

Interpretarea hărții geologice elaborată de Apostoloiu⁸ revizuită și completată de noi (pl. III) evidențiază un sistem dizarmonic, format din cufe normale și deversante. Cuftele normale sunt asimetrice, cu flancul nordic mai mare și înclinații apropiate de orizontală. Cuftele deversante prezintă înclinare axială predominant nordică.

Structurile plicative sunt afectate de numeroase fracturi sinorogene sau mai noi (Savu et al., 1968), care au produs decroșări atât spre N cit și spre S. Un sistem major de fracturi, mai vechi, are direcția generală NE-SW. Alte falii majore, care predomină în partea sudică a regiunii, au direcția generală N-S. Dacă parte dintre ele pot fi considerate ca efect al fazelor de orogeneză mai tîrzii (Codarcă - Dessila, Stanescu, 1968), marea majoritate o considerăm că s-a format odată cu primele cufări, fiind reluate în fazele de diastrofism următoare. Un exemplu în acest sens îl constituie falia din perimetru Goata de Jos, care afectează atât formațiunile mezometamorfice, cât și corpurile de pegmatit (axa anticinalului este decroșată cu 280 m, iar pegmatitele numai cu 20 m; pl. III).

Noua interpretare dată în cadrul prezentei lucrări hărții anomalilor aeromagnetic, elaborată de Cristescu et al. (1964)⁹, a pus în evidență cîteva aliniamente de fracturi profunde, orientate și localizate pe aliniamente de maxime aeromagnetic (pl. III), cum sunt: fractura valea Lotrului - S Sărăcinul de Jos - Mănăileasa - Runculești la sud, fractura N Podelele - S Serbota Mare - S Cindrel la nord și fractura Smida Mare - Salonele - Tărtărăul - Bora la vest. Fractura din sud constituie continuarea spre W a fracturii notată g₈ în lucrarea lui Gavăt et al. (1964).

Unele dintre aceste fracturi au putut constitui căi de acces pentru litomagme (Savu, 1970; Savu, Schuster, 1971) și piromagme¹⁰, iar altele au funcționat ca plane de ridicare a maselor de roci afectate de

⁶ Tr. Cristescu, Al. Stefanciu, Cr. Georgescu, C. Georgescu, Prospective aeromagnetometrice. 1964. Arh. I.G.P.S.M.S. București.

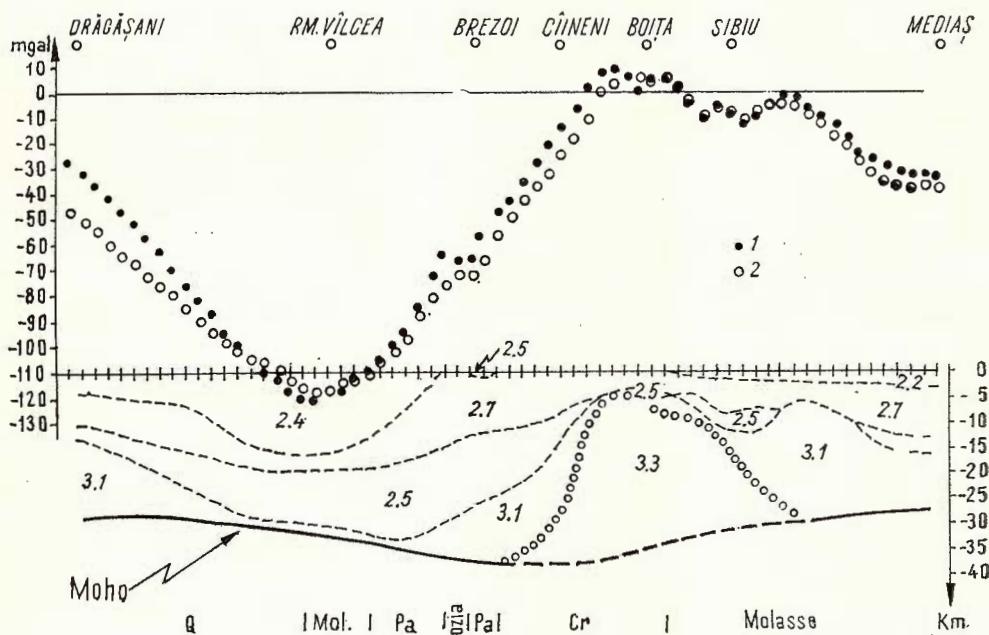
⁷ Op. cit. pct. 3.

⁸ Op. cit. pct. 4.

⁹ Op. cit. pct. 6.

¹⁰ Op. cit. pct. 3.

mișcările diastrofice. Corelarea cu datele geologice din regiune a făcut posibilă determinarea faliilor corespondente la suprafață și, deci, sensul inclinării fracturilor profunde, ca și sensul deplasării blocurilor afectate (pl. III).



Model gravimetric II, varianta nr. 3. 1, Δg observată; 2, Δg calculată¹¹.

Modèle gravimétrique II, variante no. 3. 1, Δg observée; 2, Δg calculée¹¹.

Prezența unor peridotite la confluența văii Lotrului cu valea Balindrului¹² și a unor peridotite și dunite paleozoice, parțial serpentinizate în partea de NE a regiunii¹³ ne îndreptățesc a considera că anomalii aeromagnetice de maxim, interpretate anterior de Cristescu et al.¹⁴ ca efect al unor roci amfibolice, ar indica, în primul rînd, prezența unor roci ultrabazice și bazice ascunse.

Suprapunerea maximelor aeromagnetice peste zone (Cataracte, Haneș, Mănaileasa, Tanca, Despina, Sărăcinul de Jos, Goața, NW Piatra Albă și. a.) în care apar roci acide (migmatite, aplite, pegmatite) ne sugerează ideea că rocile ultrabazice și bazice au fost puse în loc în fază orogenă imediat următoare formării rocilor magmatice acide, folosind aceleiasi căi de acces ca și magmele granitice.

¹¹ Copie de pe figura 6; § t. A irinei, *Bul. Soc. St. Geol. Rom.* XI, pag. 365, 1969.

¹² Gr. Mireșan. Informație verbală.

¹³ Op. cit. pct. 5.

¹⁴ Op. cit. pct. 6.

Interpretarea integrată a datelor gravimetrice și magnetometrice regionale din munții Făgărașului¹⁵ explică „termenii anomali majori prin prezența unor roci foarte dense în substratul cristalinului Făgărașului..... cu originea într-o enormă vatră magmatică, situată la mare adințime, între Codlea și Sebeș”.

O interpretare în consens a dat și A i r i n e i (1969). În baza unei mari anomalii gravimetrice, cauzată de ridicarea discordanței Mohorovičić cu peste 20 km și a apropierei pînă la suprapunere a acestei discordanțe cu suprafața Conrad, autorul indică „în fundamentul domeniului getic din zona dintre Ciîneni și Boița, prezența unei mase geologice, constituită din material de densitate 3,3 (materie subcrustală sau material de tranziție, mixt), prezent în poziție ridicată în substratul masivului central meridional”.

Prezența unor roci bazice și ultrabazice din „stratul bazaltic” în fundamentul domeniului getic și relațiile tectonice dintre cristalinul getic și autohtonul danubian din sudul regiunii îndreptățesc explicarea acestei boltiri a mantalei prin procesul complex de formare a pînzei getice.

Treptat, odată cu începerea mișcărilor de ridicare și înaintarea a formațiunilor getice peste formațiunile autohtonului danubian, datorită procesului de subîmpingere cauzat de înaintarea pintenului valah (S a v u, S c h u s t e r, 1971; S c h u s t e r, 1972), s-au creat și condițiile tectono-magmatice de fracturare și boltire a fundamentului. Suprapunerea zonei anomale gravimetrice peste zona de maximă boltire a anticlinoriului, care se continuă și în munții Făgărașului (S a v u, S c h u s t e r, 1971) sugerează ideea unei corelații directe între acțiunea forțelor diastrofice tangențiale și stressul ascendent (S i t t e r, 1969) creat de înaintarea magmelor din manta.

Complexarea interacțiunii dintre aceste forțe a condus la structuri tectono-magmatice primare de forma unui anticlinoriu, cu orientare generală WSW - ENE. Reluarea mișcărilor pe verticală în fazele orogene următoare (S c h u s t e r, 1972) a generat deversarea spre sud, fracturarea și ridicarea structurii primare, astfel încît, în final, cristalinul getic din munții Lotrului apare sub forma unui horst, în care se înscrie anticlinoriul cu afundare spre E (pl. III). Masivul Cibin, considerat de T r i f u l e s c u et al. (1972)¹⁶ ca făcind parte din același horst cumunții Lotrului, formează un bloc separat, mai coborât.

Elemente noi privind geneza pegmatitelor

Problema genezei pegmatitelor a fost și este controversată pe plan mondial. Mai mulți cercetători consideră pegmatitele drept rezultatul unor injectiuni magmatice, cu sau fără metamorfism concomitant (M r a -

¹⁵ S c. S t o e n e s c u, G e o r g e t a V e l c e s c u . Studiul anomalilor regionale și locale deduse din hărțile anomalilor Bouguer și ale anomaliei componentei magnetice verticale, foile la sc. 1 : 200.000 Sibiu, Pitești, Sînnicolau Mare, Jimbolia. 1971. Arh. I.G.P.S.M.S.

¹⁶ O p. cit. pct. 5. București.



zece, 1904; Fersman, 1940; Cameron et al., 1949; Vlasov, 1955, 1961; Rodionov, 1964 §. a.). Unii le consideră ca materiale exudate din roca gazdă, în urma fuziunii parțiale (anatexie) și aceștia sunt cei mai mulți (Lacroix, 1922–1923; Ghikas-Budești, 1934; Jahn, 1955; Turner, Verhoogen, 1967; Pavelescu, 1970; Savu et al., 1968, 1970; Savu, Schuster, 1971 §. a.). Alții consideră pegmatitele drept concentrații de silice, oxizi de aluminiu și alcalii, formate prin difuziune ionică prin rocile solide (Zavartski, 1944; Korjinski, 1953; Nikitin, 1955; Pavelescu, 1955; Stoicovici, Trif¹⁷; Trif, Stoicovici, 1966; Trif, 1966 etc.).

Pegmatitele din regiunea munților Lotru-Cibin sunt răspândite neuniform în cuprinsul diverselor tipuri de pararoci și însoțesc, în special, zonele de migmatizare. Ca lentile și cuiburi se prezintă sub formă de intercalații concordante, iar ca filoane (Conțu, Piatra Albă, Goata), stock-uri (Măneleasa) sau apofize (Cataracte) pegmatitele apar discordante, mai rar concordante cu formațiunile gazdă. În zonele cu migmatizări avansate (Valea Frumoasă, valea Lotrului) separarea pegmatitelor este greu de făcut. Îmbogățirile cuarț-feldspatice cu compoziția pegmatitelor apar ca filoane sau bordează separațiile de roci migmatice.

Mai frecvent, pegmatitele apar răspândite pe valea Lotrului, valea Balu, izvorul Goata, pîrîul Urlieșu (Piatra Albă), valea Haneșu, izvorul Balindru, valea Hoteagu, zona Conțu, Valea Frumoasă etc. (pl. III).

Textura acestor roci este întotdeauna masivă, iar structura variază de la micropegmatitică pînă la structura în blocuri. S-au separat: structura grafică, apografică, pegmatoidă și în blocuri.

Petrografic, structura pegmatitelor din regiune este adesea omogenă (nezonată), cu o disponere haotică a mineralelor componente (Cataracte, Padina cu Bolovanu, Măneleasa §. a.). Apar însă și pegmatite cu structură heterogenă (diferențiate), în care se observă disponerea mineralelor după o anumită zonalitate simetrică sau asimetrică (Țancu, Conțu).

În compoziția mineralologică a pegmatitelor intră următoarele minerale principale: microclin (0 - 80%), plagioclaz (1 - 35%), cuarț (9 - 22%), muscovit (1 - 40%), biotit (0 - 9%), titanit (sub 1%), magnetit (0,03 - 2%), apatit (0 - 5%), epidot, zircon, clorit, fiecare sub 1% ± turmalină ± granat ± beril ± monazit. În alte corpuși, întotdeauna filoniene, cum sunt cele de pe valea Rîul Sadului (Conțu), apare spodumen de două generații și albitul aproape pur, în snopi, asimilat cu clevelanditul.

În zona Despina s-a determinat, spectral, prezența următoarelor elemente: Be, Co, Li, Fe, Mn, Al, Mg, Ca, Si, Sn, Ti, Cr, Na, K și urme de Nb și Ta; la Goata s-a identificat Be și Ge; la Piatra Albă Be, Li; la Conțu Li, Be, V și la Cataracte Cs și Rb.

Întrucît elementele noi intervenite în cunoașterea genezei pegmatitelor au generat din prelucrarea și interpretarea unui număr mare de date de

¹⁷ E. Stoicovici, Aurelia Trif. Rapoarte privind regiunea dintre Someșul Cald și valea Ierii. 1950–1951. Arh. Univ. Cluj.

cercetare complexă, culese din corpul de pegmatit de la Cataractele Lotrului, iar pentru filoanele cu elemente minore au mai fost prezentate într-o altă lucrare (S t a m a, A p o s t o l o i u, 1972), în cele ce urmează vom arăta principalele rezultate obținute pentru acest corp.

Zăcământul de pegmatit Cataracte, localizat în paragnaisele complexului terigen al seriei de Lotru, de-a lungul unei axe de anticlinal, are o lungime, la suprafață, de aproximativ 3500 m (între văile Balindru și Rampei) și lățimea maximă de cca 1000 m, cu tendință de îngroșare în adâncime (pl. III).

Aspectul general al pegmatitului este acela al unui agregat cuarț-feldspatic, afectat de numeroase fracturi longitudinale și mai puțin transversale (pl. IV). Pegmatitul cuprinde frecvente enclave de paragnaise, micașisturi sau amfibolite, de dimensiuni variabile, cu orientări diferite și contururi nete, neafectate de punerea în loc a pegmatitului. În lucrările executate pentru cercetarea corpului de pegmatit de la Cataracte au fost întâlnite trei tipuri de structuri mineralogice: grafică (50-60%), pegmatoidă (15-20%), aprografică (20-30%).

Parageneza este cea menționată anterior, cu excepția spodumenului și monazitului (oligociaz, microclin, cuarț, mice, turmalină, granați, apatit, beril, zeoliți, pirită, calcopirită și oxizi de fier).

Întrucât principalele caracteristici mineralogice și optice ale mineralelor componente au fost descrise cu altă ocazie, vom menționa numai acele observații, care au condus la ideile noi privind geneza pegmatitului din această regiune.

În masa pegmatitului de la Cataracte s-au observat minerale de mai multe generații (microclin, cuarț, muscovit și turmalină) și fenomene succesive de substituire metasomatică. Microclinul substituie concreșterile grafice de oligociaz cu cuarț (pl. I, fig. 1).

Microclinul are un grad avansat de triclinicitate. În masa microclinului de obicei translucid, se observă o rețea fină de vinișoare pertitice de forma unor picături, filamente, bare, șnururi, vinișoare și pete (pl. I, fig. 3, 4; pl. II, fig. 1). După formă și dimensiuni, aceste pertite le-am considerat că s-au format atât prin dezamestec, cât și prin înlocuire metasomatică, prin similitudine cu datele din literatura de specialitate, care încadrează pertitele film și „string” ca pertite de dezamestec, iar pe cele de forma unor filonașe și pete, care predomină, de natură metasomatică. În cazul pertitelor maclate polisintetic, maclele plagioclazului pertitic se dezvoltă în continuarea maclelor de albit ale microclinului. De asemenea, s-a remarcat continuarea planelor de clivaj ale celor doi feldspați. Pertitele se introduc, de obicei, pe fețele de periclin (010, 110 și 110). Pentru pertit, valorile obținute indică un conținut de 10 - 12% anortit.

Frecvent, au fost observate fenomene de argilizare și sericitizare a pertitelor, larg dezvoltate.

Conținutul în pertit variază, ajungând pînă la 40-50% plagioclaz pertit, restul fiind feldspat potasic.

În masa feldspatului potasic apare și feldspat plagioclaz poikilitic, cu contururi aproape idiomorfe, maclat după legea albit. Feldspatul potasic

este prezent și sub formă de antepertite în cristalele de oligoclaz (pl. II, fig. 2, 3), sau pe fisurile ce traversează oligoclazul.

Muscovitul apare în plăci mari, dar apare și ca paiete fine, pe direcțiile de clivaj ale microclinului. Adesea se observă înlocuirea muscovitului prin microclin.

În parageneza pegmatitului au fost întâlniți zeoliții, care apar în apropierea zonelor fracturate, cimentând feldspații și cuartul intens zdrobiti.

În cariera nr. 970 din zăcămîntul Cataracte, în masa pegmatitului au fost întâlnite mai multe geode cu diametrul pînă la 2 m, în care apare parageneza : feldspat plagioclaz acid, microclin, albit, muscovit în plăci cu suprafață pînă la 20×20 cm și cuart hidrotermal. Geodele sunt tapetate de o mineralizație polimetalică, reprezentată prin : pirotină, calcopirită și marcasită, toate prinse într-o gangă de cuart hidrotermal. În aceste geode, plagioclazul acid apare relict, fiind înlocuit de microclin, care este traversat de filoane de albit. În asociatie cu acest albit, apar uneori mici lamele de muscovit, rezultate, probabil, din potasiul pus în libertate la substituirea microclinului prin albit.

Pirotina apare în asociatie cu calcopirita, care se insinuează printre cristalele de pirotină. Marcașita traversează sau bordează pirotina, uneori traversind și calcopirita, confirmînd depunerea ei ulterior celorlalte două minerale. Gangă mineralizației polimetalice o formează cuartul hidrotermal.

În scopul cunoașterii distribuirii zonelor cu interes economic din masa pegmatitului de la Cataracte, reprezentate prin zone feldspatiche cu predominantă potasică sau sodică, am încercat o diferențiere grafică a pegmatitului considerat pînă în prezent nediferențiat, funcție de chimism și tectonica disjunctivă. Lucrările le-am efectuat la un număr de 16 orizonturi¹⁸, în care probarea chimică a fost efectuată prin brazde continue, transversal pe corp și pe direcția acestuia. Pentru separare, am folosit parametrii calitativi și cantitativi, care au stat la baza confirmării rezerveelor de pegmatit și anume suma alcaliilor ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) și raportul $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Întrucît sortul I omologat prezintă suma alcaliilor = 7,77 % și raportul $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,1$, am efectuat diferențierea pegmatitului în patru grupe, după cum suma alcaliilor din probele chimice a fost mai mare sau mai mică de 7,5 % și raportul $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ mai mare sau mai mic de 1.

Încercînd diferențierea pegmatitului după criteriile enunțate, pe planuri pe care a fost trecută și tectonica din lucrările respective, s-a observat că există o corelație între chimism și tectonica disjunctivă, în sensul că îmbogățirile în potasiu sau sodiu urmăresc anumite linii de fractură. În plan orizontal (pl. IV) acestea apar ca niște fișii de o parte și de alta a faliilor și fisurilor direcționale, sau se găsesc cu preponderență în acoperișul acestora. Sunt situații, mai rare, în care separațiile potasice și sodice însoțesc fracturile transversale, fapt care demonstrează veniri repetate de soluții îmbogățite în alcalii, legate de faze ulterioare de diastro-

¹⁸ Op. cit. pct. 3.

fism. Pegmatitul steril apare cu contururi neregulate, nesubstituit, fiind constituit din feldspat plagioclaz concrescut grafic cu cuart, în care apar și paieite de mică.

Interpretând pe verticală separațiile delimitate la cele 16 orizonturi și corelîndu-le cu datele de calitate a pegmatitului, obținute de la exploatare pentru lucrările neprobate continuu, am putut face și alte observații. În afara corelației dintre chimism și falii-fisuri, am observat că, în jurul anumitor linii de fractură care străbat corpul de pegmatit, se poate observa și o anumită zonare. Adesea, în jurul unei falii, apare o îmbogățire în K_2O , după care urmează, de o parte și de alta, o zonă cu conținut ridicat în Na_2O și apoi o porțiune de pegmatit steril, nesubstituit, constituit din feldspat plagioclaz în concreștere grafică cu cuart. Situațiile sunt dese, în special la orizonturile superioare ale zăcămîntului Cataracte (Zona Treime).

Uneori, apar falii sau fisuri umplute cu cuart hidrotermal însotit de numeroase cristale de muscovit, de dimensiuni considerabile.

În baza acelorași analize chimice, am întocmit diagrame de variație a oxizilor de potasiu și sodiu, direcțional și transversal pe corpul de pegmatit (pl. IV). Aceleași diagrame au fost elaborate și în baza analizelor minera-logică.

Din interpretarea acestor diagrame s-a observat că pentru toate maximele de K_2O corespunzătoare concentrațiilor în microclin, apar minime de Na_2O corespunzătoare concentrațiilor în pertite sau albit și invers, fapt pe care l-am explicat prin concentrarea diferențială a ionilor de potasiu și sodiu, datorită diferenței dintre masa atomică a celor două elemente.

Asociația observațiilor descrise alături de prezența mai multor tipuri de eruptii granitice în regiune (Trifulescu et al., 1972)¹⁹ și corelarea cu structura geologică a regiunii (pl. III) atestă originea magmatică a pegmatitului din zăcămîntul Cataracte. Pegmatitul s-a format prin consolidarea unor topituri granitice reziduale, în condițiile unor sisteme fizico-chimice deschise, cu pătrunderea repetată a soluțiilor îmbogățite, în etapa postmagmatică, în pneumatolite care și-au schimbat compoziția, pe măsura răcării magmelor granitice.

Evoluția procesului pegmatitic după schema elaborată de Fersman (1940), dezvoltată de Vlasov (1961) și Ghinzburg (1960) și completată de Rodionov (1964), nu se poate reconstituî întocmai, din cauza numeroaselor fenomene succesive de substituire metasomatică ce au urmat după consolidarea pegmatitului. În baza datelor obținute în cadrul studiului, încercăm totuși, pentru prima dată, o reconstituire a formării pegmatitului de la Cataracte, considerat pînă în prezent de origine metamorfică (Ghikas-Budești, 1934; Pavilescu, 1955; Savu et al., 1968; Stamă, Apostoloiu, 1972) sau magmatică (Trifulescu et al., 1972).

¹⁹ Op. cit. pct. 5.

Stadiul magmatic al procesului pegmatitic, în care s-a format pegmatitul primar ar corespunde la două etape :

a) etapa calco-sodică de temperatură ridicată ($700-600^{\circ}$, după F e r s m a n, 1940), reprezentată prin structurile grafice relicte ale plagioclazului acid (oligoclaz) cu cuarțul, în care apare asociat și biotitul ;

b) etapa potasică a procesului pegmatitic, care ar coincide cu cristalizarea microclinului din structurile grafice.

Conținutul ridicat în alcalii (K, Na), care se fixează în microclin și albăt, unele elemente rare (Be, B), care se concentrează în beril și turmalină, conținuturile ridicate în muscovit ca și prezența pirotinei, calcopiritei și marcasitei, sunt caracteristice proceselor de substituire din fazele pneumato-litică și hidrotermală, care au urmat și pe care le explicăm astfel :

Mai întâi s-a dezvoltat metasomatoza potasică, observată microscopic în pegmatitul cu structură grafică. Aceasta a început prin dizolvarea incluziunilor de cuarț și depunerea microclinului (pl. I, fig. 1). Adeseori se observă formarea monocrystalelor de microclin, care înlocuiesc atât plagioclazul cît și cuarțul. Aici atribuim formarea îmbogățirilor în K_2O , delimitate ca fișii legate de tectonică.

Hidroliza, descrisă în amănunt de R o d i o n o v (1964) și considerată ca un fenomen ulterior etapei de metasomatoză potasică, o asimilăm fazei de formare a cristalelor de muscovit, care substituie atât microclinul cît și cuarțul. În această etapă considerăm că s-a format și turmalina.

În etapa următoare de substituire metasomatică s-a dezvoltat procesul de albitezare, reprezentat, la Cataracte, prin pertitizarea microclinului sub formă de bare și vinișoare (pl. II, fig. 1). Macroscopic, fenomenul de albitezare este observabil în zonele de îmbogățire în Na_2O , care urmăresc liniile de fractură (pl. IV).

Substituirea feldspațiilor sodici prin cuarț și muscovit care urmează, denumită de G h i n z b u r g greizenizare (1960), este reprezentată prin similitudine, prin muscovitul de crăpături. În această etapă s-au format, probabil, și cristalele de turmalină policromă, beriliul și concentrațiile în cesiu.

Substituirea muscovitului prin microclin, denumită de R o d i o n o v (1964) a doua etapă potasică, este destul de des întîlnită.

Concentrațiile de cuarț hidrotermal, observate ca umplutură a unor fisuri s-au în jurul unor falii, le considerăm rezultatul cristalinării ultimelor soluții. Acestea, ca și cuarțul de ultimă generație, slab dezvoltat, care substituie ultimele generații de muscovit, feldspat și turmalină și care formează, uneori, vinișoare, îl atribuim acestei ultime etape de silicifiere.

Desigur că evoluția procesului pegmatitic are un caracter mult mai complicat, proprietățile soluțiilor variind în mod repetat. Dar, este cert că aceste variații au putut să apară numai în condițiile sistemelor fizico-chimice deschise, cu pătrundere repetată a soluțiilor în golarile pegmatitului.

Frecvențele fisurății ale plăcilor de mică după anumite direcții sau torsionările, observate în aceleași cristale și în cristalele de microclin,

sugerează ideea că formarea acestor minerale s-a produs în timpul acțiunii unor tensiuni orientate după anumite direcții.

Prezența celor trei generații de microclin, plagioclaz și muscovit în corpul Cataracte - Padina cu Bolovanu și Mănăileasa indică o activitate magmatică repetată, care a dat naștere unor fenomene pulsatorii, generatoare ale zonelor cu îmbogățire în potasiu, sodiu, mică, elemente minore și ale filonașelor de cuarț hidrotermal.

Sursa soluțiilor substituente trebuie căutată în adâncime, unde se presupune existența unui corp granitic de forma unui batolit, care a jucat rolul rezervorului magmatic în care se diferențiau soluțiile. Ideea este susținută prin forma și dimensiunile mari ale corpului de pegmatit de la Cataracte, situarea acestuia de-a lungul unei axe de anticlinal și în apropierea fracturii valea Lotrului, care prin reactivare repetată, a putut constitui calea principală de acces pentru soluțiile reziduale profunde.

Frecvența și conținutul ridicat în elementele caracteristice fazelor hidrotermale (Cu, Pb, Zn, Li) ca și zonalitatea regională a elementelor minore Cs și Rb la Cataracte, Ge la Goața și Li, Be, Sn și As în concentrații ce cresc odată cu depărtarea de zăcămîntul Cataracte, susțin aceeași idee.

Parametrii Niggli determinați au stabilit existența unei magme leucogranitice, calco-alcaline, pentru care a existat, de fiecare dată, un exces de Al, față de tabelele standard.

Referitor la modul de formare a magmelor generatoare de pegmatit facem următoarele considerații: piromagme din manta au pătruns pe liniile de fracturi ale fundamentului în zona crustală (sial), unde s-au amestecat cu porțiuni din zona granitică pe care au topit-o parțial sau total. Magma sintectică (Rittmann, 1967) sau hibridă rezultată, prin diferențiere, a dat naștere unor topituri cu caracter granitic. Din soluțiile reziduale ale acestor topituri ajunse în faza pegmatitică, rămasă pe loc sau care au migrat, s-a consolidat pegmatitul primar în care predomină structura grafică. Din soluțiile ajunse în faza pneumatolitică au rezultat pegmatitele cu structura pegmatoidă.

Legate de fisurile de răcire ale pegmatitului ori de fracturi produse sau reactivate de fazele ulterioare de diastrofism, au avut loc faze successive de metasomatoză, în care se observă o diferențiere a soluțiilor, de la alcaline la acide. În unele cazuri, aceste diferențieri pot fi rezultate ale enomenului de autometamorfism.

Lipsa unor relații chimice reciproce între enclavele de sisturi mezometamorfice și pegmatitul în care predomină structura grafică relictă, a fost folosită de Trif și Stoicovici (1966), ca argument pentru geneza pegmatitelor prin „recristalizarea vechii substanțe a substratului”. Noi explicăm absența acestor relații (Mănăileasa, Padina cu Bolovanu, Despina, Tancu, Piatra Albă și Goața) prin temperatură diferită de formare a celor două tipuri de roci. Paragnaisele s-au format în condiții de temperatură și presiune aparținând faciesului amfibolit-almandin, pe cind pegmatitele s-au format din topituri cu temperaturi mai scăzute și în condiții termodinamice diferite, care n-au mai putut acționa asupra rocilor preexistente.

Coexistența structurii grafice din pegmatitele primare alături de enclavele de paragnaise, ambele formate în aceleași condiții de temperatură, o explicăm prin formarea concreșterilor eutectice de cuarț și plagioclaz sau cuarț și microclin, în etapa incipientă a consolidării topiturilor pegmatitice, cînd cristalizarea se făcea în condițiile unui sistem trifazic. Partea de pegmatit cu structură grafică primară ar reprezenta faza solidă a acestui sistem, care a luat naștere în adîncimi mai mari decît locul de consolidare a pegmatitului. Acolo, temperatura era mult mai ridicată decît în locul și momentul consolidării topiturilor reziduale.

Surplusul de aluminiu, indicat prin determinarea parametrilor Niggli, provine din porțiunile de sial digerate de piromagme, nu din enclave, care nu prezintă indicii de relații reciproce cu pegmatitele.

Problema vîrstei pegmatitelor din regiunea cercetată este destul de complexă. Prin atribuirea genezei sinmetamorfice, aceste roci au fost considerate singenetic cu șisturile mezometamorfice (Mrazec, 1904; Streckeisen, 1934; Ghikabudești, 1934; Pavelescu, 1955; Savu et al., 1968; Savu, 1970; Savu, Schuster, 1972; Stamă, Postoloiu, 1972).

Caracterul intrusiv, tardeorogen ce reiese din interpretările efectuate de noi este susținut și prin raporturile structurale dintre aceste corperi și rocile-gazdă (pl. III).

Pegmatitele de la Cataracte-Padina cu Bolovanu, Haneș, Goata, Piatra Albă străbat formațiunile mezometamorfice ale seriei de Sebeș-Lotru²⁰ și lipsesc din formațiunile epizonale, paleozoice (Schuster, 1972) ale seriei de Tulișa din aducțiunea Mănaileasa - Ciungel - Mălaia (Rotaru, 1973). Rezultă că pegmatitele din această regiune s-au consolidat începînd cu sfîrșitul mișcărilor dalslandiene, după formarea și cutarea primară a formațiunilor cristalinului getic. Filoanele de pegmatit care intersectează granitele mai noi (aducțiunea Sterpu, Sfîrcașu)²¹ ca și soluțiile îmbogățite în elemente minore și alcalii, care au dat naștere fazelor succesive de metasomatoză sint mai noi. Vîrsta devonian-superioră – carboniferă atribuită pegmatitelor de Trifulescu et al. (1972)²¹, în baza unor măsurători de vîrstă absolută prin metoda K/Ar ar reprezenta, în interpretarea dată de Dessila-Codarcă și Savu (1967) nu vîrsta pegmatitului ci „reluarea fundamentalului prebaicalian în timpul ciclurilor tectonice mai recente, cînd s-au creat condițiile de presiune și temperatură favorabile îndepărtării argonului radiogen din roci”.

Corelațiile efectuate de noi confirmă această reluare a fundamentului și a fracturilor profunde (pl. III), care a determinat ritmul pulsatoriu al bazinului magmatic generator de soluții diferențiate. Rezervorul magmatic, de forma unui batolit, localizat, probabil, sub zăcămîntul Cataracte, a putut evoluă într-un timp foarte îndelungat, care cuprinde cîteva faze

²⁰ Floarea Diaconu. Proiect geologic de ansamblu privind cercetarea complexă a substanțelor minerale utile din regiunea munților Lotrului și Cibinului. 1974. Arh. I.G.P.S.M.S București.

²¹ Op. cit. pct. 5.

orogene. Mai întâi, în faza dalslandiană, s-a format pegmatitul primar cu structura grafică relictă din corporile de la Cataracte - Padina cu Bolovanu, Haneș și Mănăileasa. Ulterior, prin reluarea fundamentalui prebaicalian în faza intrabaicaliană (Schuster, 1972) a fost reactivat și rezervorul magmatic în care continuă diferențierea soluțiilor reziduale, de la alcalin la acid (pl. I, fig. 1, 2, 3, 4; pl. II, fig. 1, 2, 3). S-au putut forma astfel, pegmatitele cu elemente rare și disperse de la Despina, Tanu I-V, Goața, Piatra Albă și Conțu, ca și concentrațiile industriale de muscovit, biotit și feldspat potasic din fazele succesive de metasomatoză din corporile appropriate de rezervorul magmatic (Cataracte-Padina cu Bolovanu, Mănăileasa).

Activitatea magmatică a acestui rezervor s-ar încheia cu filonașe de cuarț hidrotermal.

Concluzii

Rezolvarea unor probleme de ordin structural și genetic în regiunea munților Lotru - Cibin a permis evidențierea zonelor cu perspectivă pentru pegmatit cu feldspat, mică, elemente rare și disperse (Li, Be), disten și alte substanțe minerale utile și evaluarea rezervelor de prognoză pentru aceste substanțe.

Atribuirea genezei pegmatitelor unor topituri magmatische a condus la reinterpretarea datelor referitoare la forma și extinderea pe direcție și în adâncime a corporilor de pegmatit, considerate pînă în prezent lentiliforme în axa unor sinclinale cu extinderi limitate.

În perimetrul Mănăileasa Mare de exemplu, din reinterpretările executate, reiese că cele trei lentile, separate la suprafață prin micașisturi, se unesc în adâncime, constituind un singur corp de pegmatit, de formă unui stock, probabil, care se extinde atât pe direcție cît și în adâncime, către SSE²².

Asemănarea structurală din zonele Tanu IV și Mănăileasa Mică cu cea de la Mănăileasa Mare presupune extinderea în adâncime a corporilor de pegmatit cu forme lenticulare la suprafață și unirea lor pe înclinare, constituind probabil corpori de forma unor stockuri sau dyke-uri.

Ideea a fost verificată la Cataracte, unde prin executarea galeriei 402 bis, care a înaintat către sud 1000 m prin pegmatit a depășit cu cca 700 m presupusa limită a zăcămîntului. Extinderea pegmatitului în această direcție confirmă ideea dezvoltării în adâncime a pegmatitului de la Cataracte și unirea lui cu cel din perimetrul Padina cu Bolovanu, constituind probabil, un singur corp de forma unei apofize (pl. III).

Pe verticală, pegmatitul poate trece treptat în granit, sau se poate include sub forma unei lentile, corpul granitic generator de soluții găsindu-se mai în adâncime.

Diferențierile efectuate în pegmatit, pe bază de chimism și tectonică, servesc la amplasarea fronturilor de exploatare a zonelor cu îmbogățire în

²² Op. cit. pct. 20.

potasiu sau sodiu, relația dintre chimism și tectonica disjunctivă constituind un indice de prospectabilitate.

Corelările de ordin structural și genetic rezultate din studiu au permis elaborarea unui proiect geologic de cercetare complexă în regiune²³, în scopul creșterii fondului de rezerve, pentru dezvoltarea capacitaților de producție.

Aceste concluzii se bazează pe date cu caracter fragmentar și urmează a fi verificate și completeate ulterior.

Executarea unor foraje de mare adâncime și efectuarea unor studii microtectonice, geochemice și de metamorfism vor conduce la elucidarea problemelor de stratigrafie a regiunii și de geneză a pegmatitelor, cu implicații determinante asupra potențialului rezervelor de substanțe minerale utile din regiune.

BIBLIOGRAFIE

Airinei Șt., Stoeneșcu Sc. (1962) Informații gravimetrice asupra structurii și extinderii fundamentului domeniului getic. *St. tehn. econ.* D 4, București.

— (1969) Modele gravimetrice — contribuție la studiul scoarței terestre pe secțiunea Drăgășani-Mediaș (Valea Oltului) din Carpații Meridionali centrali. *Bul. Soc. Șt. Geol.* XI, București.

Cameron E. N., Jahn R. H., McNaier A. H., Page L. R. (1949) Vnuttrennee strobene granitnih pegmatitov. *Izd. In. Lit.* (Traducere lb. engleză), 1951, Moskva.

Codarcea Al. (1939) Vues nouvelles sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Roum.* XX, București.

— Răileanu Gr., Pavescu L., Gherasim N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercuș D. (1961) Ghidul excursiilor C. Carp. Meridionali. *Asoc. Geol. Carp.—Balcani. Congr. V.*, București.

Codarcea-Dessila Marcela (1966) Problema orizontării și răspândirii rifeanului în România. *An. Com. Stat. Geol.* XL, București.

— (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpines des Carpates Roumaines. *Rév. roum. géol. géogr. Série géol.* 11,1, București.

— Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12/2, București.

— Stancau Josefina (1968) Harta geologică sc. 1 : 200000, foaia 27, Sibiu,. *Inst. Geol.* București.

Fersman A. E. (1940) Pegmatiti. *Izd. vo AN SSSR*, Moskva.

Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoeneșcu Sc., Venecov I. (1964) Structura geologică profundă a teritoriului RSR, după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Stud. cerc. geof.* I, 1, București.

— Botezatu R., Visarion M. (1973) Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice. Ed. Acad. R.S.R. București.

²³ Op. cit. pct. 20.



- G h i k a - B u d e ş t i Ş. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Monts Lotrului (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Géol. Roum.* XVI (volum festiv), Bucureşti.
- (1939) Les Carpates Méridionales centrales. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, Bucureşti.
- G h i n z b u r g A. I. (1960) Gheohimiceskie osobennosti pegmatitovo protessa. *Izd. vo AN SSSR*, Moskva.
- Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectono-magmatice prealpine pe teritoriul României. *Buc. Soc. Șt. Geol.* XI, Bucureşti.
- Jahns R. (1955) The study of pegmatites. *Econ. Geol.* (Fiftieth Anniversary Volume), p. 1025–1130, Lancaster.
- K o r j i n s k i D. S. (1953) Ocerk metasomaticeskih protessov. *Izd. vo AN SSSR*, Moskva.
- L a c r o i x A. Minéralogie de Madagascar . I, II (1922) III (1923), Paris.
- M r a z e c L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpates Méridionales. *C. R. Congr. géol. intern.* IX, 1903, Vienne.
- M u r g o c i M. G. (1907) Asupra vîrstei marii pînze de şariaj din Carpaţii Meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, Bucureşti.
- N i k i t i n V. D. (1955) K teorii ghenezisa pegmatitov. *Zap. LGI*, 30,2, Moskva.
- P a v e l e s c u L. (1955) Cercetări geologice și petrografice în munții Sebeș. *An. Inst. Geol.* XXVIII, Bucureşti.
- P a v e l e s c u M a r i a (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaţilor Meridionali. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.
- R i t t m a n n A. (1967) Vulcanii și activitatea lor. Ed. tehnică, Bucureşti.
- R o d i o n o v G. G. (1964) Tipurile centurilor pegmatitice și particularitățile lor. Clasificarea pegmatitelor și specificul procesului lor de geneză. Ed. Nedra, Leningrad.
- S a v u H., P a v e l e s c u M a r i a, S t a n c u J o s e f i n a , L u p u D e n i s a (1968) Harta geologică sc. 1 : 200000 foaia 26, Orăştie, Inst. Geol. Bucureşti.
- (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.
 - S c h u s t e r A. (1971) Structura și petrologia sisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă-Holbav (munții Făgăraș). *D. S. Inst. Geol.* LVII/1, Bucureşti.
- S c h u s t e r A. C. (1972) Considerații asupra evoluției domeniului danubian-Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, Bucureşti.
- S i t t e r L. U. (1969) Geologie structurală. Ed. tehnică (Traducere lb. engl.), Bucureşti.
- S t a m a V., A p o s t o l i u A. (1972) Pegmatitele cu spodumen și importanța lor economică. *Bul. Geol.* 2, Bucureşti.
- S t r e k e i s e n A. (1934) Sur la téctonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol.* XVI, Bucureşti.
- T r i f A u r e l i a , S t o i c o v i c i E. (1966) Anatecticul și migmatitele din bazinul superior al văii Ierii-Cristalinul Gilăului. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria geol. geogr.* 1, Cluj.
- (1967) Agmatit, budinaj, granitizare în valea Ierii. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria geol. geogr.* 1, Cluj.
 - (1967) Agmatit, budinaj, granitizare în zona de ultrametamorfism din valea Huzii-muntele Buru (Hășdate). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria geol. geogr.* 1, Cluj.
- T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J. (1967) Petrografia magmatică și metamorfică. Ed. tehnică (Traducere lb. engleză), Bucureşti.
- V i a s o v K. A. (1955) Ghenez redkometabnih pegmatitov. *Izd. AN SSSR*, Moskva.



- (1961) Prințipi klassifikacii granitnih pegmatitov i ih texturnoparaghenziceskie tipi. *Izv. AN SSSR, seria gheol.* 1, Moskva.
- Zavarički A. N. (1944) Osnovnoi vopros fiziceskoi himii protessa obrazovania pegmatitov. *Izv. AN SSSR, seria gheol.* 5, Moskva.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS DU CRISTALLIN GÉTIQUE ET GENÈSE DES PEGMATITES DE LA PARTIE NW DES MONTS LOTRU ET DE LA PARTIE SUD DES MONTS CIBIN

(Résumé)

En s'appuyant sur les données structurales remaniées des travaux de prospections, d'exploitation et d'exploration, exécutés entre 1955 et 1973, complétées des données des travaux du système hydroénergétique de Lotru et de celles de géophysique régionale, les auteurs démontrent que la structure géologique majeure du cristallin gétiqe de la région des Monts Lotru-Cibin a la forme d'un horst où est englobé un anticlinorium à direction générale WSW-NSE. Sur les flancs de cette structure apparaissent des migmatisations fortes, sur le flanc méridional se révélant encore des corps de pegmatites à teneurs d'intérêt économique pour les alcalis (K_2O , Na_2O) et pour les éléments rares (Li, Be).

Vu l'inclinaison générale vers le nord des formations mésométamorphiques de la série de Lotru, l'inclinaison prédominant méridionale des structures plicatives et la corrélation à aspect cartographique des anomalies aéromagnétiques, les auteurs ont porté à conclure que l'anticlinorium est légèrement déversé vers le sud, pas concentrique, s'affaissant vers l'est.

Par la mise en évidence des deux systèmes principaux de fracture, qui décrochent les formations géologiques vers le N et le S, on a pu signaler l'action des forces horizontales en sens inverse.

Les données aéromagnétiques, qui ont fait ressortir quelques fractures profondes, et la présence des roches basiques et ultrabasiques du manteau en position élevée dans le soubassement du domaine gétiqe, ont démontré qu'il est possible de faire des corrélations directes entre les forces diastrophiques et le stress ascendant, créé par l'avancement des magmas du manteau.

Grâce à l'interaction entre les forces tangentiales et ascendantes se sont créées les conditions tectono-magmatiques de formation du réservoir magmatique des pyrrhomagmes différenciées et la reprise du soubassement prébaïkalien en plusieurs phases orogènes.

La différentiation qualitative du pegmatite, la corrélation directe entre le chimisme et la tectonique disjonctive, entre le chimisme et la paragenèse, les phases successives de métasomatose et la structure géologique de la région ont permis la reconstitution, pour la première fois, du processus pegmatistique de Cataractele Lotrului. La corroboration de ces données avec la zonalité régionale de la distribution des éléments mineurs aux autres corps de pegmatite de la région, le caractère zonal des filons de Conju et la manque des phénomènes de métasomatose de ces filons ont signalé que les pegmatites et la néosomme des migmatites se sont formées des magmas granitiques résiduels, consolidés dans les conditions des systèmes physico-chimiques ouverts.



L'analyse des conditions de formation des pegmatites a soulevé la question de l'existence d'un réservoir magmatique sous forme d'un batholite, avec une activité pulsatoire durant les phases dalslandienne-intrabaïkalienne, localisé au dessous du gisement de Cataracte.

Dans cette étude on discute ensuite le problème concernant la manque des relations réciproques, entre les enclaves des schistes mésométamorphiques et les pegmatites par les conditions différentes de formation.

La coexistence de la structure graphique primaire avec les enclaves de schistes mésozonaux du pegmatite, formés dans les mêmes conditions de température et de pression est justifiée par la formation des concrèces graphiques dans la phase incipiente de la consolidation du pegmatite, au moment où la cristallisation s'effectuait dans des conditions du système trifasique.

En bref, la synthèse de l'activité de recherche complexe en s'appuyant sur les données des travaux entrepris entre les années 1955 et 1973, a constitué un point de départ pour la solution de quelques problèmes d'ordre structurale, génétique et économique, problèmes qui à leur tour ont permis de faire le choix des zones à perspective économique à part pour pegmatite à feldspath, mica et éléments rares (Li, Be), disthène et autres substances minérales utiles de la région des Monts Lotru-Cibin. Pour résoudre ces problèmes on a élaboré un projet géologique de recherche complexe.

EXPLICATIA PLANSELOR

PLANŞA I

Fig. 1. — Cuarț grafic în microclin. Nic. + ; $\times 35$.

Quartz graphique dans le microcline. Nic. + ; $\times 35$.

Fig. 2. — Oligoclaaz sericitizat. La contactul cu microclinul, prezintă o zonă de reacție clară.

Oligoclazul este corodat. Nic. + ; $\times 35$.

Oligoclase séricitisé. Au contact avec le microcline, il y a une zone de réaction évidente. L'oligoclase est corrodé. Nic. + ; $\times 35$.

Fig. 3. — Nori pertitici formați din picături fine. Nic. + ; $\times 35$.

Nuages pertitiques formés des gouttes fines. Nic. + ; $\times 35$.

Fig. 4. — Microclin pertitizat. Nic. + ; $\times 35$.

Microcline pertitisé. Nic. + ; $\times 35$.

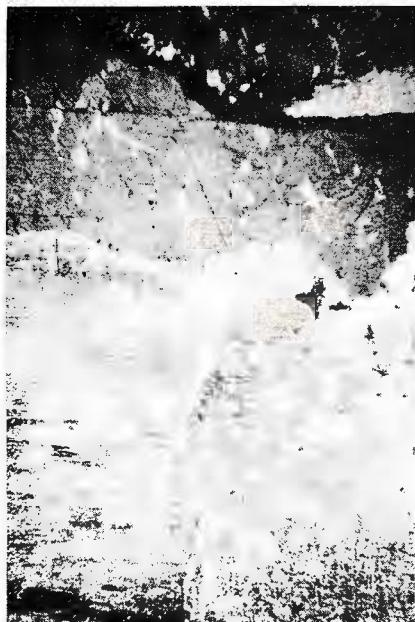


FLOAREA Diaconu et al. Structura cristalinului getic, geneza pegmatitelor – Lotru-Cibin.

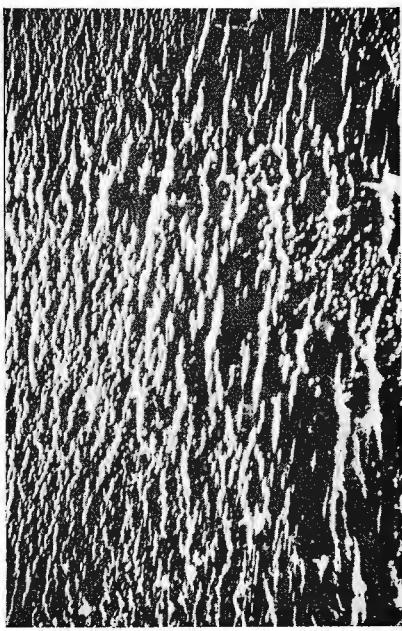
Pl. I.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seismă ale ședințelor, voi. I.XII/1.

PLANŞA II

Fig. 1. — Vinișoare pertitice în microclin. Nic. + ; $\times 35$.

Veinules pertitiques dans le microcline. Nic. + ; $\times 35$.

Fig. 2. — Oligoclaz maclat polisintetic și microclin antepertitic. Nic. + ; $\times 35$.

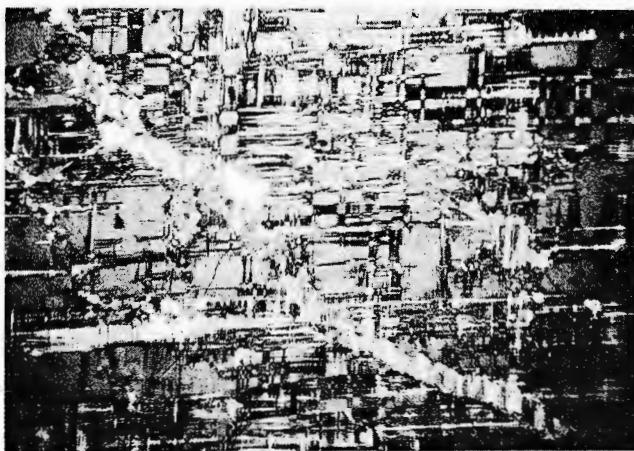
Oligoclase maclé polysynthétique et microcline antépertitique. Nic. + ; $\times 35$.

Fig. 3. — Oligoclaz maclat fin, polisintetic și microclin antepertitic. Nic. + ; $\times 35$.

Oligoclase maclé fin, polysynthétique antépertitique. Nic. + ; $\times 35$.



FLOAREA DIACONU et al. Structura cristalinului getic, geneza pegmatitelor —
Lotru-Cibin. Pl. II.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Carte géologique du cristallin gétique de la partie NW des Monts Lotru et la partie méridionale des Monts Cibin.

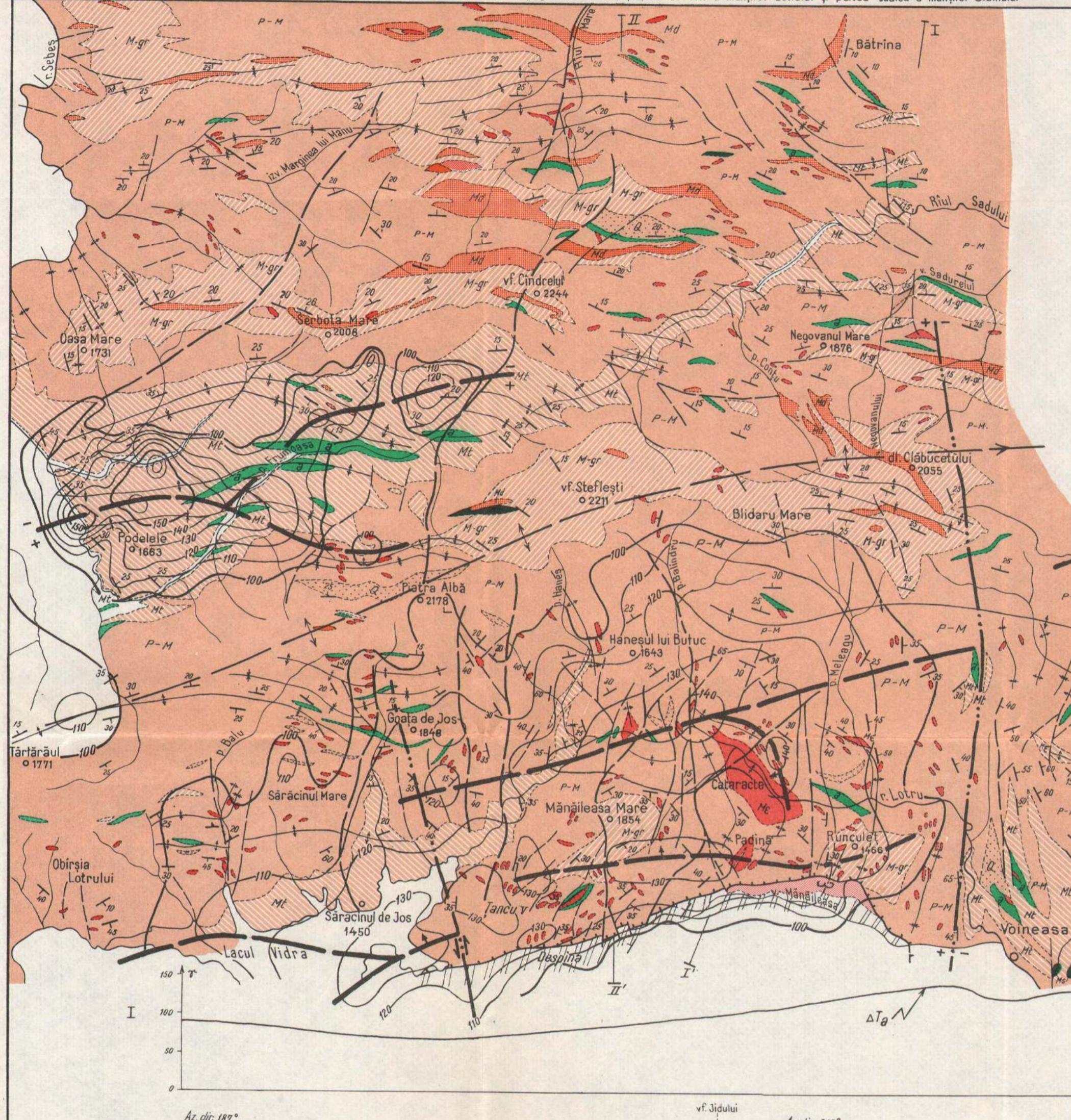
Roches métamorphiques : Paléozoïque-Anté-carbonifère supérieur : 1, Série de Tulisa schistes verts tuffogènes et phyllites graphiteuses ; Anté-Protérozoïque supérieur : 2, migmatites : gneiss mixtes d'injection, gneiss granitiques, migmatiques postmétamorphiques ; 3, paragneiss et micaschistes à biotite, muscovite \pm grenats \pm sillimanite ; 4, quartzites, quartzites biotitiques ou feldspathiques ; 5, porphyres quartzifères (roches porphyroïdes) ; 6, micaschistes à grenats ; 7, amphibolites, schistes amphiboliques, gneiss amphibolitiques ; 8, métadiorites, méttagabbros. Roches magmatiques : Mésozoïque, Paléozoïque ; 9, gabbros ; Intrabaïkalien, Dalslandien : 10, pegmatites ; 11, limite géologique ; 12, nappe de charriage ; 13, faille principale ; 14, faille secondaire ; 15, faille selon les données aéromagnétométriques ; 16, axe d'anticlinal ; 17, axe de synclinal ; 18, axe supposé de l'anticlinorium ; 19 a, b, éléments de schistosité ; 20, travaux souterrains du système hydroénergétique ; 21, position des coupes géologiques et des profils ΔT_a ; 22, profil aéromagnétique et anomalie de maximum ΔT_a ; 23, anomalie aéromagnétique et alignement des maximas aéromagnétiques (fracture profonde).

PLANCHE IV

Distribution des zones feldspathiques et variation des oxydes de potassium et sodium à l'horizon des galeries no. 106 et 107 (gisement de Cataraete).

1, pegmatite feldspathique à $K_2O + Na_2O > 7,5\%$ et $K_2O/Na_2O > 1$; 2, pegmatite feldspathique à $K_2O + Na_2O > 7,5\%$ et $K_2O/Na_2O < 1$; 3, pegmatite feldspathique à $K_2O + Na_2O < 7,5\%$ et $K_2O/Na_2O > 1$; 4, pegmatite feldspathique à $K_2O + Na_2O < 7,5\%$ et $K_2O/Na_2O < 1$; 5, pegmatite feldspathique nondifférencié ; 6, paragneiss biotitiques, micaschistes ; 7, contenu chimique (pour K_2O et Na_2O) et minéralogique (pour micas) ; 8, limite géologique ; 9, failles, fissures ; 10, éléments de schistosité ; 11, galerie ; 12, direction d'après laquelle on a exécuté les diagrammes.





FLOAREA DIACONU, D. VULPECU
HARTA GEOLOGICĂ
A
CRISTALINULUI GETIC DIN PARTEA DE NV A MUNȚILOR LOTRULUI
ȘI PARTEA SUDICĂ A MUNȚILOR CIBINULUI
(DUPĂ HARTA GEOLOGICĂ 1 : 25.000 DE A. APOSTOLOIU, REVIZUITĂ ȘI COMPLETATĂ)

0 1 2 3 4 Km

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ

| FORMAȚIUNI CRISTALINE ALE DOMENIULUI GETIC | |
|---|---------------|
| SERIA MEZOMETAMORFICĂ DE LOTRU - SEBEŞ | |
| Paragnase și micașturi cu biotit, muscovit ± granați | Pegmatite (M) |
| Migmatite | |
| Cuartite, cuarțite biotitice sau feldspatizate | |
| Mineralizații de fier - mangan și lepidolit | |
| Porfire cuarțifere (roci porfirioide) | |
| Migmatite | |
| Micașturi cu disten și granați | |
| Micașturi cu staurolit | |
| Micașturi cu granați, muscovit ± biotit | |
| Amfibolite, șisturi amfibolice și gnaise amfibolice | |
| Metadiorite, metagabbrouri | |
| Serpentinite, peridotite serpentinizate | |
| Paragnase și micasisturi cu biotit, muscovit ± granați ± sillimanit | |
| Eclogite | |

FORMAȚIUNI CRISTALINE ALE DOMENIULUI DANUBIAN

| PALEOZOIC ANTE-CARBONIFER SUPERIOR | VIRSTA | SERIA DE TULIŞĂ | |
|--|--------------------------|-----------------|---|
| | | Gabbrouri | ft. Șisturi și filite grafitoase, uneori cuarțitice, șisturi clorito - sericitice |
| | CONSTITUȚIE PETROGRAFICĂ | | CARACTERELE LITO - STRATIGRAFICE |

LEGENDA

| ROCI METAMORFICE | |
|--|--|
| PALEOZOIC - ANTE-CARBONIFER SUPERIOR | 1 Seria de Tulis: șisturi verzi tufogene și filite grafitoase |
| | 11 ----- Limită geologică |
| 2 Mt Migmatite: gnaise mixte, gnaise de injectie, gnaise granitice, migmatite postmetamorfice | 12 ——— Pinză de șariaj |
| 3 P-M Paragnase și micașturi cu biotit, muscovit ± granați ± sillimanit | 13 ——— Folie principală |
| 4 Q Cuartite, cuarțite biotitice sau feldspatizate | 14 ——— Folie secundară |
| 5  Pq Porfire cuarțifere (roci porfirioide) | 15 ——— Folie după datele aeromagnetometrice |
| 6  M-gr M-d Micașturi cu granați (M-gr): Micașturi cu disten (Md) | 16 ↔ Ax de anticinal |
| 7  A Amfibolite, șisturi amfibolice, gnaise amfibolice | 17 ⋆ Ax de sinclinal |
| 8  M Metadiorite, metagabbrouri | 18 ←→ Ax presupus al anticlinorilui |
| ROCI MAGMATICE | |
| 9  w Gabbrouri | 19  b Elemente de șistozitate |
| 10  Y+ME Granite (Y); pegmatite (ME) | 20 △ Lucrări subterane ale sistemului hidroenergetic |
| INTRABAICALIAN DALSLANDIAN | |
| 21 I I' Poziția secțiunilor geologice și a profilelor ΔT_a | |
| 22 Profil aeromagnetic și anomalie de maxim ΔT_a | |
| 23 Anomalie aeromagnetică și oliniament de maxim aeromagnetic (fractură profundă) | |

Observații: Anomaliiile aeromagnetic după T. Cristescu et al. (1964)

FLOAREA DIACONU

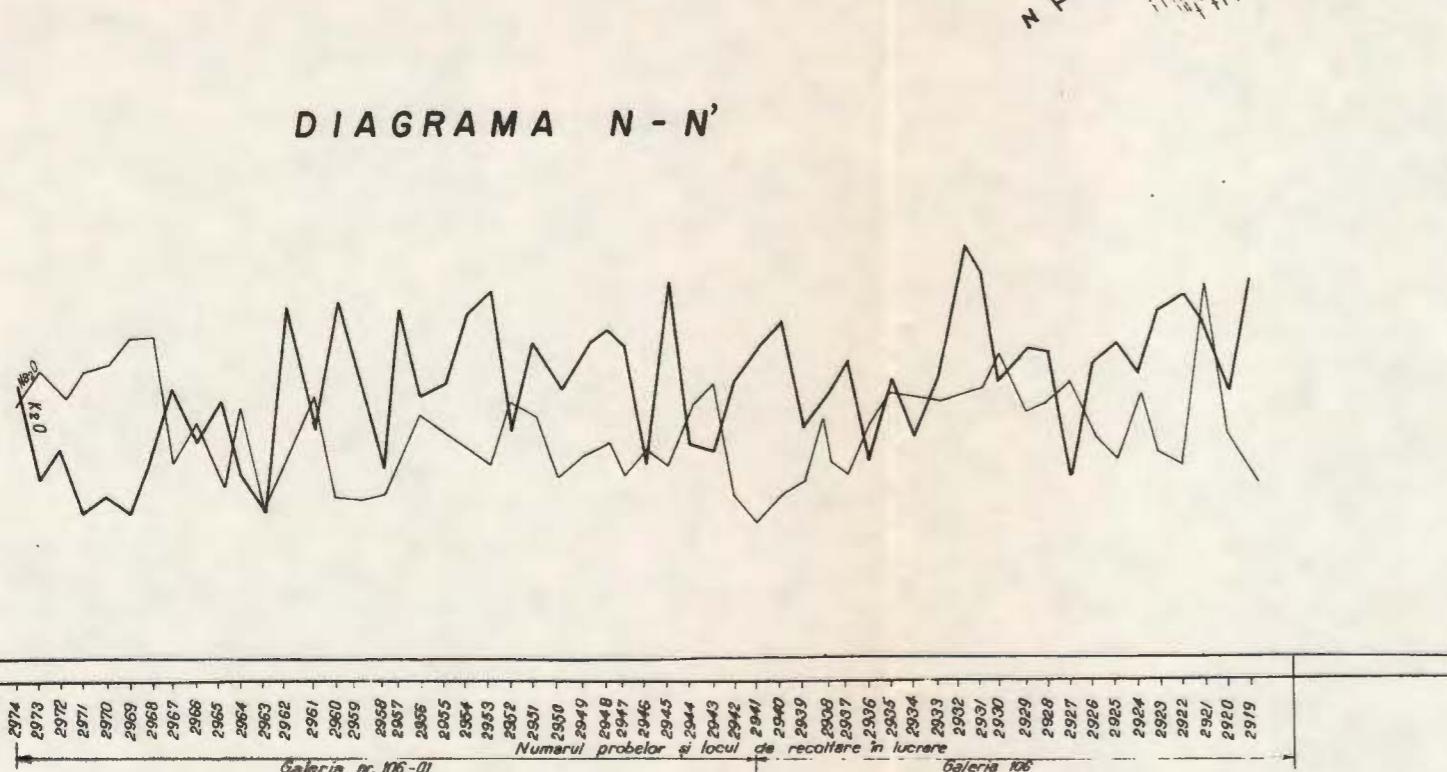
DISTRIBUȚIA ZONELOR FELDSPATICE ȘI VARIATIA OXIZILOR DE POTASIU ȘI SODIU LA ORIZONTUL GALERIILOR Nr.106-107 (ZĂCĂMINT CATARACTE)

0 5 10 15 m

LEGENDA

- 1 Pegmatit feldspatic cu $K_2O + Na_2O > 7,5\%$ și $\frac{K_2O}{Na_2O} > 1$
- 2 Pegmatit feldspatic cu $K_2O + Na_2O > 7,5\%$ și $\frac{K_2O}{Na_2O} < 1$
- 3 Pegmatit feldspatic cu $K_2O + Na_2O < 7,5\%$ și $\frac{K_2O}{Na_2O} < 1$
- 4 Pegmatit feldspatic cu $K_2O + Na_2O < 7,5\%$ și $\frac{K_2O}{Na_2O} > 1$
- 5 Pegmatit feldspatic nediferențiat
- 6 Paragneiss biotitic, micășturi
- 7 Continutul chimic (pentru K_2O și Na_2O) și mineralogic (pentru mică)
- 8 Limită geologică
- 9 60° Folii fisuri
- 10 50° Element de sistozitate
- 11 Galerie
- 12 Direcția pe care s-au executat diagramele

DIAGRAMA N - N'



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL ROCILOR CU CLORITOID DIN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI¹

DE

ION HÂRTOPANU, PAULINA HÂRTOPANU²

Abstract

Contributions to the study of chloritoid rocks from the Southern Carpathians. Within the central zone of the Southern Carpathians the chloritoid rocks are disposed as two alignments which met together in an obtuse angle, thus delimiting eastward and southward a „chloritoid zone”. The narrowness of the „chloritoid zone” from this region is due to some physical conditions, such as : linear character of deformation movements which are precursors of the chloritoid formation, tapered aspect-parallel with the pressure axis-of the chloritoid stability field within space PT, and thus the difficult interception of this field by the decrease of pression. The existence of chloritoid rocks is also due to some chemical-mineralogical restrictions : preponderent aluminous character of the initial rock, the lack of calcic minerals, total chloritization of biotite, advanced decomposition of staurolite and garnet. The conditions of chloritoid formation are with about 100°C and at least 1000 bars lower than those which existed during the formation of primary paragenesis.

Introducere. Cercetările geologice privind cloritoidul sau rocile cu cloritoid din țara noastră nu sunt prea numeroase, acest mineral fiind semnalat în special în formațiuni epimetamorfice și ceva mai rar în cele mai intens metamorfozate.

Acceptia că acest mineral este un „mineral de stress”, în sensul lui H a r k e r (1939), are, în lumina noilor lucrări de teren sau experimentale, doar o valoare istorică. Se consideră la modul cel mai general, că mineralul cloritoid este un indice de temperatură de formare cborită.

În Carpații Meridionali și anume în domeniul getic, puținii cercetători care au semnalat prezența rocilor cu cloritoid dau și descrieri sau

¹ Predată la 15 mai 1975, acceptată pentru publicare la 25 mai 1975, comunicată în ședința din 27 mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



explicații genetice ale apariției acestui mineral. Printre aceștia se remarcă: Bercia et al.³; Savu (1970) și Gridan (1972), pentru munții Semenic.

Bercia et al. au descris cloritoidul în micașisturile zonei distenifere din regiunea Tîrnova, arătând că acest mineral se formează peste fondul de sericit provenit din transformarea distenului sau prin transformarea directă din disten. Cloritoidul este apreciat de către autorul citat ca formindu-se într-un al treilea moment al evoluției rocii, punindu-l în legătură cu scăderea temperaturii și probabil cu creșterea presiunii orientate.

Savu citează asociația muscovit-cloritoid-almandin-cuarț-plagioclaz, în zona cu almandin din seria de Sebeș-Lotru. Autorul sugerează posibilitatea ca asociația disten-cloritoid să apară atât în condiții joase de metamorfism (partea superioară a faciesului de șisturi verzi) în condițiile excesului de Al (Savu et al., 1967) cît și în condițiile unui metamorfism regresiv, cind cloritoidul poate apărea secundar, pe seama staurolitului sau granatului (Savu, 1970).

Gridan, studiind raporturile de succesiune ale cloritoidului din zona Poiana Finetului, cu staurolitul, distenul, muscovitul și granatul, arată că acestea din urmă au preexistat, constituind sursa pentru formarea primului, într-un proces de metamorfism regresiv.

În zona de care ne ocupăm, a Carpaților Meridionali centrali, încă din anul 1958, Savu et al.⁴ au semnalat în bazinul văii Bistra din munții Cibin, apariția cloritoidului în masa de roci cu disten. Autorii cități descriu cristalele de cloritoid ca apărând la marginea pseudomorfozelor de sericit după disten sau rezultând din transformarea almandinului, alături de sericit și clorit. Apariția cloritoidului este socotită ca aparținând la un facies de metamorfism retrograd, pe seama micașisturilor cu disten.

Mai recent, Hârtopanu et al.^{5,6} în rapoarte geologice privind petrografia rocilor cu aluminosilicati din Carpații Meridionali, semnalează și apoi încadrează cloritoidul (atât cel din munții Sebeș-Cibin cît și cel din munții Semenic) într-o succesiune paragenetică caracteristică.

Răspândirea rocilor cu cloritoid. Aria investigată de noi se întinde în direcție est-vest pe o distanță de cca 60 km, între valea Sadului din munții Cibin și Grădiștea de Munte din munții Sebeș iar de la nord la sud a fost

³ I. Bercia, Elvira Bercia, Olga Drăghici. Raport asupra lucrărilor de prospecție pentru disten în reg. Tîrnova (Mt. Semenic). 1957. Arh. I.G.G. București.

⁴ H. Savu, I. Gheorghita, L. Teodoru, Cristina Ioanidu, Emilia Gheneșcu, Gh. Neacșu. Raport geologic asupra regiunii Bistra – Tău – Gilceag (munții Sebeș) privitor la ivirile de mangan și disten. 1958. Arh. I.G.G. București.

⁵ I. Hârtopanu, Paulina Hârtopanu, Constanța Udreșcu, Elena Colios, Florica Popescu. Studiu petrografic al rocilor cu silicati de aluminiu polimorfi (sillimanit, andaluzit, disten) din Carpații Meridionali. 1974. Arh. I.G.G. București.

⁶ I. Hârtopanu, Paulina Hârtopanu, Jana Ionescu, Elena Colios, Florica Popescu, R. Giușcă. Studiu faciesului cu aluminosilicati (disten și sillimanit) din munții Sebeș și Lotru. Partea I-a, zona Negovanu. 1975. Arh. I.G.G. București.

urmărită apariția rocilor cu cloritoid, începînd de la nord de creasta principală Cibin-Sebeș și pînă în valea Jiului și a Lotrului, pe o distanță nord-sud de cca 30 km (fig. 1).

Rocile cu cloritoid se dispun de-a lungul a două aliniamente principale cu orientare aproximativă E-W și respectiv NNE-SSW ce se întlnesc într-un unghi obtuz în apropierea confluenței văii Cugirului cu valea Boșorog, affluent stîng al primei văi.

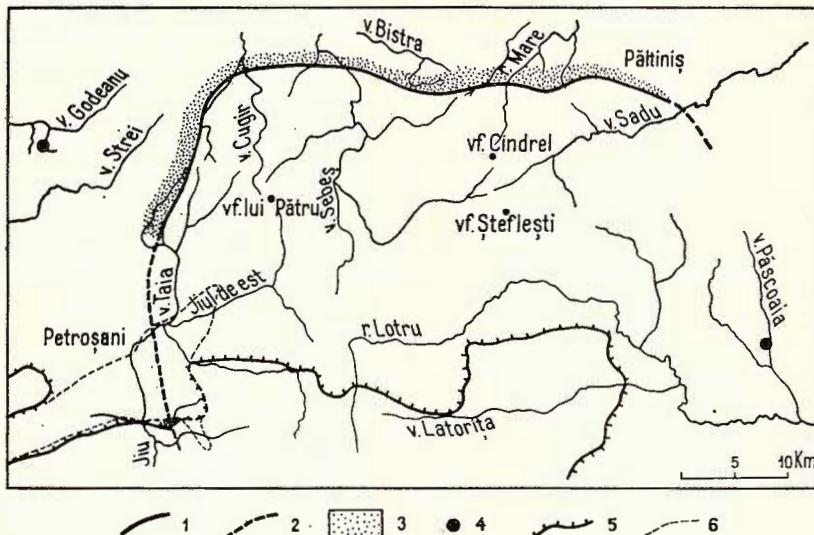


Fig. 1. — Harta răspîndirii rocilor cu cloritoid în Carpații Meridionali centrali.

1, aliniamentul primei apariții de roci cu cloritoid; 2, continuarea ipotetică a aliniamentului de roci cu cloritoid; 3, zona de roci cu cloritoid; 4, apariții izolate ale rocilor cu cloritoid; 5, linia de contact anomal dintr-o domeniu getic și domeniul danubian; 6, limita rocilor cristalini cu formațiuni sedimentare.

Carte de la diffusion des roches à chloritoïde dans les Carpates Méridionales centrales.
1, alignement de la première apparition de roches à chloritoïde; 2, continuation hypothétique de l'alignement de roches à chloritoïde; 3, zone de roches à chloritoïde; 4, apparitions isolées des roches à chloritoïde; 5, ligne de contact anomal entre le domaine gétique et le domaine danubien; 6, limite des roches cristallines avec les formations sédimentaires.

Apariția rocilor cu cloritoid poate fi urmărită pe aliniamentul est-vest începînd din valea Sadului, în amonte de localitatea Rîu Sadului, virful Oncești - virful Surdului - stîna Niculești - virful Strîmba Mare - bazinul superior al văilor Tortura și Mijlocia (afluenți stînga ai văii Bistra) - valea Sebeșului, în amonte de confluența cu valea Gilceagului - nord dealul Comanului - valea Boșorog.

Pe aliniamentul cu direcție NNE-SSW rocile cu cloritoid au fost semnalate pe pîraiele Untul și Sipcia (afluenți stînga ai văii Boșorog) -

dealul Dobraia-Pîrva-valea Preoteasa (afluent stîng al văii Taia). Peste formațiunile sedimentare ale bazinului Petroșani, în continuarea acestui aliniament spre sud, rocile cu cloritoid au fost reîntîlnite în apropiere de localitatea Iscroni, într-un mic petec de cristalin Getic din imediata vecinătate a liniei de contact anormal cu formațiunile cristaline aparținînd autohtonului Danubian.

Izolat, în afara acestor aliniamente, au mai fost întîlnite roci cu cloritoid în zona Grădiștea de Munte, pe valea Largă, precum și pe valea Păscoaia, affluent stîng al văii Lotrului, în amonte de Brezoi.

Aliniamentele mai sus menționate au fost trase pe hartă printr-o linie plină. În „spatele” lor, la nord și respectiv la vest, a fost hașurată o zonă în care au fost de asemenea înregistrate frecvențe apariții de roci cu cloritoid, fără a se putea afirma cu certitudine că acestea n-ar exista în continuare și mai înspre exteriorul acestor zone. Totuși, cercetările geologice numeroase, efectuate la nord și sud, respectiv la est și vest de aliniamentele amintite, nu au semnalat existența cloritoidului astfel încît, inclinăm să credem că rocile purtătoare de cloritoid sunt localizate în limitele unei zone foarte înguste, de 1-4 km, alături de roci pelitice metamorfozate în faciesul almandin-amfîpolitic. Nivelul de metamorfism al rocilor adiacente se situează în zona cu disten (sau disten și staurolit) și zona cu sillimanit. Aceasta din urmă este interceptată de aliniamentele amintite, la est, în vecinătatea văii Sadului și la vest, în bazinul văii Taia din munții Sebeș. De asemenea, aparițiile izolate de roci cu cloritoid din valea Largă sunt situate în zona cu disten și staurolit iar cele din valea Păscoaia, în zona cu sillimanit.

Rocile-gazdă ale cloritoidului. Asociații mineralogice

Rocile purtătoare de cloritoid au o varietate petrografică relativ redusă, cuprinzînd întreaga gamă de micașisturi precum și roci cuarțitice. De asemenea, în numeroase cazuri, cloritoidul s-a găsit în roci laminate (formate probabil pe seama rocilor mai sus enumerate) și care în momentul de față sunt alcătuite dintr-o alternanță de strate de cuarț și sericit. Trebuie subliniată omniprezența laminărilor în rocile cu cloritoid sau în cele adiacente, încît întreaga „zonă cu cloritoid” apare ca o zonă supusă unor mișcări de deformare care au avut loc cu puțin timp înaintea formării cloritoidului.

Asociațiile mineralogice cele mai comune ale cloritoidului sunt următoarele :

cloritoid + disten (\pm staurolit \pm granat) + clorit + cuarț
 cloritoid + staurolit + muscovit + cuarț
 cloritoid + sillimanit + granat + cuarț
 cloritoid \mp cuarț (\pm disten \pm sillimanit) + muscovit + granat

Absențele notabile, care pot avea semnificații genetice sunt : biotit, epidot-zoizit, feldspat potasic și plagioclaz. Dintre acestea, lipsa biotitului și a plagioclazului o considerăm de cea mai mare importanță.



Observații petrografice. Cloritoidul apare în cele mai frecvente cazuri, ca porfiroblaste în masa rocii-gazdă. Totuși, în unele zone, cum ar fi de exemplu aparițiile din vecinătatea stațiunii Păltiniș, el alcătuiește mase compacte stratificate, monominerale, în lungul unor plane S, cu orientare diferită față de planul de sistozitate, care este aproape complet șters în această zonă.

Cristalele, cu un idiomorfism pronunțat, sunt larg dezvoltate, având pînă la 1 cm lungime, dar sunt și numeroase cazuri cînd cloritoidul se dezvoltă ca mici baghete, cu dimensiuni submilimetrice.

La microscop, cristalele au o culoare verde cu un pleocroism în tonuri verzui dar slab exprimat, culoare de birefringență —cenușiu de ordinul I. Maclele cu aspect polisintetic sunt frecvente. Unghiul 2 V = +64°. Extincția este variabilă dar în general cu valori mici, sub 20°.

Caracterul cel mai pregnant al cristalelor de cloritoid este orientarea lor întîmplătoare față de sistozitatea rocii-gazdă.

Prin examenul microscopic al acestor roci, s-au stabilit cîteva relații între minerale, care pot indica poziția cloritoidului în succesiunea de cristalizare și sursa de material necesar formării sale în condiții naturale.

Cea mai frecventă relație a cloritoidului este cea cu sericitul. În general, în benzile de sericit apar cristale idiomorfe de cloritoid cu orientare indiferentă în raport cu planul sistozității rocii, mai rar, în aceeași secțiune apărind și cristale dispuse în acest plan. Uneori apar noduli de sericit în masa cărora se dezvoltă cîteva cristale idiomorfe de cloritoid, diferit orientate unul față de altul. Un element important, în ceea ce privește succesiunea de cristalizare a cloritoidului în raport cu sericitul, este frecvența depășire a limitelor masei de sericit de către cristalul de cloritoid în creștere. Aceasta ar argumenta preexistența sericitului. Mult mai rar s-au găsit cristale de cloritoid cu aspect relict în masa de sericit, demonstrînd continuarea procesului de sericitizare și după apariția cloritoidului.

O relație interesantă și într-un singur sens în ceea ce privește succesiunea a fost observată cu distenul. Aceasta este frecvent inclus în cloritoid, ca relicte, care au orientare optică comună între ele și față de un cristal-mamă, adăturate. În același timp, distenul este sericitizat puternic, astfel încît relația directă cu cloritoidul este ambiguă: este posibil ca distenul să fie fragmentat prin sericitizare, pentru ca mai apoi, cloritoidul să dislocuiască doar sericitul, pe trajectul dezvoltării cristalelor sale. În acest fel, relația cu distenul ar putea fi doar de simplă inglobare. Trebuie subliniată frecvența cloritoidului în rocile cu aluminosilicați (disten și/sau sillimanit), încit sursa formării cloritoidului din minerale Al_2SiO_5 pare neîndoelnică, rămînind sub semnul întrebării doar existența raportului direct dintre aceste minerale și cloritoid sau a intermedierii sale prin mice. Totuși, încă din 1957, Bercia et al.⁷ au arătat în munții Semenic, raporturi de substituție directă disten-cloritoid.

Relațiile cu cloritul sunt clare, dacă ne referim la cloritul care apare pe fisuri și sub această formă întreataie cloritoidul și alte minerale mai vechi,

⁷ Op. cit. pct. 3.

constituente ale rocii. Există și un clorit mai vechi, format pe seama unor minerale cum ar fi biotitul și granatul și care, desigur, s-a format înaintea cloritoidului.

Granatul pare a fi și el una din sursele directe de formare a cloritoidului. Fenomenul de substituție parțială a granatului prin cloritoid, l-am întîlnit doar în zona cu sillimanit din munții Sebeș, bazinul văii Taia. Totuși, Savu et al.⁸ citează acest fenomen și în zona cu disten din munții Cibin, bazinul văii Bistra.

Alături de cloritoidul din granat, apare și cloritul, relațiile cloritoidului cu acest clorit fiind însă dificil de apreciat.

Relațiile cu staurolitul n-au fost surprinse, exceptând cele de înglobare a acestui mineral de către cloritoid. Similaritatea compozițională a acestor două minerale, îl recomandă în mod firesc pe unul drept sursă pentru formarea celuilalt, în funcție de sensul metamorfismului.

Chimismul rocilor cu cloritoid. A fost efectuată o analiză chimică totală a unei roci cu cloritoid, care este prezentată mai jos :

Proba 25 D, valea Riu Mare : micașist cu disten și cloritoid

| | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------------------|------|-------------------------------|------|
| SiO ₂ | 52,61 | MnO | 0,43 | K ₂ O | 3,22 |
| Al ₂ O ₃ | 25,73 | MgO | 1,92 | TiO ₂ | 0,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,67 | CaO | 1,14 | P ₂ O ₅ | 0,24 |
| FeO | 4,93 | Na ₂ O | 0,85 | H ₂ O | 2,75 |

Analist : Elena Colios

Această analiză a fost comparată cu alte 24 de analize ale unor roci pelitice fără cloritoid (din Hărtopanu et al.⁹), din interiorul zonei cu cloritoid sau din afara ei. Această comparație a fost realizată prin proiecțarea tuturor analizelor în tetraedrul AKFM (fig. 2).

Se observă un grupaj foarte strâns al tuturor rocilor analizate, roca cu cloritoid situându-se în mod aparent înspre partea inferioară a grupului de proiecții fără a se deosebi însă în mod evident de celelalte.

Rezultă că nu există diferențe chimice discriminatorii între rocile cu cloritoid și cele cu alcătuire petrografică asemănătoare dar fără cloritoid. Rezultă de asemenea că nu putem vorbi despre un „control chimic” al apariției cloritoidului.

Sinteza observațiilor. Din cele expuse, rezultă că cele mai importante caracteristici ale rocilor cu cloritoid sau ale cloritoidului însuși sunt următoarele :

Apariția la suprafață a rocilor cu cloritoid are loc doar în spațiul unei benzi înguste, sub forma unei pene, în masa rocilor înconjurătoare ;

Rocile-gazdă sunt intens metamorfozate, având o parageneză ce aparține unui nivel de metamorfism ridicat, cloritoidul, sericitul și cloritul

⁸ Op. cit. pct. 4.

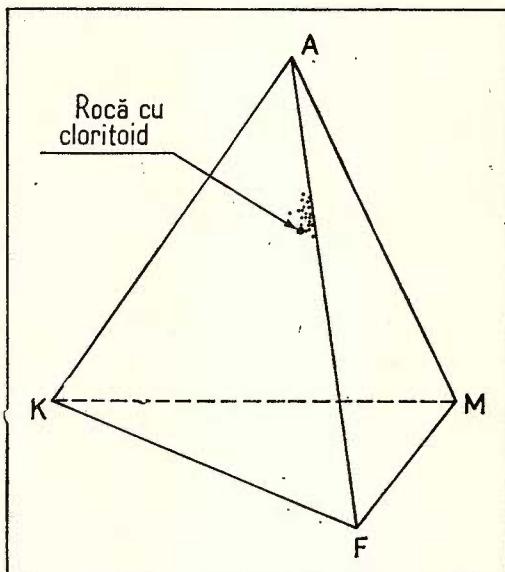
⁹ Op. cit. pct. 6.

alcătuind o asociație de nivel coborît și în mod evident suprapusă peste prima;

Cristalele de cloritoid, în marea majoritate, sunt orientate întâmplător față de planul de sistozitate al rocii și au un pronunțat idiomorfism. Ele nu sunt deformate decât în puține cazuri;

Fig. 2. — Proiecția rocilor pelitice fără cloritoid, alături de o rocă cu cloritoid, în tetraedrul AKFM.

Projection des roches pélitiques sans chloritoïde, à côté d'une roche à chloritoïde, dans le tétraèdre AKFM.



Cloritoidul are relații evidente de substituție cu mineralele din prima parageneză sau chiar din a doua, dintre care, în ordinea pregnanței fenomenului, sunt: distenul, granatul, staurolitul, sericitul. La rîndul său, cloritoidul este traversat de filonașe de clorit și rareori pare substituit de sericit;

În rocile cu cloritoid, lipsesc în mod constant biotitul (el fiind total cloritizat) și feldspatul plagioclaz. De asemenea, în masa rocilor cu cloritoid nu au fost întlnite niciodată feldspat potasic și minerale din seria epidot-zoizit;

Chimismul rocilor cu cloritoid nu este diferit de cel al rocilor înconjurătoare, deci dispoziția lor spațială nu este o funcție de un chimism inițial adecvat;

Rocile cu cloritoid sunt afectate în majoritatea cazurilor de deformări mai vechi decât momentul formării cloritoidului, aspectul laminat al acestor roci fiind adesea evident;

Repartiția spațială a rocilor cu cloritoid nu este legată de un anumit nivel de metamorfism al rocilor preexistente;

Alura generală a aliniamentelor de roci cu cloritoid, la care adăugăm aparițiile de pe valea Păscoaia, par a sugera existența unei „zone cu cloritoid” ca o centură periferică a Carpaților Meridionali centrali.

Concluzii. Elementele de observație mai sus enunțate ne conduc la ideea apariției cloritoidului în unele condiții particulare, ce-i creează o individualitate bine conturată.

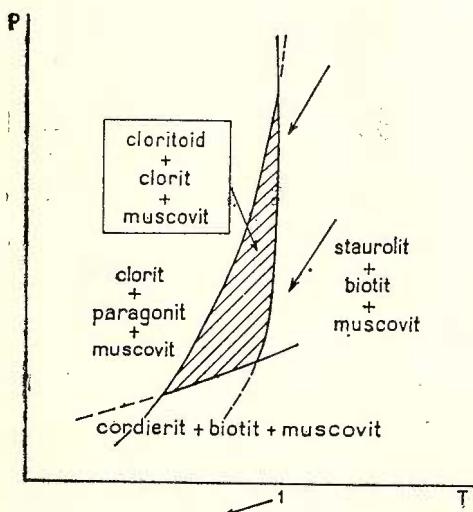


Fig. 3. — Diagrama calitativă a domeniului de stabilitate a cloritoidului (după G. A. Chinner, 1967).

1, posibilități ipotetice de traversare a domeniului de stabilitate a cloritoidului.

Diagramme qualitatif du domaine de stabilité du chloritoïde (selon G. A. Chinner, 1967).

1, possibilités hypothétiques de passage du domaine de stabilité du chloritoïde.

Trebuie subliniată, în primul rînd, formarea cloritoidului pe un fond de roci afectate de deformare. Consecințele previzibile ale deformării sănt :

Labilizarea rețelei cristaline a mineralelor preexistente, care devin astfel o sursă comodă pentru sinteza naturală a cloritoidului;

Scăderea presiunii sistemului, acesta manifestindu-se în continuare ca un sistem deschis, presiunea parțială a fazelor fluide fiind mai mică decît presiunea totală. Aceasta are o influență covîrșitoare asupra mineralelor hidroxilate. Consecința scăderii presiunii este în primul rînd intrarea sistemului în domeniul de stabilitate a cloritoidului și scoaterea altor minerale, cum ar fi staurolitul, din limitele stabilității lor.

Un alt element important este îngustimea „zonei cu cloritoid”, pentru care am dat două explicații :

Mișcările de deformare au afectat un spațiu restrîns, linear și nu unul areal ;

Scăderea presiunii pe un interval de temperatură relativ limitat. Din diagrama ipotecă din figura 3 (după Chinner, 1967), mersul condițiilor PT, relativ paralel cu axa presiunii, permite o interceptare dificilă a domeniului de stabilitate a cloritoidului. Deci chiar în cazul unor defor-

mări manifestate pe spații largi, doar un domeniu îngust de temperatură este propice pentru formarea cloritoidului.

După cum s-a văzut, compoziția chimică a rocilor-gazdă nu are o influență prea mare asupra formării cloritoidului. Există totuși unele restricții și anume :

Roca inițială a avut un caracter preponderent aluminos, reprezentat în primul rînd prin minerale Al_2SiO_5 (disten sau sillimanit) dar și prin staurolit și mice. Pe de altă parte, feldspatul plagioclaz și mineralele din seria epidot-zoizit lipsesc complet, ceea ce ne conduce la ideea că prezența calciului poate inhiba formarea cloritoidului ;

Fierul necesar sintezei cloritoidului a fost luat în special din biotit, acesta fiind întotdeauna absent dar cloritizat integral în mod vizibil. În mare măsură, staurolitul și granatul au fost furnizori de fier, staurolitul manifestând o evidentă stare de dezechilibru în rocile cu cloritoid. Susceptibilitatea mai mare la alterare a granatului din rocile cu cloritoid situate în zona cu sillimanit, s-ar explica prin compoziția sa mai almandinică, pe măsura creșterii intensității metamorfismului, conform părerii lui N a n d i (1967).

Încercând să dăm o caracterizare a condițiilor de metamorfism din timpul formării cloritoidului, putem afirma că a dominat un metamorfism static atestat de orientarea întimplătoare a cristalelor idiomorfe de cloritoid în textura foliată a rocii-gazdă. Putem spune de asemenea că, condițiile probabile de temperatură și presiune ar fi putut fi (conform diagrameelor de stabilitate prezentate de A l t h a u s , 1967 ; H o s c h e k , 1969 ; G a n g u l y , 1969) de 6-7 kbari și respectiv de cca 550°C.

Avînd în vedere valorile PT ale metamorfismului din seria de Sebeș-Lotru (S a v u , 1970 pentru munții Semenic și de asemenea, H â r t o - p a n u et al.¹⁰ pentru munții Cibin și Sebeș), considerăm că în timpul formării cloritoidului, aceste valori au fost cu cel puțin 100°C și respectiv 1000 bari mai coborîte decît cele care au guvernat în timpul formării paragenezei primare.

BIBLIOGRAFIE

- A l t h a u s E. (1967) The triple point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. *Contr. Mineral. Petrol.* 16, p. 29–44, Berlin, Heidelberg, New York.
- C h i n n e r G. A. (1967) Chloritoid and the Izochemical Character of Barrow's Zones. *Journ. of Petrology*, 8, 2, p. 268–282, Oxford.
- G a n g u l y J. (1969) Chloritoid stability and related parageneses : theory, experiments and applications. *Amer. Journ. Sci.* 267/8, p. 910–944, New Haven.
- G r i d a n T. (1972) Rocile cu cloritoid de la Poiana Finetului (Munții Semenic). *D. S. Inst. Geol.* LIX/1, p. 185–192, București.
- H a r k e r A. (1939) Metamorphism. Ed. a II-a, London.

¹⁰ Op. cit. pct. 6.

- Hoschek G. (1969) The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism, of Pelitic Rocks. *Contr. Miner. Petrol.* 22/3, p. 208–232, Berlin, Heidelberg, New York.
- Nandi K. (1957) Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Mineral. Mag.* 36, p. 89–93, London.
- Savu H., Hanomoloi, Hanomolo Antoaneta, Trifulescu M., Ioanidu Cristina (1967) Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a munților Drocea. *D. S. Inst. Geol.* LIII/1, București.
- (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semenicului. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVIII, București.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES ROCHES À CHLORITOÏDE DES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES

(Résumé)

Dans la zone centrale des Carpates Méridionales ont été reconnus deux alignements de roches à chloritoïde, orientés vers EW et vers NNE-SSW. Ces roches présentent les caractéristiques :

Elles affleurent seulement dans le cadre d'une bande étroite;

Sur l'association minéralogique des roches hôtes, intensément métamorphisées, se superpose une association de niveau du métamorphisme plus abaissé, représentée par le chloritoïde, le chlorite et le séricite.

Les cristaux de chloritoïde, idiomorphes et non déformés sont orientés par hasard en rapport avec la texture foliée de la roche hôte.

Le chloritoïde substitue des minéraux comme le disthène, le grenat, le séricite, le staurolite étant remplacé à son tour par le séricite et le chlorite.

Dans les roches à chloritoïde étudiées, le biotite manque constamment (étant totalement chloritisé) ainsi bien que le plagioclase, le feldspath potassique et l'épidote.

Le chimisme des roches à chloritoïde ne diffère pas de celui des roches environnantes, donc leur disposition spatiale n'est pas liée à un chimisme initial adéquat.

Les roches à chloritoïde ont été affectées par des déformations du type des laminages plus anciens que le chloritoïde.

La répartition spatiale des roches à chloritoïde n'est pas reliée à un certain niveau de métamorphisme des roches préexistantes.

Par suite à ce que nous venons de dire, il est à noter que la déformation des roches de la „zone à chloritoïde” a causé la labilisation du réseau cristallin des minéraux préexistants et la dépression du système, facilitant l'entrée du système dans le domaine de stabilité du chloritoïde. L'étroitesse de la „zone à chlorite” est due probablement à la manifestation linéaire des mouvements de déformation ou à l'interception difficile du domaine de stabilité du chlorite, qui a une forme resserée et allongée quasi-parallèle avec l'axe de la pression.



Bien que du point de vue chimique, les roches à chloritoïde ne diffèrent pas substantiellement des roches pelitiques adjacentes, il y a quelques restrictions de composition minéralogique et chimique, et notamment :

le caractère prépondérant alumineux de la roche initiale, représenté principalement par les minéraux Al_2SiO_5 , auxquels s'ajoutent les micas et le staurotide :

l'absence du plagioclase, du feldspath potassique et des minéraux du groupe de l'épidote ; la chloritisation totale du biotite et la décomposition avancée du staurotide et du grenat.

On peut estimer que durant la formation du chloritoïde, les conditions probables de température et de pression, conformément aux diagrammes de stabilité de ce minéral, pourraient monter à 6—7 kbaryes, respectivement à environ 550°, c'est-à-dire avec 100° C au moins, respectivement 1000 baryes au dessous des conditions qui ont régné pendant la formation de la paragenèse primaire.

ÎNTREBĂRI

G h . U d u b a ș a : Avind în vedere caracterul limitativ al apariției cloritoidului (dată compoziției și cimpului de stabilitate), s-ar putea conchide că este mai frecvent cloritoidul în rocile metamorfice formate la temperaturi mai mici (și la presiuni practic similare) ?

Răspuns : Diagrama calitativă a lui Chinnery, privind domeniul de stabilitate a cloritoidului, arată extinderea acestui domeniu, predominant în sensul presiunii și pe un interval de temperatură relativ îngust. Rezultă de aici că descărările de sarcină necesită și un interval de temperatură foarte limitat, pentru a se putea realiza condițiile propice formării cloritoidului. Se observă, de asemenea, că domeniul de stabilitate a cloritoidului se lărgește spre valorile mici ale presiunii. Valorilor ridicate de presiune le corespunde o restrîngere apreciabilă a domeniului de stabilitate, echivalentă în cazul nostru cu îngustimea pronunțată a „zonei cu cloritoid”. Această îngustime reprezintă un argument în plus că procesul generator al cloritoidului a avut loc la valori ridicate ale presiunii și deci în zone profunde ale scoarței.

N. Staun : Apariția continuă a cloritoidului pe distanțe apreciabile are vreo semnificație tectonică ?

Răspuns : Deformările care însotesc permanent „zona cu cloritoid” nu sunt de tipul falilor, care să afecteze ruptural rocile situate pe traiectul lor. Deformările invocate de noi sunt de tipul laminărilor și au afectat plastic rocile cu cloritoid, înainte ca acest mineral să se fi format.

Din luerările noastre și ale cercetătorilor care au studiat regiunea mai înainte nu rezultă că vreun accident tectonic major urmărește traiectul „zonei cu cloritoid”. În momentul de față nu avem elemente care să întregească imaginea acestei zone și prin semnificația sa tectonică. Este de remarcat că pe o bună parte din traiectul său „zona cu cloritoid” coincide cu direcția generală B_1 a structurii.

DISCUTII

Viorica Iancu : Din expunerea lucrării nu rezultă clar condițiile în care autorul consideră că s-a format cloritoidul — probabil în text sunt prezentate și de aceea cred că ar fi necesare unele precizări privind aceste condiții și natura deformărilor descrise ca însotind zona cu cloritoid. Din răspunsul autorului la o întrebare precedentă reiese că nu este vorba de deformări



postmetamorfice, ci de deformări plastice, postcinematice față de parageneza cu aluminosilicati, deformări care se consideră că au avut loc în condiții de adîncime. Legat de aceasta este necesar să se precizeze dacă se consideră cloritoidul ca mineral retromorf format într-o altă fază de metamorfism decât aluminosilicatii sau succedindu-i pe aceștia, într-un domeniu de T și P mai ridicate.

Răspuns: Apariția de roci cu cloritoid a avut loc în lungul unei zone de deformări profunde care au provocat descărcări de sarcină și au labilitat rețelele cristaline ale mineralelor. În același timp, ele au generat roci cu caracter laminat, dat fiind adîncimea și implicit datorită modului plastic de manifestare a deformărilor la acest nivel. Considerăm deci că spre sfîrșitul perioadei de metamorfism, pe un spațiu îngust, a avut loc o descărcare de presiune care a prilejuit intrarea sistemului afectat în domeniul de stabilitate a cloritoidului. El este situat, după cele mai noi cercetări experimentale, în zona de temperatură ridicată din vecinătatea punctului triplu al sistemului Al_2SiO_5 , iar presiunile putând merge chiar cu 2–3 kb mai sus. A avut loc o scădere locală a condițiilor PT, de durată limitată, în aşa fel incit s-a putut forma cloritoidul, dar alte minerale, cum ar fi staurolitul, n-au fost integral transformate. În continuare, după încetarea mișcărilor de deformare, cloritoidul a putut persista metastabil, chiar dacă a avut loc o restabilire a condițiilor PT dinainte de deformare.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

ASUPRA PREZENȚEI DISTENULUI ÎN METAMORFITELE SERIEI DE IELOVA (BANATUL DE SUD)¹

DE

MARCEL MĂRUNȚIU²

Abstract

On the kyanite presence within the metamorphites of Ielova series (South Banat). Kyanite identification within the rocks of Ielova series assigned to the Dalslandian geotectonic cycle, allows to estimate that the main metamorphism phase of these took place at 6—9 kb and 600—650°C, a domain corresponding to the almandine-amphibolitic facies, kyanite-muscovite-almandine subspecies (metamorphism of Barrovian type). This fact supports the idea of common geotectonical evolution of Ielova series and Poiana Mraconia series which is located eastwards.

Sisturile cristaline ale seriei de Ielova reprezintă cea mai vestică apariție a formațiunilor aparținând marii unități tectonice a cristalinului danubian din munții Almăjului. Limitate la vest față de cristalinul getic prin linia tectonică Rudăria și la est de formațiunile sedimentare paleozoic-superioare-mezozoice ale zonei Svinetu-Svinecea, ele dispar spre nord sub depozitele neogene ale bazinului Mehadia.

Seria de Ielova este considerată ca făcind parte împreună cu seria de Poiana Mraconia din aceeași unitate a „Almăjului” (Codarce, 1940) și a fost atribuită pe considerențe litostratigrafice și de metamorfism, ciclului geotectonic dalslandian (Savu et al., 1973)³, constituind în acest fel fundamental precambrianul domeniului danubian.

Din punct de vedere petrografic, a fost descrisă ca fiind constituită dintr-o alternanță de gnais cu biotit ± muscovit, gnais cu biotit și granat, gnais amfibolice, amfibolite și metagabbrouri, roci ultrabazice (Codarce,

¹ Predată la 10 mai 1975, acceptată pentru publicare la 14 mai 1975, comunicată în ședință din 23 mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ H. Savu et al. Corelarea formațiunilor cristaline și eruptive precambriene din Carpații Meridionali — sectorul Dunăre-Jiu-Strei. 1975. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



că, 1940; Bercia et al., 1970⁴; Savu et al., 1975; Zlatarovă-Top et al., 1971; Mureșan et al., 1974; Bercia și Bercia, 1975).

Pe baza paragenezelor citate pînă în prezent, și anume: almandin + oligoclaz acid + biotit, în metapelite, hornblendă + andezit + epidot, în metabazite și a apariției antofilitului în serpentinite, s-a considerat că metamorfismul a avut loc în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit-almandin, probabil disten-almandin-muscovit (Bercia et al., 1970)⁵. Ulterior fazei principale de metamorfism, au avut loc o serie de transformări retromorfe cu caracter regional, date rate mișcărilor hercinice (faza sudetă) (Zlatarovă-Top et al., 1971) și transformări locale legate de șariajul mezozoic al pinzei getice (Codarea, 1940), în urma cărora au luat naștere asociații mineralogice caracteristice subfaciesului cuarț-muscovit-clorit.

Caracterul polimetamorfic al seriei a dus la dispariția în cea mai mare parte a paragenezelor index din rocile pelitice și semipelitice. De aceea, identificarea distenului permite aprecierea condițiilor PT caracteristice fazei principale de metamorfism și astfel o și mai bună corelare din acest punct de vedere cu formațiunile cristaline vecine.

Zona la care ne referim în lucrarea de față este situată în cursul superior al văii Rudărica Mică, cuprinzînd versantul stîng al acestei văi, între vîrful Vîrșetul Mic și Cracul lui Oțiman (fig. 1).

Formațiunile cristaline de aici reprezintă flancul vestic al unui anticlinal aproximativ simetric al cărui ax este amplasat în apropierea văii Rudărica Mică, fiind parțial acoperit de depozitele sedimentare mezozoice ce constituie culmea Svinecea Mare.

Alternanța metrică a rocilor cu sau fără amfiboli este bine vizibilă și nu permite decît separarea unor zone în care predomină unul sau altul din aceste tipuri petrografice. În general, paragnaisele amfibolice cu treceri frecvente spre amfibolite rubanate apar în zonele marcate pe hartă, ca intercalații metriche în paragnaisele cu biotit. Subordonat, în asociere cu amfibolitele rubanate apar amfibolite masive, reprezentînd metagabbrouri cu relicte de piroxeni, precum și mici lentile de calcare cristaline uneori cu silicati, în care se găsesc cantonate mineralizații ferifere sideritice în zona Tîlva Znamenului. Toată această succesiune este frecvent injectată cu material cuarț-feldspatic cu poziție concordantă sau discordantă, lăudând naștere diferite tipuri structurale de migmatite de injecție. Probabil că de acest aport de material leucocrat este legată, cel puțin în parte, apariția în unele roci a feldspatului potasic, care dă structuri metasomaticice, și justifică clasificarea rocilor în care apare drept gnaise. Acestea au fost întlnite rar în zona cercetată, de asemenea ca intercalații metriche. Ele sunt însă cotate ca apărînd mai frecvent spre partea de sud a

⁴ I. Bercia, Elvira Bercia, Fl. Marinescu. Monografia — Fierile de Fier pentru formațiuni cristalofiliene, granite și formațiuni neogene. 1970. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ Op. cit. pct. 4.

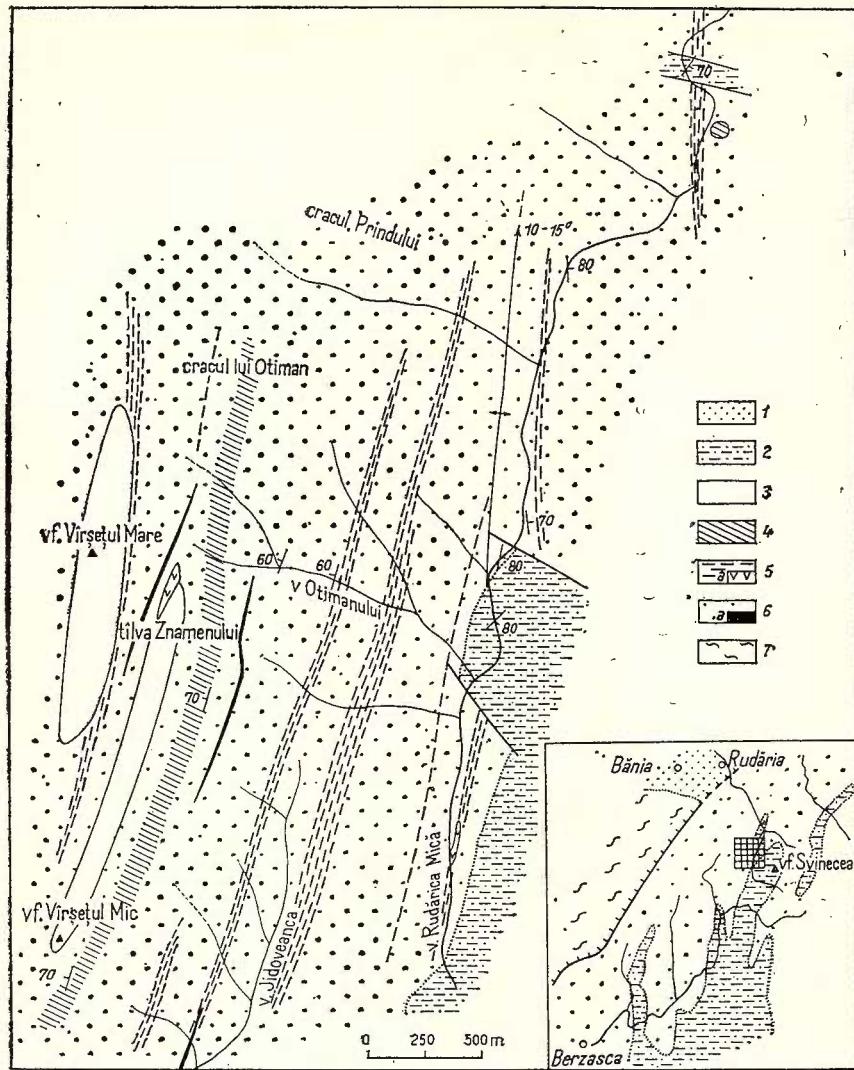


Fig. 1. — Harta geologică schematică a regiunii valea Rudărica Mică-vîrful Virșetul Mare (Banatul de Sud). 1, Neogen (bazinele Bozovici); 2, Paleozoic superior-Mezozoic (Zona Svinița); Autohton danubian, serie de Ielova : 3, peridotite serpentinizate ; 4, paragneise biotito-muscovitice cu disten ; 5, amfibolite, paragneise amfibolice : a, metagabbrouri ; 6, paragneise micace, gneise cu biotit : a, mineralizații sideritice asociate cu calcare cristaline. Pinza Getică ; 7, seria de Sebeș-Lotru.

Carte géologique schématisée de la région de vallée Rudărica Mică-sommet de Virșetul Mare (Banat de sud). 1, Néogène (Bassin de Bozovici); 2, Paléozoïque supérieur-Mésozoïque (Zone de Svinița); Autochtone danubien, série d'Ielova ; 3, péridotites serpentinisées ; 4, paragneiss biotito-muscovitiques à disthène ; 5, amphibolites, paragneiss amphiboliques : a, métagabbros ; 6, paragneiss micacés, gneiss à biotite : a, minéralisations sidéritiques associées aux calcaires cristallins. Nappe Gétique ; 7, série de Sebeș-Lotru.

zonei ocupate de seria de Telova (Trifulescu, 1958)⁶, unde eroziunea a descoperit nivale stratigrafice inferioare.

Rocile în care a fost identificat distenul sănt reprezentate prin paragnaise biotito-muscovitice de obicei cuarțitice relativ bogate în minerale micacee, uneori trecind la micașisturi. Acest caracter mineralogic, mult deosebit de restul paragenezelor întlnite, a făcut posibilă urmărirea pe direcție a nivelului cu disten, de la vîrful Vîrșetul Mic pînă la Cracul lui Oțiman. De la Valea Oțimanului spre nord, rocile cu disten devin mai cuarțitice și se pare că se efilează, dispărind totodată și distenul.

Parageneza este simplă, și anume: (1) cuarț + plagioclaz (An_{24-26}) + muscovit + biotit + disten + granat \pm turmalină + zircon + apatit.

Plagioclazul, reprezentînd un oligoclaz mediu, participă în cantitate variabilă în raport cu cuarțul, de obicei subordonat; este maclat după legea albitalui, rar albit-periclin. Procesul de sericitizare și de argilizare afectează foarte puțin plagioclazul, în lungul clivajelor sau a planelor de macă.

Biotitul este reprezentat printr-o specie minerală cu pleocroism intens $Ng = Nm$ — brun-roșcat, Np — galben-bruniu-pal. Raportul biotit/muscovit este favorabil biotitului.

Distenul apare sub formă de cristale vizibile macroscopic, cu lungimi pînă la 10 mm, și grosimi de 1–1,5 mm. În mod obișnuit sănt puternic aplatizate după planul (100), care este orientat consecvent paralel cu pinacoidul bazal al mineralelor micacee. Contururile prismatice subidiomorfe nu sănt o regulă în dezvoltarea distenului, observîndu-se și cristale cu contururi scheletice. Aspectul poikilitic datorat incluziunilor de cuarț și biotit este relativ frecvent. Uneori apar cristale maclate constituîte din doi indivizi alipîți după fața (100) (fig. 2). Constantele optice determinate la măsuță universală variază în medie între următoarele valori $2V_N = 80-84^\circ$, $N_g c = 28-32^\circ$. Ca și celelalte minerale asociate, distenul nu este afectat decît foarte rar de retromorfism, caz în care apar coroane extrem de subțiri de sericit în jurul cristalelor.

Granatul apare sub formă de cristale poikilitice inclusînd îndeosebi cuarț. Nu se remarcă efectele unor transformări retrograde ale granatului.

În afara asociației descrise mai sus, pe valea Rudârica Mică, la aproximativ 900 m amonte de confluența cu Rudârica Mare, a fost regăsită o parageneză cu disten, de această dată în gnais cu biotit, cu o masivitate pronunțată și aspectul unor migmatite omogene. Parageneza caracteristică acestei iviri este: (2) plagioclaz + cuarț + microclin + biotit + muscovit + disten + apatit, în care compoziția cuarțo-feldspatică reprezintă cca 85–90% din masa roci. Microclinul apare ca granule xenomorfe, obișnuit în relații de metasomatoză cu plagioclazul. Conținutul în anortit al plagioclazului este greu de apreciat datorită agregatelor saussuritice

⁶ M. Trifulescu. Prospecțuni geologice pentru roci azbestifere în regiunea Urda Mare-Debeliug (Banat). Arh. I.G.G. 1958. București.

care au luat naștere pe seama lui. Totodată, biotitul este aproape total transformat în clorit cu birefringență anomală de tipul penninului. Distenul apare în granule rare, de dimensiuni submilimetrice, alăturat mineralelor micacee. Unele agregate sericitoare situate în afara plagioclazului sugerează posibile pseudomofoze după disten, explicabile având în vedere gradul de retromorfism al rocii.

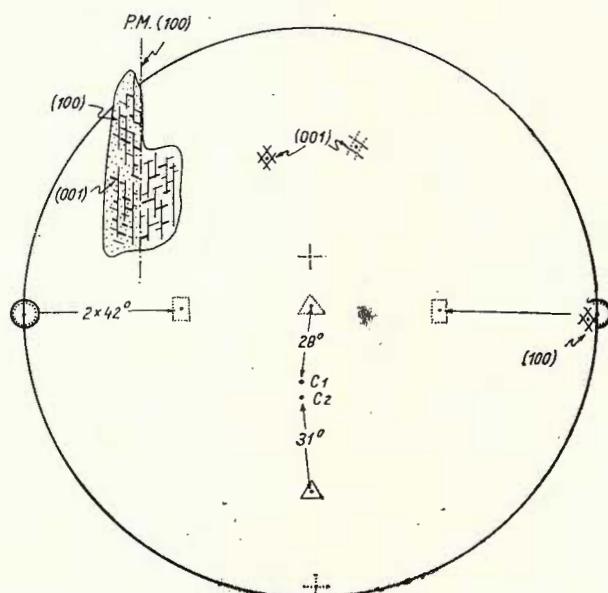


Fig. 2. — Proiecția stereografică a unui cristal de disten maclat după fața (100).

Projection stéréographique d'un cristal de disthène maclé d'après la face (100).

Examinarea microscopică a celorlalte roci care apar în regiune a pus în evidență următoarele parageneze mai caracteristice :

- (3) plagioclaz (An_{22}) + cuarț + biotit (paragnaise cu biotit);
- (4) cuarț + plagioclaz (An_{28-32}) + hornblendă + epidot + biotit + sfen (paragnaise amfibolice);
- (5) plagioclaz (An_{40}) + hornblendă + cuarț + granat + sfen (amfibolite rubanate);
- (6) plagioclaz (An_{40}) + hornblendă \pm piroxen (relicte) \pm granat \pm cuarț, \pm apatit (metagabbrouri);
- (7) calcit + epidot + plagioclaz + cuarț + sfen (calcare cristaline cu silicatați)
- (7') plagioclaz⁷ + epidot + cuarț + calcit + sfen + apatit (în benzile silicatațe)

⁷ Conținutul în anortit al plagioclazului din calcar este greu de determinat datorită saussuritzării avansate.

Paragenezele menționate în zona de care ne-am ocupat sunt puțin afectate de procesul de retromorfism regional. Transformările mineralogice de natură secundară sunt mai intense odată cu apropierea de limita cu depozitele sedimentare. Local, în apropierea accidentelor tectonice alpine, paragenezele primare sunt complet transformate atât mineralogic cât și structural, aşa cum se observă în cîteva puncte pe valea Rudărica Mică.

Paragenezele descrise în metamorfitele seriei de Ielova din zona studiată, perfect încadrabile în seria de faciesuri standard disten-sillimanit stabilită de Miyashiro (1961), arată că metamorfismul a depășit limita spre faciesul almandin-amfibolitic; dată fiind prezența asociației hornblendă + andezit în rocile amfibolice și disten + almandin în rocile pelitice. Mai dificil de stabilit este dacă metamorfismul a avut loc în condițiile subfaciesului staurolit-almandin sau disten-almandin-muscovit (Tunner, Verhogen, 1960; Winkler, 1967) având în vedere identitatea unor parageneze care apar în cele două subfaciesuri atunci cînd lipsesc staurolitul sau distenul. Faptul că domeniile de stabilitate ale staurolitului și distenului se suprapun în mare parte după cum reiese din datele experimentale sintetizate de Winkler (1970), precum și individualizarea unei zone cu staurolit-disten de către Tunner (1968), pare să contravină cu separarea unei zone cu disten, suprapuse subfaciesului disten-muscovit-almandin. Existența în condiții naturale a unui subfacies disten-muscovit-almandin (zonă cu disten) a fost însă de multe ori stabilită, reacția staurolit + cuarț = disten + almandin + apă fiind recunoscută ca limită a acestui subfacies cu cel imediat inferior, staurolit-almandin. De aceea vom rămîne la a aprecia condițiile de metamorfism lînd în considerație în continuare noțiunea de subfacies.

Referindu-ne la zona cercetată prezența distenului conferă totuși un oarecare grad de ambiguitate interpretării deoarece apariția acestuia ca fază adițională este posibilă în roci aluminoase metamorfozate în condițiile subfaciesului staurolit-almandin dar improprii formării staurolitului. Absența paragenezelor primare cu staurolit din șisturile cristaline ale seriei de Ielova, cel puțin la nivelul actual de cunoaștere, face posibilă aprecierea generalizată că metamorfismul a depășit domeniul de stabilitate al acestui mineral.

Comparind paragenezele descrise, cu diagrama dată de Winkler (1970) referitoare la succesiunea izogradelor de metamorfism, putem aprecia că presiunea la care a avut loc metamorfismul a fost de aproximativ 8–9 kb. În ceea ce privește temperatura, aceasta a putut varia între 600–650°C probabil ceva mai ridicată dacă presiunea a fost mai mare, situîndu-se astfel în vecinătatea domeniului anatexiei, situație justificată de prezența migmatitelor în zonă. Condițiile PT ce au caracterizat metamorfismul corespund acelora stabilite pentru subfaciesul disten-almandin-muscovit.

Aceste condiții de metamorfism ar putea fi extinse și asupra celorlalte parageneze citate pînă în prezent în seria de Ielova, având în vedere relativă omogenitate petrografică. Unele probleme se ridică în ceea ce privește considerarea ca mineral indicator al fazei principale de metamorfism a

antofilitului din rocile ultrabazice. Modul de ocurență, marginal intruziunilor acide și cu o zonă talcoasă la contactul cu serpentinitul, arată că ne aflăm în prezență unui mineral de reacție format prin dessilicatizarea intruziunilor asociată cu un gradient ridicat al activității apei la temperaturi uniforme mai mici de 500°C (Greenwood, 1963). Acceptând acest fapt, antofilitul apare ca ulterior fazei principale de metamorfism, însă greu de plasat în timp.

Identificarea distenului în metamorfitele seriei de Ielova permite afirmația că ne aflăm în prezență unui metamorfism inițial de tip barrowian, care a avut loc în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, sub-faciesul disten-almandin-muscovit. Aria de metamorfism de presiune ridicată care caracterizează formațiunile seriei de Poiana Mraconia apare în acest fel mult mai extinsă, cuprinzând și cel puțin o parte a seriei de Ielova. Acest fapt, alături de asemănarea litologică dintre ele, (Bercia et al., 1969) reprezintă un element important în sprijinul ideii evoluției geotectonice comune a celor două serii cristaline.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira (1975) Formațiunile cristaline din versantul românesc al Dunării (Banat, Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol. Geof.* XLIII, p. 5–63, București.
- Codarcea A.I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, p. 2–74, București.
- Greenwood H. J. (1963) The synthesis and stability of anthophilite. *Jour. Petrology*, 4/3, p. 317–351, Oxford.
- Mureșan M., Zlatarovă-Top Lozana, Pitulea G. (1974) Caracterele petro-chimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din cristalinul de Ielova (zona Cămenița-Urda Mare). *D.S. Inst. Geol. Geof.* LX/1, p. 53–85, București.
- Turner F.J., Verhoogen J. (1960) Petrologie magmatică și metamorfică. (Traducere lb. engleză). Ed. tehnică, 1967, București.
- (1968) Metamorphic petrology. Mc. Graw-Hill Book Company. New-York.
- Winkler H.G.F. (1967) Die Genesis der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, 2, Auflg. Berlin, Heidelberg, New-York.
- (1970) Abolition of metamorphic facies; introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. *N. Jahrbuch f. Mineralogie Monatshefte*, 5, p. 189–248, Stuttgart.
- Zlatarovă-Top Lozana, Mureșan M., Pitulea G. (1971) Studiul unor roci gabroide metamorfozate din seria de Ielova (zona Cămenița – Banatul de SW). *D.S. Inst. Geol. LVII/1*, p. 117–138, București.



SUR LA PRÉSENCE DU DISTHÈNE DANS LES MÉTAMORPHITES DE LA SÉRIE DE IELOVA (BANAT DU SUD)

(Résumé)

La série de Ielova, apparition la plus ouest de la formation de l'autochtone danubien des Monts de l'Almaj, est attribuée, vu les arguments lithostratigraphiques et de métamorphisme, au cycle tectonique dalslandien (S a v u et al., 1975).

L'étude microscopique des roches qui constituent cette série a mis en évidence le fait que les paragenèses de la phase principale de métamorphisme sont affectées par des transformations rétromorphes dues aux mouvements hercyniques (Z l a t a r o v a - T o p et al., 1971) ou au charriage alpin de la nappe géétique (C o d a r c e a , 1940).

Dans le cours supérieur de la vallée de Rudărca Mică, on a identifié pour la première fois des roches contenant du disthène. Celles-ci sont représentées par des paragneiss biotite-muscovitiques quelquefois quartzitiques qui passent souvent aux micaschistes. La paragenèse est la suivante : quartz + plagioclase (An_{24-26}) + muscovite + biotite + disthène + grenat ± tourmaline + zircon + apatite.

Une deuxième apparition du disthène a été observée dans les gneiss d'origine migmatique, avec la paragenèse : plagioclase + quartz + microcline + biotite + muscovite + disthène + apatite.

Tant ces paragenèses que la présence de l'association hornblende verte + plagioclase (A_{40}) dans les roches amphibolitiques, autant que l'apparition des migmatites dénotent que la phase principale de métamorphisme a eu lieu à des pressions de 8–9 kb et à des températures de 600–650°C. Ces conditions PT correspondent à celles-là établies pour le sous-faciès disthène-almandin-muscovite du faciès almandin-amphibolitique (W i n k l e r , 1967).

La série de Iclova apparaît ainsi dans des conditions de métamorphisme identiques à celles qui caractérisent la série de Poiana Mraconia située à l'E, ce qui constitue un élément important pour une évolution géotectonique commune.

Dări de seamă ale şedințelor vol. LXII (1974–1975). Pag. 253–261

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PROCESELOR DE ALTERAȚIE HIDROTERMALĂ DIN MASIVUL IEZER-PĂPUŞA¹

DE

ION L. POPOVICI, TIBERIU URCAN²

Abstract

Contribution to the study of wall rock alteration from the Iezer-Păpușa massif. The geological researches carried out during the last years on the crystalline schists from the Iezer-Păpușa massif, pointed out the presence of hydrometamorphic phenomena, along the major fault lines, within the Leaota series (greenschists metamorphic facies). The complex mineralogical analysis emphasized an extensive introduction of boron into metasomatic aureoles of silicification, sericitization and carbonatation. The study of mineralogical and chemical changes brought about by hydrometasomatism shows that hydrothermal hypogene solution altered the rocks from the fractures walls, destroying the crystalline networks of some aluminosilicate (chlorite, albite). In this respect, the boron was assigned to the secondary quartz crystalline network which results by removal of tetrahedral coordinated aluminium from the (Si Al) O₄ groups. This kind of metasomatism strongly suggest the acid and boric character of generating hydrothermal fluids. The inner aspects of metasomatic transformations are described within the general evolution of an active geological system in which, the relations among the access fractures, metalliferous mineralizations and the aureoles of wall rock alteration support the idea of development of post-magmatic volatile train. In this respect, the extension of the described phenomena corresponds to the Albești granite area.

Cercetările geologice de detaliu, întreprinse în ultimii ani asupra șisturilor cristaline din masivul Iezer-Păpușa, ne-au oferit prilejul să efectuăm o serie de analize chimice și mineralogice asupra diferitelor tipuri petrografice care, caracterizează seria de Leaota. În aceste condiții, numeroase analize chimice au evidențiat concentrarea borului în unele tipuri petrografice, cu deosebire, în șisturile ankeritice.

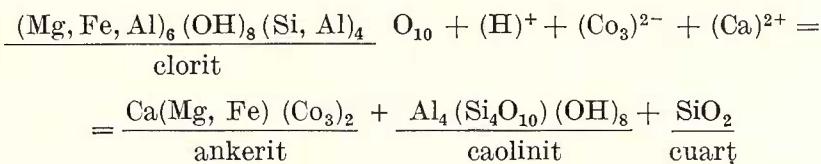
¹ Predată la 3 aprilie 1975, acceptată pentru publicare la 11 aprilie 1975, comunicată în ședința din 25 aprilie 1975.

² Întreprinderea Geologică de Prospectiuni pentru Substanțe Minerale Solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Prezența ankeritelor, în masivul Leaota, a fost pentru prima dată anunțată de Gherasi (1956). Autorul amintit exclude posibilitatea formării ankeritului "prin procese metasomaticice, printr-un aport de fier ulterior metamorfismului" (Gherasi, 1956, p. 131), considerind rocile ankeritice drept singenetic. Mai tîrziu, rocile ankerito-dolomitice au fost descrise și în cadrul formațiunilor epimetamorfice (seria de Leaota) din partea de sud a masivului Iezer-Păpușa (Gherasi, Manilić, Dimitrescu, 1966).

O cercetare mai amplă a rocilor ankeritice, ce apar în masivele Iezer-Păpușa și Leaota ne-a relevat faptul că acestea sunt prezente la diferite nivele ale seriei de Leaota, fiind produsele metamorfismului metasomatic hidrotermal al unor șisturi cristaline, bogate în minerale feromagneziene (șisturi clorito-albitice). Procesele de metamorfism hidrotermal sunt strict controlate de fracturi ce au înlesnit circulația soluțiilor hidrotermale³. S-a arătat de asemenea că procesele metasomaticice se datorează activității unor soluții hidrotermale acide, care au dislocuit ionii Fe, Mg, Al, introducind Co_3^{2-} și ceva Ca^{2+} . Fenomenele descrise sunt foarte evidente atunci când calea de acces intersectează nivele de șisturi cloritoase sau clorito-albitice; aceasta permite scrierea reacției generale în urma căreia, cloritele sunt înlocuite prin carbonați, caolinit și cuarț:



Sub microscop, procesul metasomatic anunțat se traduce prin pseudomorfoza unor formațiuni scheletice de cuarț de către carbonați și caolinit (pl., fig. 1, 2, 3). Acest tip de reacție metasomatică este relativ comun, în procesele hidrotermale și se acceptă că, cel puțin, o parte din aureolele de metamorfism hidrotermal, fără aport esențial de silice își datorează (Deer, Howie, Zussman, 1963; Meyer, Hemley, 1969; Eckstrand, 1963).

Așa cum s-a arătat toate șisturile cloritoase, carbonatate, supuse analizei spectrale, relevă o anomalie a conținutului de bor, cu valori cuprinse între 100-600 p.p.m.

Valori ridicate pentru bor (600-900 p.p.m.) au fost evidențiate și în vecinătatea unei fracturi ce intersectează nivelul de gnais albitice, caracteristic părții mediane a complexului de Lerești-Tămaș din seria de Leaota.

³ I. L. Popovici. Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Rucăr-Dragoslavele, masivul Iezer-Păpușa. 1973. Arh. M.M.P.G. București.

În toate cazurile, creșterea conținutului de bor este direct proporțională cu apropierea față de fractura de acces a soluțiilor.

Cercetarea mineralologică (optică, termic-diferențială difractografică) a aureolelor metasomatice, îmbogățite în bor, ne-a condus, în mod firesc, la a ne întreba, în ce rețea cristalină ar putea fi alocat acest element, analizele efectuate nereușind, în nici un caz să evidențieze prezența unui mineral independent de bor.

Pentru elucidarea problemei expuse, am efectuat o analiză complexă a probelor colectate din aureolele de concentrare a borului. Imaginea sintetică a acestei analize și rezultatele obținute sunt redate în tabelul 1.

Modul de analizare. În prima etapă, toate probele au fost analizate spectral pentru bor (tab. 1, col. 3), arderile fiind efectuate cu electrozi de cupru (analist, A n g e l a C o n s t a n t i n e s c u). Aceleași probe au fost apoi supuse analizei difractografice X, în vederea cunoașterii compozitiei mineralogice calitative și cantitative (tab. 1, col. 2).

TABELUL 1

| 1 Proba analizată | 2 Compoziția mineralologică (difractografică X)% volum | 3 Conținut de bor (media pentru 2 arderi) p.p.m. | 4 fracțiunile analizate : 1, fracțiunea silicăți densi 2, fracțiunea argiloasă | 5 compoziția mineralologică (difractografie X) % volum | 6 Conținut de bor p.p.m. |
|--|---|---|---|---|-----------------------------|
| 1304 ankerit-valea Cărmăzanului | carbonați 41 cuarț 24 caolinit 26 sericit 6 | 650—750 | 1 2 | cuarț 54 caclinit 32 sericit 10 cuarț 27 caolinit 46 sericit 26 | 600 140 |
| 1503 șist ankeritic-valea Argeșelului | dolomit(Fe) 13 feldspat (albit) 36 cuarț 28 caolinit 10 sericit 11 | 140 | 1 2 | cuarț 36 caolinit 45 sericit 18 cuarț 25 caolinit 12 sericit 20 feldspat 38 | 350 50 |
| 5192 gnais albitic alterat hidrotermal-Valea Frasinului | sericit 54 cuarț 36 feldspat 8 (ab) (rețea parțial distrusă) | 550—900 | 1 2 | cuarț 43 sericit 48 albit 6 cuarț 3 sericit 96 | 1800 100 |
| 5192 bis gnais albitic nealterat Valea Frasinului | feldspat(ab) 45 sericit 29 cuarț 25 | 40 | — | — | — |



În faza a două, fiecare probă a fost atacată cu HCl, la cald, pentru îndepărțarea carbonațiilor. Fracțiunile silico-argiloase, rămase pe filtru, au fost trecute în pahare de decantare, în vederea separării fracției de silicați denși (cuarț, feldspați), de aceea a mineralelor argiloase (mice, caolinit). Fiecare fracțiune obținută a fost analizată pentru bor (tab. 1, col. 6). Atât fracțiunile argiloase cât și aceleia de silicați au fost analizate difractografic, pentru precizarea compoziției mineralogice și aprecierea participării cantitative a fiecărui mineral.

Materialul supus analizelor a fost constituit de un ankerit din valea Cărmăzanului (Rucăr), un șist ankeritic din valea Argeșelului precum și de două probe de gnaisse albitice, una, colectată din pereții unei fracturi de acces a soluțiilor hidrotermale (pr. 5192) iar, cealaltă, relativ nealterată, la o oarecare distanță de fractură (5192 bis).

Pentru claritate, menționăm că, în coloana stratigrafică a seriei de Leaota, gnaisele albitice se dispun la cca 2500 m sub șisturile cloritoase ankeritzate din valea Cărmăzanului și valea Argeșelului.

Fiind utile cercetării noastre, în tabelul 2, sunt redate comparativ analizele modale, medii ale șisturilor clorito-albitice, proaspete și carbonate (col. 1, 2) precum și participarea procentuală a diferitelor minerale în șisturile carbonatate, rezultată din citirea difractogramelor X (col. 3, 4, 5).

Interpretarea rezultatelor. Conform tabelului 2, analizele difractografice (probele 1410, 865, 1744) evidențiază un conținut ridicat de cuarț.

TABELUL 2

Compoziția mineralologică a probelor analizate

| Analiza modală | | Analiza difractografică | | | |
|----------------|---------|-------------------------|---------|---------|-------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| % volum | % volum | % volum | % volum | % volum | |
| Nr. probei | 1 | 2 | 1410 | 865 | |
| Mineralul | | | | | |
| albit | 13–16 | 15–30 | 20–24 | 33–37 | 20–22 |
| clorit | 55–75 | 0–3 | — | — | — |
| epidot | 8–24 | — | — | — | — |
| actinot | 2–3 | — | — | — | — |
| cuarț | 0–1 | 0–5 | 10–12 | 11–13 | 9–11 |
| sericit | — | 5–7 | — | 6–8 | 7–9 |
| carbonat | — | 55–78 | 19–25 | 14–18 | 15–17 |
| caolinit | — | — | 40–46 | 24–28 | 41–45 |

1, șisturi clorito-albitice \pm epidot; 2, șisturi ankeritzate; 3, șist ankerizat (valea Frasinului); 4, șist ankerizat (Pârâul lui Gheorghita); 5, șist ankerizat (valea Runcului).



al șisturilor ankeritizate, în comparație cu analiza modală (col. 2). Această diferență poate fi explicată de dificultățile întâmpinate de analiza modală care nu a reușit să integreze formațiunile de cuarț pseudomorfozate de carbonați și caolinit, tipice metasomatozei hidrotermale a șisturilor cloritoase (pl.; fig. 1, 2, 3). În acest fel, analiza difractografică reușește să evidențieze măsura în care, rocile se îmbogățesc în cuarț, prin silicificare *in situ*.

Silicificarea pare să se coroboreze cu valori de sensibil ridicate ale participării borului în fracțiile de silicați (tab. 1, col. 5, 6). Raportul valorilor participării borului, în cele două fracțiuni separate, variază între 4-7, fiind net favorabil fracției de silicați denși. În această fracție, structurile care dă reflexe specifice cuarțului au o participare cantitativă, cuprinsă între 36-54% (tab. 1, col. 5, pr. 1304, 1503). Cuarțul este singurul mineral a cărui creștere procentuală în fracția de silicați, se corelează cu o creștere corespunzătoare a valorilor borului (tab. 1, col. 5, 6). Astfel, în proba 1304, creșterea de la 27% cuarț, în fracția argiloasă, la 54% cuarț în fracția de silicați, se corelează cu o creștere de la 140 p.p.m. bor, la 600 p.p.m. bor. În același sens, participarea celorlalți componente mineralogici diminuează (caolinit de la 46% la 32%, sericit de la 16%, la 10%).

O corelație simplă se poate stabili între concentrația, sensibil mai ridicată, a componentului „cuarț” și cea a borului, în fracția de silicați denși a probei 5192, față de fracția argiloasă a aceleiași probe. În această probă de gnaise albitice alterate hidrotermal, în fracția de silicați, conținutul de cuarț sporește de la 3%, la 43%, față de fracția argiloasă. În mod corespunzător, valorile borului, în fracția de silicați, ajung la 1800 p.p.m. Corelația dintre conținutul de bor și cantitatea de cuarț devine și mai semnificativă prin compararea compoziției mineralogice a celor două fracții separate din proba 5192. Mineralele comune ambelor fracțiuni sunt cuarțul și sericitul dar, cum se observă (tab. 1, col. 5), sericitul descrește cantitativ în fracțiunea de silicați, necorelindu-se cu valorile extrem de mari ale conținutului de bor (tab. 1, col. 6) din aceeași fracțiune (proba 5192). În această situație, singur, cuarțul rămîne a fi bănuit că înglobează ioni de bor în rețeaua cristalină, îmbogățirea fracției de silicați în cuarț, fiind corespunzătoare cu o creștere considerabilă a conținutului de bor. Aceeași presupunere se poate face și în cazul șisturilor ankerizate din valea Cârmăzanului și valea Argeșelului.

O mențiune specială privește cantitatea relativ mică de albit (8%) prezentată în gnaisul albitic alterat (proba 5192). Pentru această probă, reflexul tipic al feldspatului în difractograma X este puternic estompat, semnificând gradul ridicat de distrugere a rețelei cristaline și participarea redusă a mineralului la compoziția probei. Cantitatea de numai 8% rețea tipică de albit în gnaisul albitic alterat (proba 5192), față de o cantitate de 45% albit cu structură neatacată, în gnaisul albitic proaspăt, se corelează cu creșterea cantității de cuarț, de la 25%, în roca nealterată, la cca 36%, în roca afectată de soluțiile hidrotermale. Această situație pare să indice că la nivelul fracturii ce intersectează gnaisele albitice, în valea

Frasinului, a avut loc o intensă circulație de soluții hidrotermale, care au distrus rețeaua cristalină a albitului cu formare de sericit și cuart.

M o r e y și C h e n (1955), care au investigat acțiunea apei la 350°C și 5000 milibari, asupra albitului de la Amelia County, au observat formarea abundantă a sericitului pe seama micilor concentrații de K_2O din rețeaua albitului. Aceste date ar putea să aproximeze într-un fel și condițiile în care au acționat soluțiile hidrotermale în sistemul la care ne referim.

Din interpretarea analizelor efectuate de noi se evidențiază următoarele concluzii :

1. Carbonatarea metasomatică a șisturilor cloritoase, presupunind dislocarea din rețeaua cloritului a Mg, Fe, Al, conduce la eliberarea grupărilor SiO_4 , care se restructurează intim sub formă de cuart, păstrând însă aspectul morfologic al cloritului. Aspectele microscopice trădează pseudo-morfozarea scheletelor silicioase remanente prin carbonați din seria dolomitsiderit și caolinit. De aici și diferența între valorile procentuale mici, ale cuartului, în analiza modală, față de acelea relevate pe diafractograme. Se poate astfel evidenția pregnantul caracter *in situ* al proceselor de carbonatare și silicifiere descrise. Un proces similar de silicifiere are loc și în cazul alterației hidrotermale a gnaiselor albitice. Aceasta are loc pe seama distrugerii rețelei cristaline a albitului, în condițiile activității crescute a $(\text{H})^+$ și $(\text{OH})^-$. Reacțiile de hidroliză ce au loc conduc la formarea sericitului și eliberarea SiO_2 sub formă de cuart. Atât, în cazul șisturilor ankeritzate, cît și în acela al gnaiselor albitice, silicifierea are un caracter rezidual, conex metamorfismului metasomatic hidrotermal, care nu presupune un aport de silice.

2. Concentrarea cuartului în fracțiunile de silicați denși este, în toate cazurile, însotită de o semnificativă creștere a conținutului de bor. Analizele evidențiază de asemenea că borul, decelat spectral, atât în șisturile ankeritzate cît și în gnaisele albitice sericitizate, nu poate fi pus în legătură cu minerale independente de bor, acestea nefiind observate, nici sub microscop și nici prin analiză difractografică a pulberilor.

3. Remarcabila îmbogățire în bor, în legătură directă cu fracțiile de silicați denși, respectiv cu creșterea cantității de cuart, ne obligă să presupunem camouflarea borului în rețeaua cristalină a cuartului remanent distrugerii unor alumosilicați de tipul cloritului sau albitului.

În adevăr, în cazul borosilicațiilor de tipul datolitolui și denburitului, borul formează tetraedrii BO_4 , în rețele compuse din tetraedrii SiO_4 dar, ca și în cazul diadiochiei $\text{Al}^{3+} - \text{Si}^{4+}$ gradul de substituție între bor și siliciu trebuie să fie scăzut, având în vedere diferența relativ mare între razele ionice (S a h a m a, R a n k a m a, 1968, p. 445). Probabil că acest raport de substituție se păstrează și atunci cînd, cantitatea de bor din sistem este prea mică pentru a avea loc formarea unor minerale independente de bor. De aceea în cazurile studiate, substituția borului în rețeaua cuartului pare a fi justificată din punct de vedere cristalochimic, fiind favorizată de distrugerea rețelelor cristaline ale cloritelor și albitului care, conduce la eliberarea Al din grupările $(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8$ și $(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}$.



Pentru regăsirea echilibrului, aceste grupări se restructurează sub formă de cuarț, alocind borul, într-o rețea relativ dezorganizată. Această dezorganizare, moștenită de la fostele grupări alumosilicatice, poate fi echilibrată statistic sau prin introducerea unor cationi monovalenți (K^+ , Na). Credem astfel că, silificarea metasomatică *in situ* constituie un caz de excepție în care, borul poate fi alocat, în cantități mai mari, în rețeaua imperfectă a cuarțului nou format deoarece, conținutul în bor al unor cuarțuri cristalizate, pure, analizate de Keith și Tuttle (1952) nu a depășit niciodată 0,1–0,2 p.p.m.

Din punct de vedere geochimic, în condițiile proceselor de metasomatiză hidrotermală, diadochia în triunghiul B-Si-Al confirmă prevederile legii periodicității și în special legea „diagonalelor”, enunțată de Fersman (1929). În această ordine de idei, se poate susține că, de fapt, diadochia Si-Al reprezintă o excepție de la legea „diagonalelor”, aceasta fiind favorizată de clarkul similar al celor două elemente. În condițiile în care, într-un sistem caracterizat prin activitate crescută a borului, aluminiul este îndepărtat, prevederile legii Fersman se realizează, borul înlocuind aluminiul, probabil în același proporție în care, acesta din urmă substituia siliciul în coordonarea tetraedrică.

Cercetarea concentrării borului în rocile alterate hidrotermal, la diferite nivele ale seriei de Leaota, arată că aceasta nu este legată de prezența unor minerale independente de bor. Analizele efectuate neîndrepătășesc să afirmăm că borul se camuflează în rețeaua cristalină a cuarțului rezultat în urma distrugerii rețelelor unor alumosilicati (albit, clorit).

Fenomenele de metamorfism hidrotermal, cu introducere de bor, afectează întreaga serie de Leaota, raza de penetrație a soluțiilor depășind 2000 m, în grosime stratigrafică.

Compoziția chimică a soluțiilor hidrotermale a fost caracterizată prin prezența ionilor de extremă mobilitate (B^{3+} și Co_3^{2-}), caracterul acid și boric al acestora fiind susținut de intensele aureole de metasomatiză (carbonatare, silificiere, sericitizare) cît și de remarcabilă concentrare a borului în rocile afectate.

Transformările suferite de mineralele preexistente sunt caracteristice, stadiului de temperaturi joase al minerogenezei metasomaticice” (Korjinski, 1963, p. 198), caracterizat printr-o energetică activitate a CO_2 și B_2O_3 , în soluții esențial apoase. În acord cu autorul citat, trebuie să observăm că, efectul soluțiilor de acid carbonic, în partea superioară a seriei de Leaota, rezidă în apariția formațiunii „cuarț-carbonat”. La acest nivel activitatea K_2O este relativ scăzută, făcind posibilă formarea sericitului. Pe de altă parte, activitatea sulfului pare să determine tipul carbonatului ce se formează. Astfel, cind în legătură cu calea de acces apar formațiuni de pirită, marcasită sau calcopirită (activitate ridicată a S^{2-}), în aureola metasomatică predominantă calcitul sau dolomitul, în locul ankeritului.

La nivele mai profunde, concentrația borului în soluții a fost mai ridicată iar, aceasta a permis formarea unor filoane de cuarț cu turmalină.

Asemenea formațiuni au fost evidențiate în vecinătatea unor mici filoane granitice ce strâpung nivelul bazal al seriei de Leaota⁴. În aceeași serie, la diferite nivele dar pe alte aliniamente, activitatea crescută a sulfului se corelează cu unele concentrații de elemente metalice (Petrulian, 1936; Popovici, 1973), sugerând pulsăriile unui cortegiu post-magmatic, hidrotermal, ale cărui produse de depunere se telescopează. În același sens, relațiile ce se observă între aliniamentele de metamorfism hidrotermal, unele mineralizații de sulfuri polimetallice și aria de răspândire a unor intruziuni minore (granitele de Albești), în masivele Iezer-Păpușă și Leaota (Popovici, 1973⁵) sugerează dezvoltarea în profunzime a unor mase plutonice generatoare.

BIBLIOGRAFIE

- Barnes H. L. (1969) Geochemistry of hidrotermal ore deposits. Pennsylvania State Univ. Press. Holt Rinehart and Winston Ind. New York.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1963) Rock forming minerals. London, 1967.
- Eckstrand O. R. (1963) The crystal chemistry of clorite. Harvard Univ.
- Fersman A. E. (1929) Gheochimische Migration der Elemente. Halle.
- Gheras N. (1956) Cercetări geologice în partea occidentală a masivului cristalin al Leaotei. D.S. Com. Geol. XL (1952–1953), București.
- Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Iezer-Păpușă, An. Com. Stat. Geol. XXXV, București.
- Keith M. L., Tuttle O. F. (1952) Significance of variation in the high-low inversion of quarz. Amer. Journ. Sci. Bowen, I.
- Korjinski D. S. (1963) La direction de la formation de minéraux metasomatiques. Assoc. Geol. Karp-Balk. VI^{ème} Congrès. Résumés des communications, Varsovie.
- Meyer Ch., Hemley I. I. (1969) „Wall rock alteration”; capitol în „Geochemistry of hidrotermal ore deposits”. Pennsylvania State Univ. press. ed. by Barnes H. L. New York.
- Morcy G. W., Chen W. T. (1955) The action of hot water on some feldspar. Amer. Min. 40.
- Petrulian N. (1936) Les minerais de cobalt de la Valea lui Neguleț (Bădeni-Ungureni). An. Inst. Géol. Roum. XVII, București.
- Sahama Th. G., Rankama K. (1950) Geochemistry. Univ. Chicago press, sixth impression, 1968.

⁴ St. Cosma, A. Gurău, I. L. Popovici. Raport asupra prospecțiunilor geologice în masivul Leaota. 1970. Arh. I. G. P. — S.M.S. București.

⁵ I. L. Popovici. Raport asupra prospecțiunilor geologice din masivul Iezer-Păpușă. 1973. Arh. I.G.P.S.M.S. București.



CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES PROCESSUS D'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DU MASSIF D'IEZER-PĂPUȘA

(Résumé)

Les recherches géologiques sur les schistes cristallins du massif d'Iezer-Păpușa, nous ont permis de faire des analyses chimiques et minéralogiques concernant divers types pétrographiques caractéristiques aux formations cristallines à degré réduit de métamorphisme de la série de Leaota. A cette occasion, on a mis en évidence une remarquable concentration du bore dans certains types pétrographiques, par-dessus tant dans les schistes ankéritisés, que dans les gneiss albitiques altérés hydrothermal (séricités).

L'étude optique et diffractographique effectuée sur quelques échantillons de roches altérées hydrothermal a démontré que, en dernière analyse, les réactions métasomatiques impliquent l'hydrolyse des minéraux du type du chlorite ou de l'albite. Ces réactions ont comme résultat l'enlèvement des bases (Mg, Fe, Al) dans le cas des chlorites et probablement, la destruction du réseau de l'albite, avec l'élimination partielle de l'aluminium des groupes $(SiAl)O_4$. Dans tous les deux cas, l'extraction de l'aluminium des coordonations tétraédriques déclenche la réorganisation du Si^{4+} et du O^{2-} , sous forme de quartz. Quand le bore est présent dans les solutions hydrothermales, il est capable de remplacer l'aluminium extrait et de former des tétraèdres BO_4 dans le réseau du quartz secondaire.

C'est ainsi que l'on peut affirmer que pendant les processus de silicification hydrothermale, „*in situ*”, le bore peut être englobé en quantités relativement grandes dans la structure du quartz résulté par hydrolyse des feldspaths ou des minéraux ferromagnésiens.

Cette admission du bore dans le réseau du quartz est contrôlée par au moins trois facteurs, notamment : rapport des rayons ioniques $Si^{4+} - B^{3+} - Al^{3+}$; quantité d'aluminium disloqué du réseau; concentration du bore dans les solutions hydrothermales.

Du point de vue géochimique, cette manière d'inclusion du bore est parfaitement conforme à la loi des „diagonales” de Fersman (1929). Dans ces conditions, on peut soutenir qu'en réalité la diadochie Si-Al, extrêmement commune aux aluminosilicates, représente une exception favorisée du clark similaire des deux éléments. Au contraire, quand dans un système caractérisé par l'activité élevée du bore, l'aluminium est éloigné de la structure des aluminosilicates, les hypothèses de la loi de Fersman se réalisent, le bore remplaçant l'aluminium pour participer à des structures du type $(SiB)O_4$. Ce faisant nous avons démontré que la diadochie Si-B est possible, non seulement dans les borosilicates ou dans les silicates à contenu de bore, mais aussi dans le quartz, le processus étant extrêmement favorisé dans le cas des réactions d'hydrolyse hydrothermale des aluminosilicates.

Comme on le voit, dans les schistes cristallins de la série de Leaota, à côté des fractures profondes se sont développés également d'intenses processus de métasomatose hydrothermale à introduction de bore. En fonction des transformations produites dans les roches traversées par les solutions hydrothermales, la composition des dernières est appréciée à avoir des quantités élevées de bore et de CO_2 .

D'autre part, la corrélation du caractère borique des solutions avec la présence des filons de quartz à tourmaline à proximité de petites intrusions granitiques (granites d'Albești) éclairent la filiation entre les granites d'Albești ou bien leurs correspondants cachés, et les processus d'altération hydrothermale étudiés par nous.





Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI



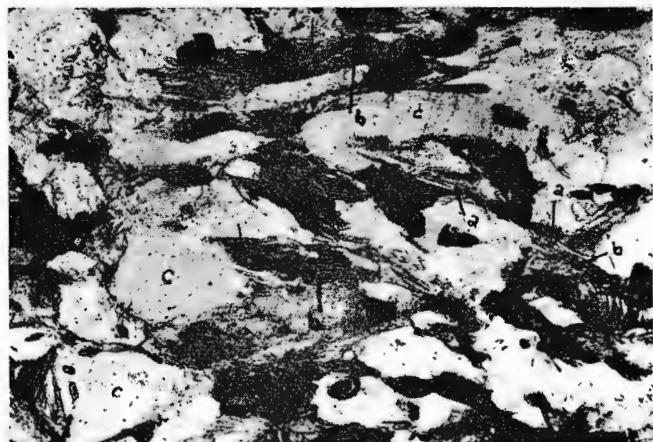
Institutul Geologic al României

EXPLICĂȚIA PLANȘEI

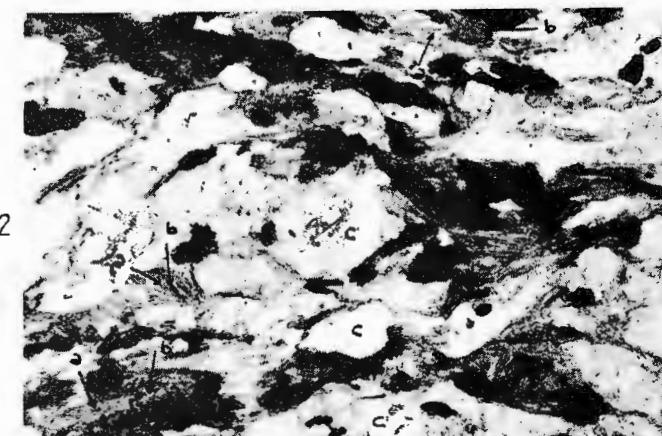
- Fig. 1. — řist cloritos, albitic, carbonatat. Nic. II ; $\times 60$. Valea Stineicei, Seria de Leaota. Schelete silicioase, păstrind fizionomia cloritului (a), sint pseudomorfozate de carbonati și caolinit (b). Porfiroblaste de albit (c).
Schiste chloriteux, albítique, carbonaté. Nic. II ; $\times 60$. Valea Stineicei, Série de Leaota. Les squelettes siliceux, gardant la physiographie du chlorite (a), sont pseudomorphosée par les carbonats et le kaolinite (b). Porphyroblastes d'albite (c).
- Fig. 2. — řist cloritos, albitic carbonatat. Nic. II ; $\times 60$. Valea Cărmăzanului, Seria de Leaota. Formațiunea „cuarț-carbonat” înlocuiește cloritul : pseudomorfoze de cuarț (a) și carbonați (b), după clorit ; (c) porfiroblaste de albit.
Schiste chloriteux, albítique carbonaté. Nic. II ; $\times 60$. Valea Cărmăzanului, Série de Leaota. La formation „quartz-carbonat” remplace le chlorite : pseudomorphoses de quartz (a) et carbonats (b), après le chlorite ; (c) porphyroblastes d'albite.
- Fig. 3. — řist cloritos, albitic carbonatat. Nic. + ; $\times 60$. Valea Cărmăzanului. Seria de Leaota. Idem ca la figura 2.
Schiste chloriteux, albítique carbonaté. Nic. + ; $\times 60$. Valea Cărmăzanului. Série de Leaota. Idem telle la figure 2.



I. L. POPOVICI, T. URCAN. Alterația hidrotermală din masivul Iezer-Păpușa.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STUDIUL STRUCTURAL, GEOCHIMIC ȘI PETROLOGIC AL GRANITOIDELOR DIN ZONA CENTRALĂ ȘI NORDICĂ A MUNTILOR PARÎNG¹

DE

HARALAMBIE SAVU², ALFRED SCHUSTER², CECILIA VASILIU²,
CONSTANȚA UDRESCU², MARCEL MÄRUNTIU²

Sommaire

Etude structurale, géochimique et pétrologique des granitoïdes de la zone centrale et septentrionale des Monts Parîng. Le massif granitoïde des Monts Parîng représente un pluton tardiorogène, situé dans la zone axiale de l'anticlinal majeur Ciungel-Parîng-Vulcan-Ogradena. Sa couverture est formée de schistes cristallins baïkaliens des séries de Drăgăsan et de Vulcan. Ce pluton est constitué à prédominance des granitoïdes, contenant des petites séparations de diorites quartzifères, traversées rarement par des roches filonniennes du type des lamprophyres, porphyres granitiques ou granodioritiques et granites pegmatitiques. Le magma primaire dont le pluton a résulté a été un magma granodioritique d'origine sialique, formé par palingénèse et anatexie dans les conditions de la subduction de la plaque de l'éperon valaque au dessous de l'avant-fosse de l'autochtone danubien pendant les mouvements baïkaliens (500—550 m.a.). La zone de formation de ce magma étant à l'intérieur de l'avant-fosse de l'autochtone danubien, la différentiation du magma s'est maintenu dans le cadre de l'évolution des magmas calco-alcalins sans donner naissance à des séparations à tendance alcaline. On constate toutefois une tendance de différentiation de ce magma vers des roches riches en SiO₂, tandis que le contenu des bases reste dans les limites caractéristiques aux roches péracides, calco-alcalines. La même chose pour la distinction des éléments mineurs, y compris les terres rares, qui ne dépassent pas en général les limites normales caractéristiques pour les roches intrusives acides. Les éléments mineurs liés aux bases qui entrent en spécial dans la composition du feldspath potassique présentent des contenus variables. Cette particularité est due probablement aux grandes possibilités de migration du potassium pendant la consolidation du magma granitoïde sous le contrôle du stress. Une tendance d'enrichissement en Be s'enregistre seulement chez les granites pegmatoides.

¹ Predată la 16 mai 1974, acceptată pentru publicare la 11 decembrie 1974, comunicată în ședința din 23 noiembrie 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Introducere

Necesitatea cunoașterii detaliate a tuturor plutonitelor aparținind provinciei de roci granitoide din autohtonul danubian a făcut ca cercetările noastre — începute cu mulți ani în urmă în partea de sud a acestei unități structurale — să se extindă în anul 1973 și în partea de nord și nord-est a munților Parâng. În acest scop au fost cercetate toate corporurile de roci granitoide din această regiune împreună cu învelișul lor de șisturi cristaline, stabilindu-se și relațiile acestora cu formațiunile paleozoice metamorfozate. Pentru a avea elemente de comparație cu granitoidele anterior studiate, rocile intrusive acide, baicaliene din această regiune au fost cercetate de asemenea, sub aspect structural, petrologic, petrochimic și geochimic.

Așezare geografică, orografie și hidrografie

Regiunea cercetată se situează în partea nordică și estică a munților Parâng, între valea Jiețului și localitatea Ciungel; la nord ea este delimitată de planul de șariaj al pînzei getice, în timp ce limita sudică este redată de creasta principală a munților Parâng, între vîrful Parângu Mare, Curmătura Oltețului și valea Repedea.

Principalele ape din această regiune sunt izvoarele Lotrului și Jiețului în partea de vest și văile Latorița, Rudăreasa, Mănăileasa și Repedea în partea centrală și cea estică. Aceste cursuri de apă, ca și eroziunea gla-



Fig. 1. — Vîrful Mohoru din munții Parâng, văzut de la nord.
A northern sight of the Mohoru Peak from the Parâng Mts.

ciară cuaternară, au modelat forme cu energie de relief mare, în general pînă la 1 000 m (fig. 1). Se remarcă faptul că formele de relief cele mai înalte se situează în partea de sud a perimetrlului, unde se distinge creasta principală a masivului muntos cu vîrfurile Parîngu Mare (2518 m), Mohoru (2 335 m), Micaia (2178 m) și cîteva forme de relief mai mici, situate pe culmile secundare, cum sunt vîrful Fratoșteanu (2061 m) și vîrful Tîrnovu (1917 m).

Istoricul cercetărilor

Primele informații cu caracter petrografic aparțin lui M r a z e c (1892—1904), cărora le urmează lucrările lui M u r g o c i (1898—1912), cercetător care elaborează și prima hartă a regiunii, diferențiind granitoidele masive de cele laminate pe care le denumește gnaise granulitice; el separă de asemenea șisturile cristaline și rocile sedimentare (șisturile verzi) considerîndu-le, ca și M r a z e c , de vîrstă paleozoică. M u r g o c i (1905) descifrează poziția în pînză de șariaj a cristalinului getic peste autohtonul danubiân.

O a doua etapă de cunoaștere a regiunii este marcată de lucrările lui P a l i u c (1937) în partea de vest și cele ale lui G h i k a -B u d e ș t i (1934) în partea de est. Acești cercetători publică hărți mai detaliate și fac primele încercări de descifrare a stratigrafiei șisturilor cristaline. G h i k a -B u d e ș t i consideră granitele drept granognaise de origine migmatică.

Într-o etapă mai recentă, care se caracterizează prin lucrări de prospecție pentru diferite substanțe minerale, T r i f u l e s c u³, A r s e n e s c u⁴ și D r a g o m i r⁵, A r s e n e s c u efectuează cercetări și elaborează hărți de mare detaliu pe perimetre restrinse din această regiune.

³ M. T r i f u l e s c u . Prospecțiuni geologice pentru asbest în munții Parîng (Reg. Ștefanu-Urdele). 1959. Arh. M.M.P.G. București.

M. T r i f u l e s c u . Prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier în munții Lotrului și cartarea tunelelor de aducție a lucrărilor miniere subterane executate de ISPH și ICH la sistemul hidroenergetic de pe Lotru. 1967. Arh. M.M.P.G. București.

M. T r i f u l e s c u et al. Sinteza cercetărilor geologice și microtectonice din lucrările subterane ale sistemului hidroenergetic din valea Lotrului. 1971. Arh. M.M.P.G. București.

V. A r s e n e s c u . Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru fier, feldspat și elemente rare, în perimetrele valea Gilortului-valea Mare și izvoarele Jieșului, munții Parîng. 1968. Arh. M.M.P.G. București.

V. A r s e n e s c u . Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru elemente rare, Cr, Ni și roci grafitoase în munții Parîng, perimetrele izvoarele Latorîtei, valea Gilortului, valea Crasna. 1969. Arh. M.M.P.G. București.

V. A r s e n e s c u , P a u l i n a H i r t o p a n u . Sinteza lucrărilor de cercetare geologică din zona autohtonului Danubian, munții Parîng. 1971. Arh. M.M.P.G. București.

N. D r a g o m i r , V. A r s e n e s c u . Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru azbest în munții Urdele-Parîng. 1965. Arh. M.M.P.G. București.

N. D r a g o m i r , V. A r s e n e s c u . Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de fier și metale rare și disperse pe rama nordică a Masivului Parîng (jud. Hunedoara). 1969. Arh. M.M.P.G. București.

În partea de est a regiunii, Pavelescu și Pavelescu (1964—1966) cercetează zonele cuprinse între Petrimanu și Ciunget, precum și zona de la izvoarele Jiețului și Lotrului, elaborind hărțile geologice ale acestor zone, însoțite de studii petrografice detaliate. Schuster⁶ se ocupă în 1971 de formațiunile cristalofiliene și de rocile granitoide din partea de est, iar în 1973 de formațiunile paleozoice din vestul regiunii. Între 1960 și 1973 ISPH și ICH execută numeroase lucrări de foraj și subterane, în vederea amenajării hidroenergetice a bazinului Lotrului, ale căror rezultate sunt cuprinse în documentațiile din arhivele acestor instituții.

Remarcăm lucrările de sinteză în care s-au făcut referiri de ordin general și asupra acestei regiuni, cum sunt cele publicate de Mrazec (1904), Murgoci (1912), Manolescu (1937), Ghikabudești (1940), Streckeisen (1934), Codarcea și Pavelescu (1963), Dessila-Codarcea (1968), Pavelescu și Mercuș (1967), Pavelescu et al. (1967), Pavelescu și Pavelescu (1970), Savu (1970), Savu et al. (1974 a), Savu et al. (1974 b) și Schuster (1972), lucrări în care se discută problemele fundamentale privind evoluția geologică și tectonică a Carpaților Meridionali.

Cercetările radiometrice asupra șisturilor cristaline și rocilor granitoide efectuate de Dessila-Codarcea și Savu (1967), Minzatu et al. (1969)⁷, Soroiu et al. (1969) și Lemne et al. (1975), scot în evidență faptul că metamorfismul a avut loc la sfîrșitul ciclului baicalian, după care s-au manifestat procese de regenerare hercinice și alpine.

În ultimul timp regiunea a fost ridicată pe harta geologică la scara 1 :50.000, foile Mindra și Voineasa.

Structura geologică a regiunii

Regiunea cercetată se situează în extremitatea nord-estică a autohtonului danubian, cunoscută în literatură ca semifereastra de Parîng. În partea de nord și est a regiunii, formațiunile geologice din autohtonul danubian sunt încălecate de cristalinul getic (Murgoci, 1905).

1. Pîンza getică. Pîンza getică este constituită din formațiunile cristalofiliene puternic metamorfozate ale ciclului prebaicalian (Savu, 1968), reprezentate prin seria de Sebeș-Lotru ce aparține ca vîrstă Proterozoicului mediu (planșa). Din datele cercetărilor de suprafață și ale lucrarilor subterane rezultă că planul de șariaj al pînzei getice are în partea de nord o orientare generală est-vest, cu căderi cuprinse între 40° și 70° spre nord,

⁶ A. C. Schuster. Studiul corpului granitoid din bazinul văii Latorița. 1971. Arh. I.G.G. București.

⁷ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciucă, Anca Andăr, Eleonora Vijdea, S. Anastase. Determinarea vîrstei absolute a șisturilor cristaline și rocilor granitoide din autohtonul Carpaților Meridionali. 1969. Arh. I.G.G. București.



iar în partea estică acest plan este orientat pe direcția nord-sud și nord-est — sud-vest, având căderi cuprinse între 20° și 50° spre est și sud-est. Din cauza inclinării diferite a planului de șariaj, a fracturilor formate după încălcare într-o etapă alpină tîrzie și a morfologiei variate a regiunii, planul de șariaj apare cartografic foarte neregulat.

Datorită faliei majore Puru-Oltet (T r i f u l e s c u, 1971)⁸, care separă regiunea în două blocuri tectonice, cel vestic căzut și cel estic ridicat, planul de șariaj avanseză aparent în blocul vestic cu trei km mai spre sud decit în blocul estic. Se pare că blocul estic a suferit o ridicare accentuată numai în extremitatea sa vestică, în timp ce în cea estică el a coborât puternic, ceea ce ar explica inclinarea accentuată a planului de șariaj în acest sens.

Alte cîteva falii alpine orientate aproximativ paralel cu falia majoră produc decroșări de mică amploare ale planului de șariaj în toată regiunea. Printre acestea se remarcă falia Ciungel-Voineasa, care se pare că a avut un rol important în determinarea aspectului actual al relațiilor dintre pînza getică și autohtonul danubian în extremitatea estică a regiunii. Este posibil de asemenea, că jocul pe verticală al blocurilor în lungul falilor alpine, formate după încălcare, să fi contribuit, împreună cu eroziunea, la realizarea aspectului actual cartografic dintre formațiunile celor două unități tectonice majore.

2. *Autohtonul danubian.* În această regiune autohtonul danubian este alcătuit din șisturi cristaline, străbătute de corpuri de roci granitoide, cu care formează împreună infrastructura baicaliană, ce suportă transgresiv formațiunile paleozoice slab metamorfozate din suprastructura hercinică a acestei unități (S a v u, 1970).

2.1. *Infras truc tura baicaliană.* Aceasta este constituită din șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, seriei de Drăgșan (complexul amfibolitic — P a v e l e s c u, 1953) și seriei de Vulcan (seria elastică — M a n o l e s c u, 1937; seria de Drăgșan, complexul sericitocloritos — P a v e l e s c u, 1953).

Seria de Lainici-Păiuș este alcătuită în această regiune din paragnaise micacee, paragnaise și șisturi grafitoase și calcare cristaline.

Seria de Drăgșan este alcătuită în principal din amfibolite rubanate, în alternanță cu șisturi amfibolice și gnais amfibolice uneori cu biotit și granați, în care se intercalează paragnaise feldspatice, paragnaise micacee și quartite. Formațiunile acestei serii apar predominant în creasta principală a munților Parîng și în versantul sudic al acesteia, între vîrful Parîngu Mare și Curmătura Oltețului, în culmile Muntinu Mare și Muntinu Mic, în circul Găuri și în versanții pîriului Latorița, precum și la Ciungel.

Seria de Vulcan apare pe suprafețe mai restrinse și anume, între Latorița-Urdelor și Latorița-Muntinu, în versantul nordic al muntelui Mușetoiu și în bazinul pîriului Repedea. Această serie este constituită

⁸ Op. cit. pct. 3.

predominant din diferite tipuri de gnaise cuarțo-feldspatice cu biotit și sisturi biotito-clorito-sericitoase, cu intercalații rare de cuarțite.

În ceea ce privește relațiile dintre aceste două serii, cercetările de teren indică existența în unele zone din regiune, a unor discontinuități stratigrafice premetamorfice, determinate fie de relațiile geometrice ce se crează în mod normal între o serie vulcanogenă și una terigenă, fie de ecoul mișcărilor assyntice din Europa vestică, ce s-au resimțit probabil slab și în această regiune, sub forma unor mișcări de basculare a albiei geosinclinale, fără a fi însoțite de cutare și metamorfism.

În ceea ce privește vîrsta celor două serii metamorfice, în lucrările mai vechi s-au exprimat idei foarte diferite, acestor serii fiindu-le atribuite vîrste de la Arhaic și pînă la Paleozoic. Datele radiometrice obținute de diferiți cercetători lasă să se presupună că vîrsta metamorfismului celor două serii ar fi de aproximativ 500-550 mil. ani. Aceste cifre ar corespunde mișcărilor baicaliene (assyntice tîrzii), de unde rezultă că formațiunile premetamorfice ar aparține Proterozoicului superior (seria de Drăgășan) și Cambrianului inferior, eventual în parte și Cambrianului mediu (seria de Vulcan).

Tectonica primară a formațiunilor baicaliene din regiune este dominată de structura anticinală majoră Ciunget-Paring-Vulcan-Ogradena (Savu, 1970), în a cărei zonă axială se situează rocile granitoide cercetate de noi (planșa). Axul principal al acestei structuri anticinale este orientat în această regiune pe direcția N 60°-70°E, avind o afundare de 10°-20° spre WSW. Acest anticinal începe din zona Ciunget, urmărește cursul văii Latorița, trecind prin vîrful Mohoru, izvoarele Setei și Gilortului și se prelungesc spre munții Vulcan și Ogradena. Anticinalul este pe alocuri slab deversat spre sud-est. Pe flancurile sale, în special pe cel nordic sau normal, se recunosc cute de mai mică amploare, de ordinul sutelor de metri, având aceeași orientare și afundare.

Elementele structurale, ca foliații și lineații, măsurate în sisturile cristaline baicaliene care alcătuiesc anticinalul major și formează în același timp învelișul plutonului granitoid de Paring (fig. 2 a, 2 b), indică o structură anticinală cu simetrie triclinică, neplană și necilindrică (Turner și Weiss, 1963), slab deversată spre SE. Cele două maxime, care apar pe diagrama din figura 2 b, indică poziția lineaților în cele două blocuri principale din regiune, separate de falia majoră Puru-Oltet.

Atât structura anticinală majoră, cât și structurile de pe flancurile acesteia au fost afectate de tectonica hercinică și în special de tectonica disjunctivă, ulterioră cutărilor, care determină decroșarea axelor acestor structuri.

Metamorfismul regional progresiv al seriilor cristaline baicaliene variază în limite largi. Astfel, în seria de Drăgășan el se menține în general în faciesul amfibolitelor cu almandin (Turner, 1968; Turner și Verhoogen, 1960), care este caracterizat prin paragenezele din rocile amfibolitice :

- (1) Plagioclaz (An_{30})-hornblendă verde - almandin - cuarț
- (2) Plagioclaz - hornblendă verde - cuarț.



În paragnaisele de origine terigenă asociate rocilor amfibolitice se întâlnesc parageneze :

(3) Cuarț - plagioclaz (An_{28}) - almandin - biotit - muscovit.

În seria de Vulcan metamorfismul regional se menține în general la nivelul faciesului amfibolitelor cu albite și epidot, fapt care rezultă din parageneza caracteristică din rocile de origine terigenă :

(4) Cuarț - plagioclaz acid - biotit (clorit) - muscovit.

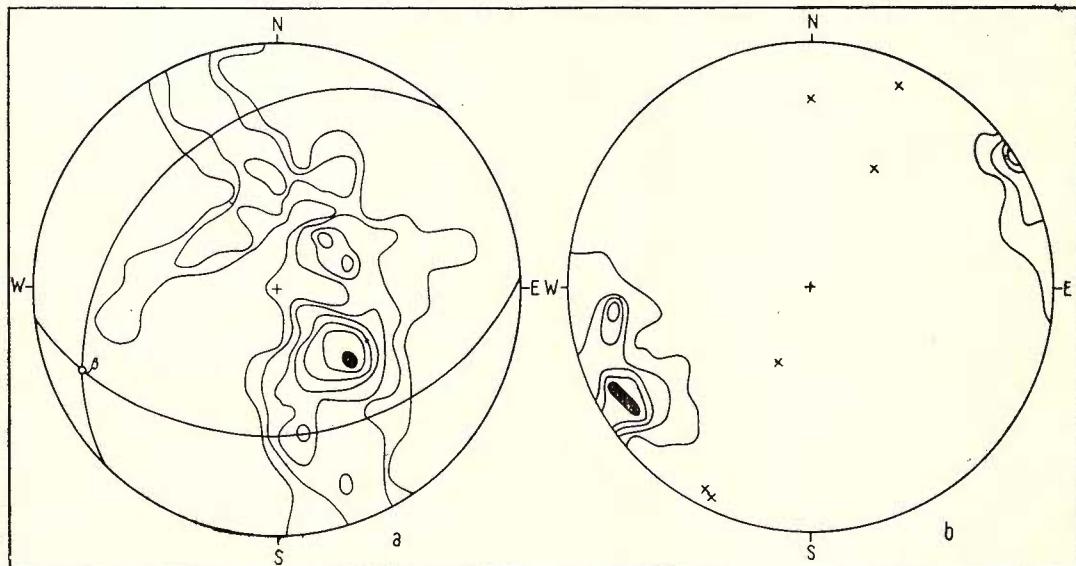


Fig. 2. — Diagrame de foliații și lineații din șisturile cristaline baicaliene : a, diagrama pentru 100 foliații S_1 ; izolinii : 1—2—4—6—8—10—12 %; $B_1 = 277^\circ/10^\circ$; b, diagrama pentru 27 lineații L_1 și 6 lineații $L_3(x)$; izolinii : 4—10—15—20—25 %; $B_1 = 266^\circ/12^\circ$.

Foliations and lineations diagrams from the Baikalian crystalline schists : a, diagram for 100 foliations S_1 ; isolines : 1—2—4—6—8—10—12 %; $B_1 = 277^\circ/10^\circ$; b, diagram for 27 lineations L_1 and 6 lineations $L_3(x)$; isolines : 4—10—15—20—25 %; $B_1 = 266^\circ/12^\circ$.

În sensul creșterii condițiilor de metamorfism stabilite de Winkler (1970), stadiul metamorfozării șisturilor cristaline baicaliene variază de la mediu pînă la slab.

În apropierea corpurielor de roci granitoide și mai ales în xenoliții de șisturi cristaline, metamorfismul crește pînă la nivelul izogradului sillimanitului, așa cum rezultă din parageneza determinată într-o pană de gnais din granitele din valea Latoriței, la 5 km amonte de Ciungel ;

(5) Cuarț - plagioclaz - sillimanit (fibrolit) - feldspat potasic - biotit - muscovit.

Concomitent cu cutarea și metamorfismul formațiunilor baicaliene, sunt puse în loc și rocile granitoide, care se localizează de obicei în zona axială a structurii anticlinale majore.

După cutările baicaliene și intruziunea rocilor granitoide, care au avut loc probabil la sfîrșitul Cambrianului inferior sau în Cambrianul mediu, regiunea este exondată pe o perioadă mai îndelungată. În acest interval de timp ea suferă o eroziune puternică, ce îndepărtează învelișul de șisturi cristaline ale corpurilor granitoide, care sunt scoase parțial la zi.

2.2. Suprastructura hercinică. Este probabil că în timpul Ordovicianului sau Silurianului, regiunea reintră în submersiune, moment în care începe transgresiunea formațiunilor paleozoice, a căror sedimentare durează pînă la mișcările hercinice, cînd aceste formațiuni au fost cutate și metamorfozate regional în faciesul șisturilor verzi.

Cercetătorii anteriori (Murgoci, 1898, 1899; Ghika-Budești, 1934; Paliuț, 1937) au considerat aceste formațiuni paleozoice ca o stivă unitară, iar Pavelescu și Pavelescu (1966) le-au separat în trei complexe transgresive între ele. Schuster (1974)⁹ atribuie formațiunile paleozoice din această regiune la două serii și anume, seria de Latorița — inferioară și seria de Vidruța — superioară, separate între ele printr-o discordanță stratigrafică.

Seria de Latorița este alcătuită dintr-un complex basal detrito-carbonatic, uneori cu intercalări de șisturi grafitoase, peste care urmează un complex vulcanogen-terigen, spilitic (Turner și Verhogen, 1960), în care apar intercalate silluri și corperi de roci ultrabazice serpentinizate.

Seria de Vidruța este constituită dintr-un complex basal de metapsamite și metapsefite, peste care urmează un complex grafitos format din metagresii și șisturi grafitoase, căruia îl succede un nivel subțire de șisturi clorito-epidotice; filoane de cuart străbat adesea seriile de formațiuni paleozoice.

În ambele serii metamorfice se întlnesc intercalații de greywacke, roci arcoziene și metapsefite cu elemente de roci granitoide, cum sunt cele din jurul virfului Fratoșteanu și din circul Găuri, care au fost considerate de unii cercetători anteriori drept granite laminate, fapt care a condus ulterior la ideea că cel puțin unele granitoide din autohtonul danubian ar fi hercincice.

Tectonica formațiunilor paleozoice se caracterizează printr-o cutare intensă cu structuri B_1 orientate în general est-vest, dar care nu sunt totdeauna paralele între ele, fenomen determinat de influența infrastructurii baicaliene asupra suprastructurii. Cu structurile majore B_1 se asociază adesea structuri secundare de clivaj B_2 , paralele cu primele.

Peste aceste două sisteme se suprapune un sistem de structuri lineare B_3 , asociat cu un sistem planar S_3 , în general perpendiculare pe structurile B_1 și B_2 .

Mișcările hercinice influențează în același timp și infrastructura baicaliană. În șisturile cristaline se formează plane de clivaj S_2 , a căror

⁹ A. C. Schuster. Cap. Paleozoicul între valea Jieț și Voineasa în: S. Năstăseanu et al. Studiul formațiunilor paleozoice slab metamorfozate din Carpații Meridionali. 1974. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

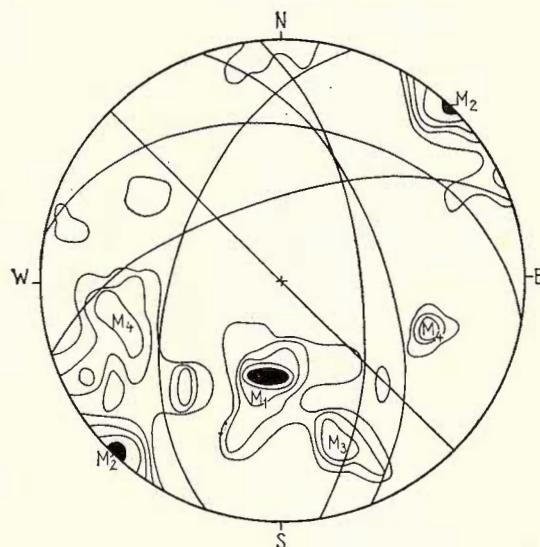


direcție face un unghi ascuțit cu foliația S_1 baicaliană; inclinarea planelor S_2 este în general mai mică decât inclinarea planelor S_1 . În lungul planelor de elivaj S_2 are loc retromorfismul seriilor cristalofiliene baicaliene, precum și laminarea și metamorfismul rocilor granitoide.

2.3. Tectonica alpină. În autohtonul danubian mișările alpine determină mai ales o tectonică disjunctivă și rare falii inverse cu încălecări slabe.

Fig. 3. — Diagrama pentru 46 falii din plutonul granitoid de Paring; izolinii : 2—4—6,5—11 %.

Diagram for 46 faults from Paring granite pluton; isolines : 2—4—6,5—11 %.



Sub influența mișărilor de punere în loc a pînzei getice, în autohtonul danubian s-au format falii de încălecare, paralele cu planul de șariaj, cum sunt cele de pe valea Latorița, între pîriul Petrimanu și pîriul Înșirata, și cele de pe valea Rudăreasa. După cum rezultă din diagrama structurală (fig. 3), faliiile inverse sunt orientate aproximativ pe direcția est-vest, deci paralel cu planul de șariaj, avînd căderi constante spre nord, cuprinse între 40° și 75° . Planele acestor falii, proiectate, formează pe diagramă un maxim (M_1), situat aproximativ pe axa N-S. În ambele cazuri granitoidele baicaliene încălecă formațiunile paleozoice.

Mai sus au fost deja descrise falii transversale formate după șariajul alpin, cum sunt falia Puru-Oltet și celelalte falii de amploare mai redusă, care au separat regiunea în mai multe blocuri ridicate sau afundate, uneori decroșate, fapt ce reiese clar din modul de distribuție a diferitelor formațiuni geologice și din decroșarea axelor structurilor prealpine.

Aceste falii, care oscilează ca înclinare în jurul verticalei, au direcția generală NW-SE, ceea ce rezultă și din diagrama din figura 3, pe care proiecția planelor lor formează un maxim important (M_2). Poziția lor este aproximativ perpendiculară pe axul structurii anticliniale majore (Ciungel-Ogradena), ceea ce arată că ele s-au format prin reactivarea vechilor plane ale baicaliene și eventual hercinice.

Faliile longitudinale, care de asemenea formează pe diagrama din figura 3 un maxim (M_3), sunt orientate în general pe direcția ENE-WSW, având căderi de 50° - 80° spre nord. Se pare că aceste fali s-au format în cea mai mare parte pe planele bc ale structurilor baicaliene.

În faza mișcărilor alpine au fost puternic reactivate planele ac ale structurilor hercinice, formîndu-se fali de amploare foarte diferită (M_4), în general paralele cu falia Puru-Oltet, care afectează atât autohtonul, cît și cristalinul din pînza getică. Rezultă astfel că faliile din acest sistem au fost active pînă în perioadele cele mai recente.

În afară de faliile transversale și longitudinale, se constată și existența unor fracturi diagonale, care au generat grabenul Rudăreasa din partea de nord-est a regiunii.

Roci granitoide

Rocile granitoide din regiune alcătuiesc un pluton baicalian important — masivul granitoid de Paring — alungit aproximativ est-vest.

1. *Structura plutonului granitoid.* Masivul granitoid de Paring este acoperit de învelișul său de șisturi cristaline baicaliene și de formațiunile suprastructurii hercinice. În funcție de structura sa primară, de compartimentarea sa prin tectonica disjunctivă și de gradul de eroziune a regiunii, masivul granitoid apare la zi în patru arii deosebite. În vestul regiunii se distinge aria Jieł-Lotru-izvoarele Latoritei, în zona centrală aria Petrișmanu, iar în partea estică aria Latorita; în partea de nord-est se remarcă aria Stevia, care reprezintă o parte a corpului granitoid ridicată datorită faliilor din grabenul Rudăreasa.

În partea de sud-est a regiunii, plutonul granitoid de Paring vine în contact cu plutonul sincinematic din zona axială a structurii anticlinale Nedeiu-Șușita-Tismana, de care este separat printr-o falie importantă, orientată pe direcția nord-est — sud-vest. Această falie separă în același timp și seria de Lainici-Păiuș de seria de Drăgșan.

Plutonul granitoid, care este situat în axul structurii anticlinale majore, se afundă spre vest-sud-vest, în același sens în care se afundă și axul structurii, ceea ce face ca la vest de valea Jiełului, granitoidele să nu mai apară la zi decît în firul văilor adinc erodate și numai rar sub formă de filoane care străbat învelișul cristalin baicalian.

Faptul că plutonul granitoid a fost separat de falia majoră Puru-Oltet în două blocuri principale se reflectă în modul de proiectare a foliațiilor și lineațiilor din rocile granitoide pe diagramele structurale din figura 4.

Planele de foliație din blocul vestic (fig. 4 a) formează pe diagramă două maxime aproximativ simetrice, care ar indica în această parte a regiunii, o cutare uniformă, ceea ce a determinat ca plutonul granitoid aflat în curs de consolidare sub controlul stressului, în zona axială a anticlinului major, să îmbrace forma unei structuri anticlinale cu plan cilindric



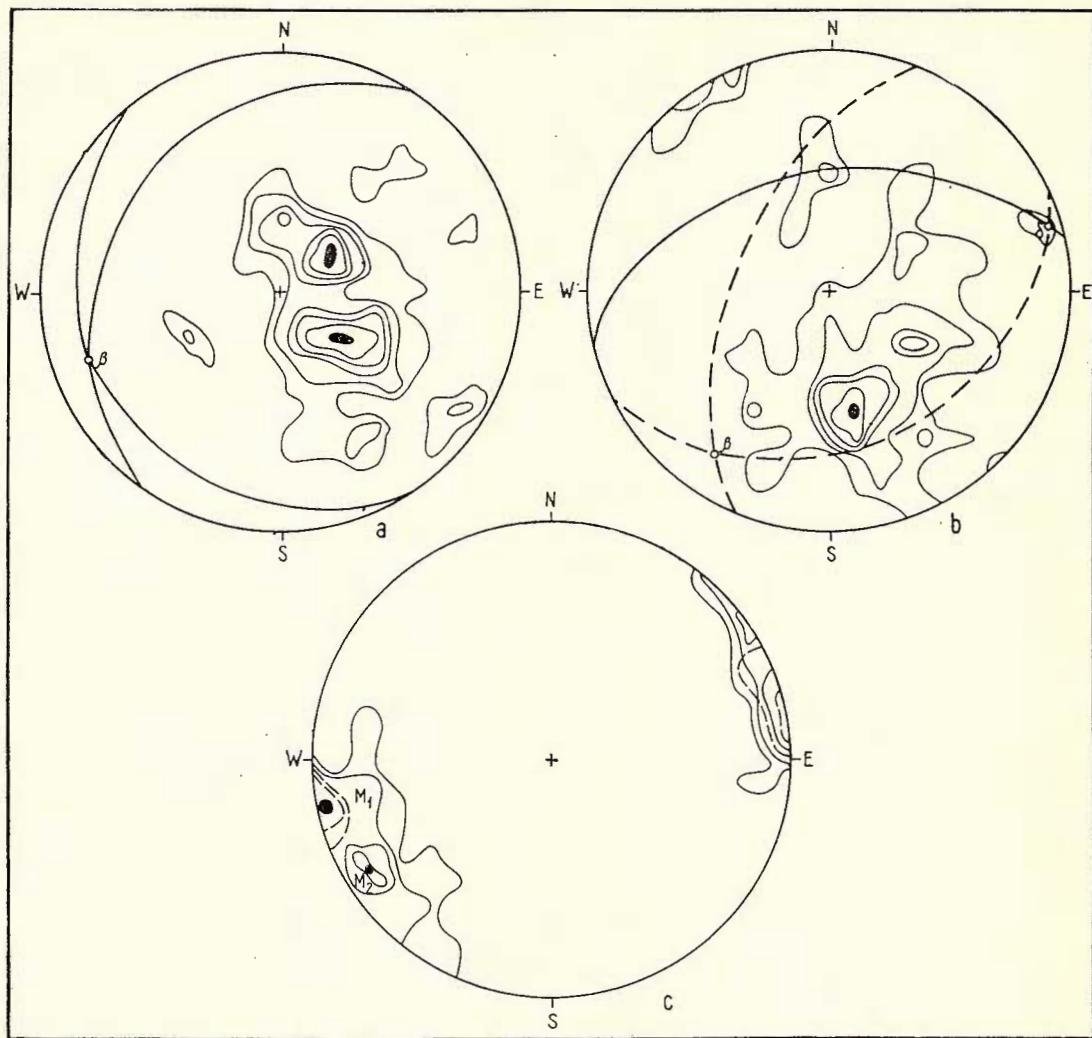


Fig. 4. — Diagramme de foliații și lineații din plutonul granitoid de Paring : a, diagrama pentru 55 foliații primare din blocul vestic ; izolinii : 2—3,6—5,5—7—9—11 % ; $B = 280^\circ/20^\circ$; b, diagrama pentru 253 foliații primare din blocul estic ; izolinii : 2—4—8—10—13—15 % ; $B = 238^\circ/20^\circ$; c, diagrama lineațiilor primare din șisturile cristaline baicaliene. M_1 maximul pentru 17 lineații din blocul vestic ; izolinii : 4—12—15 % ; $B_1 = 287^\circ/10^\circ$; M_2 maximul pentru 25 lineații din blocul estic, izolinii : 10—20—32 % ; $B_1 = 267^\circ/17^\circ$.

Foliation and lineations diagrams from Paring granitoid pluton : a, diagram for 55 primary foliations from the western block ; isolines : 2—3.6—5.5—7—9—11 % ; $B = 280/20^\circ$; b, diagrams for 253 primary foliations from the eastern block ; isolines : 2—4—8—10—13—15 % ; $B = 238/20^\circ$; c, primary lineation diagram from the Baikalian crystalline schists. M_1 maximum for 17 lineations from the western block ; isolines : 4—12—15 % ; M_2 maximum for 25 lineations from the eastern block ; isolines : 10—20—32 % ; $B_1 = 267/17^\circ$.

(Turner și Weiss, 1963). Punctul β realizat din intersecția planelor celor două maxime de foliații indică o afundare a acestei structuri cu 20° spre WSW.

În blocul estic, planele de foliație formează un singur maxim important (fig. 4 b), care indică o structură asimetrică, cilindrică și neplană, deversată slab spre SSE. Din interpretarea planelor maximelor din diagramă, rezultă că această structură se afundă cu 20° în direcția SW.

Rezultatele apropriate au fost obținute în privința plonjului corpului granitoid în cele două blocuri și prin proiecția elementelor lineare. Astfel, liniațile din blocul vestic alcătuiesc pe diagramă (fig. 4 c) un maxim M_1 , care indică o afundare a structurii cu 10° spre WSW. Liniațile din blocul estic formează la rîndul lor un maxim M_2 , care indică orientarea structurii pe direcția N 69° E, cu un plonj de 17° spre SW.

Relațiile de timp și spațiu dintre plutonul granitoid sinorogen și învelișul său de sisturi cristaline baicaliene rezultă din poziția punctelor β din diagramele 4 a, 4 b și 2 a, precum și din suprapunerea maximelor rezultate din proiecția liniaților (fig. 4 c și 2 b) măsurate atât în sisturile cristaline, cât și în masivul granitoid. Corelarea acestor elemente structurale arată că plutonul granitoid a fost pus în loc în timpul formării structurii anticlinale majore, ocupând zona axială a acesteia și consolidindu-se sub controlul stressului.

Din interpretarea cartografică și din datele structurale reiese că în afară de deplasarea pe verticală, cele două blocuri separate de falia Puru-Oltet au suferit și o rotire în plan orizontal, în sensul invers mișcării acestor de ceasornic.

Contactele plutonului sunt concordante în raport cu orientarea flancurilor structurii anticlinale și disconforme cu stratificația formațiunilor metamorfice, ceea ce indică punerea în loc a plutonului prin intruziune, în etapa finală a mișcărilor baicaliene. Tectonica structurilor cutate se imprimă și în structura corpului granitoid, astfel că în zonele sinclinale de mai mare amploare, în masa granitoidelor se mai păstrează încă neerodate sisturi cristaline din acoperiș.

Xenoliții care apar în masa granitoidelor, în general rar, ca de altfel și separațiile melanocrate, sunt orientați paralel cu axul structurii majore. De remarcat este faptul că inclinarea acestora este în general mai mică decit înclinarea flancurilor structurii anticlinale, fiind cuprinsă între 25° și 35° .

În zonele în care granitoidele nu au fost afectate de laminarea hercinică, în masa lor se recunoaște o textură gnaisică primară, slabă, formată în timpul consolidării magnei sub influența stressului. Această foliație primară este paralelă de asemenea cu planul axial al structurii majore.

În rocile granitoide se formează, pe măsura consolidării lor, trei sisteme de fisuri și anume sistemele ac , be și cel al fisurilor diagonale (fig. 5).

Sistemul de fisuri ac , baicaliene, din rocile granitoide este orientat pe direcția NNW-SSE, avînd căderi care oscilează în jurul planului verticalei (fig. 5 a și 5 b). Același sistem de fisuri ac se regăsește și în diagrama fisurilor din sisturile cristaline baicaliene din învelișul plutonului (fig. 5 c), ceea ce scoate în evidență concomitența cutării sisturilor cristaline și



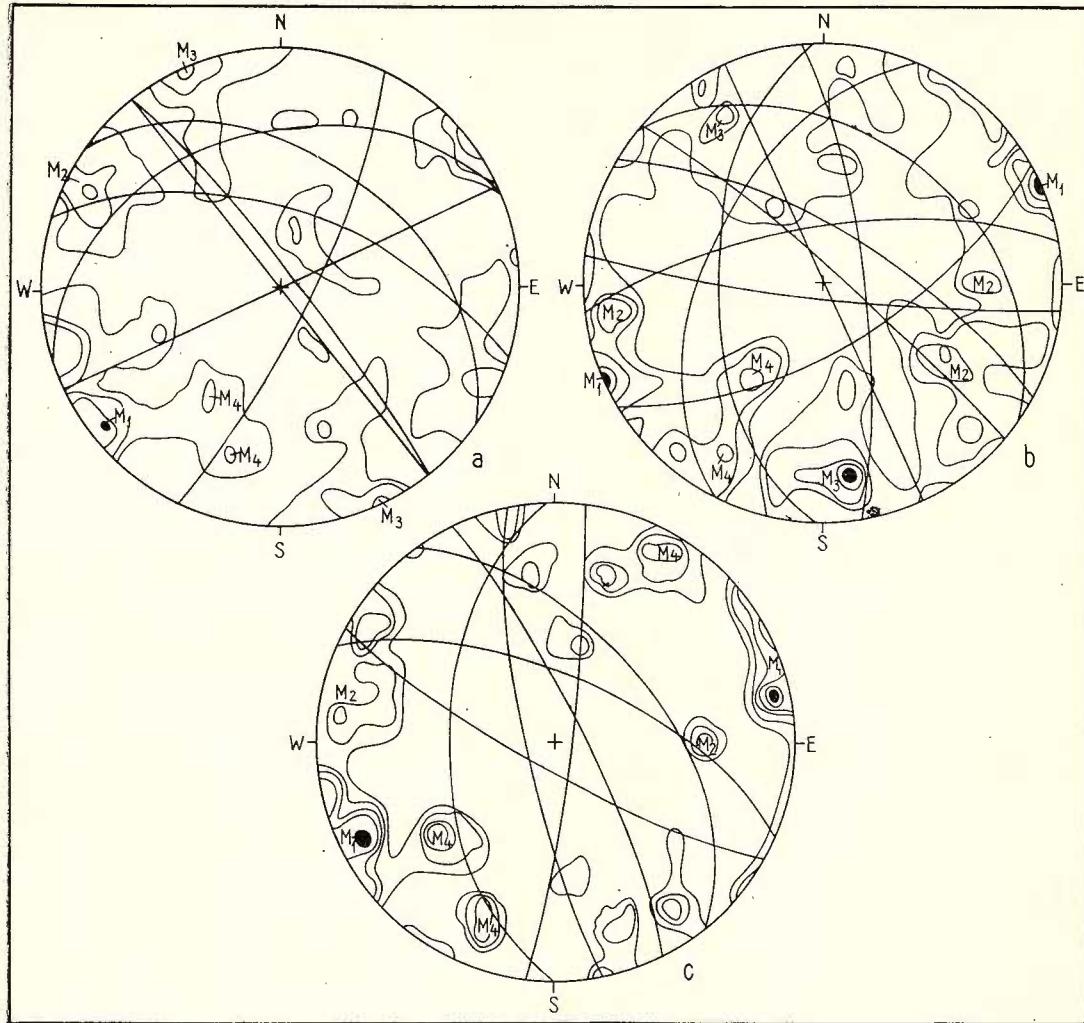


Fig. 5. — Diagramme de fissuri din rocile granitoide și șisturile cristaline baicaliene : a, diagrama pentru 130 fisuri din granitoidele situate în blocul vestic ; izolinii : 1,5—3—4,5—5 % ; b, diagrama pentru 210 fisuri din granitoidele situate în blocul estic ; izolinii : 1—2—3—4—5 % ; c, diagrama pentru 100 fisuri din seriile metamorfice baicaliene ; izolinii : 2—3—4—5—6 %.

Fissure diagrams from granitoid rocks and Baikalian crystalline schists : a, diagram for 130 fissures from the granitoids located in the western block ; isolines : 1.5—3—4.5—5 % ; b, diagrams for 210 fissures from the granitoids located in the eastern block ; isolines : 2—3—4—5 % ; c, diagrams for 100 fissures from the Baikalian metamorphic series ; isolines : 2—3—4—5—6 %.

intruziunii granitoidelor baicaliene. Acest sistem de fisuri formează pe cele trei diagrame maxime caracteristice (M_1). Din poziția acestor maxime pe diagramele 5 a și 5 b, rezultă de asemenea fenomenul de rotire tectonică a celor două blocuri separate de falia Puru-Oltet, aşa cum am arătat mai sus.

Influența tectonicii hercinice se reflectă și în infrastructura baicaliană care este reluată în noile mișcări. Ca urmare apare un sistem de fisuri *ac*, perpendicular pe axul structurilor majore hercinice, care pe diagramele din figura 5 alcătuiesc maximele M_2 . Aceste fisuri au direcția generală aproximativ N-S, confundindu-se ca poziție cu unele din fisurile diagonale ale structurilor baicaliene.

În rocile granitoide din cele două blocuri tectonice se constată prezența unui sistem de fisuri *bc* baicaliene, orientate ENE-WSW, cu poziții oscilând în jurul verticalei, cărora le corespund maximele M_3 din cele două diagrame. În învelișul de șisturi cristaline baicaliene aceste fisuri sunt paralele de obicei cu direcția foliației primare a acestor formațiuni (fig. 2 a).

Din cele trei diagrame din figura 5 rezultă că și fisurile *bc* ale structurilor hercinice se reflectă în infrastructura baicaliană, atât în rocile granitoide cât și în șisturile cristaline, formând maximele M_4 .

Structura primară a granitoidelor este influențată de mișcările hercinice care determină în masa corpului procese de laminare și metamorfism. Acestea sunt mai puternice în zonele axiale ale structurilor sinclinale hercinice, în timp ce în zonele axiale anticlinale granitoidele sunt adesea neafectate de laminare, prezintând uneori numai o structură cataclastică, cu adaptarea mineralelor la condițiile de temperatură mai scăzută, în ale cărei fisuri se formează uneori stilpnomelan.

2. Petrografia rocilor granitoide. Plutonul granitoid este alcătuit din diorite cuarțifere, granodiorite și granite, străbătute de filoane de leucogranite și de porfire granitice.

2.1. Dioritele cuarțifere, care formează un facies mai bazic al plutonului, se întâlnesc în două zone mai largi. Una din zone se găsește în valea Latoriuța, iar cealaltă este situată în aria vîrfului Parîngu, unde dioritele formează o bandă situată la contactul cu amfibolitele seriei de Drăgșan. În această ultimă zonă structura rocilor este heterogenă, în ea găsindu-se împreună diorite cuarțifere și granodiorite care nu se pot separa cartografic.

Dioritele cuarțifere sunt roci de culoare slab cenușie-verzuie, cu granulație în general mai fină și cu textură masivă sau slab gnaisică. Aceste roci sunt alcătuite predominant din plagioclaz (50-80 %), hornblendă (1-18 %), biotit (2-22 %), cuart (16-38 %), uneori și puțin feldspat potasic ce nu depășește 5 % din volum. Pe diagramea QAP (S t r e c k e i s e n, 1967), rocile se proiectează în majoritate către partea inferioară a cîmpului dioritelor cuarțifere (fig. 6).

Plagioclazul (An_{27-40}) se prezintă de regulă în cristale hipidiomorfe, dar cristalele de dimensiuni mai mari tend să devină idiomorfe. El prezintă



macle după legea albit și albit-Karlsbad și este de obicei alterat în condițiile procesului de autometamorfism, cristalele fiind împănate cu un amestec de zoizit și sericit care formează o masă tulbure, asociată cu albit. Amfibolul este reprezentat printr-o hornblendă comună cu următoarele proprietăți : Ng = verde-bruniu, Nm = brun-verzui, Np = galben ; cNg =

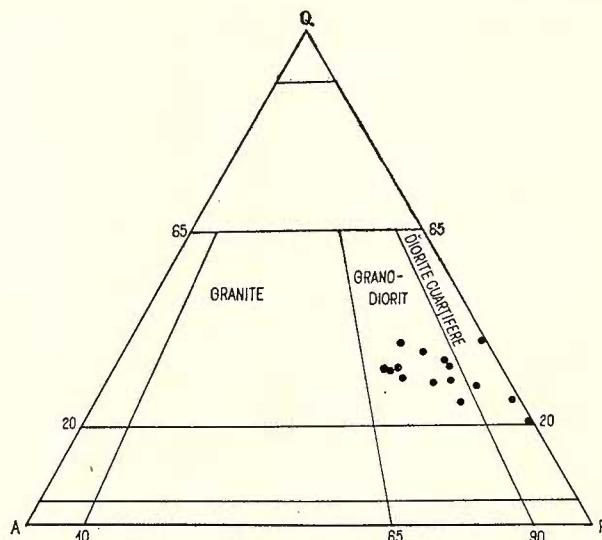


Fig. 6. — Diagrama QAP.
QAP Diagram.

22-24°. Aceasta este uneori înlocuită de un amfibol secundar cu unghiul de extincție cuprins între 17° și 18°. Biotitul se întâlnește rareori proaspăt. El se transformă spre margini într-o mică albă, iar la interior prezintă separații de sagenit și de granule fine de oxizi de fier; într-un stadiu mai avansat de alterare el se transformă în clorit. Cuarțul și feldspatul potasic apar în cristale xenomorfe. Ca minerale accesoria se întâlnesc titanit în cristale idiomorfe sau cu contur neregulat, ortit, zircon inclus în biotit și rar magnetit.

2.2. Rocile predominante în masiv sunt reprezentate prin g r a n o d i o r i t e și g r a n i t e, care se prezintă în două varietăți și anume, echigranulare și porfirice. Prima varietate se întâlnește de obicei în zona axială a plutonului, iar cea de-a doua apare de preferință în flancurile sale. Granitoïdele porfirice din masiv sunt extinse pe suprafețe mai largi decât cele din corporile granitoide sincinematice din sudul autohtonului danubian, particularitate ce le apropiie mult de granitoïdele tardeorogene din această unitate structurală. Granodioritele prezintă următoarea compoziție mineralologică (tab. 1).

Pe diagrama Q A P (fig. 6) toate rocile din această grupă se concentrează în partea inferioară a cîmpului granodioritelor, în domeniul rocilor cu cuarț mai puțin.

Cuarțul formează granule xenomorfe cu dimensiuni variabile, de obicei cu extincție ondulatorie și de multe ori el este recristalizat. În granulele de cuarț se recunosc uneori planele lui Böhm și se remarcă faptul că incluziunile fine din aceste granule sunt dispuse în șiruri paralele între ele. În unele cazuri se observă asociații granulare fine, uneori cu aspect de filonașe, formate din cuarț și albit, în care cuarțul nu prezintă o extincție rulantă evidentă.

TABELUL 1
Compoziția modală a granodioritelor

| Minerale componentă | Conținut % |
|---------------------|-------------|
| Cuarț | 16,5 – 33,7 |
| Plagioclaz | 42,9 – 64,3 |
| Feldspat potasic | 5,0 – 18,1 |
| Biotit | 0 – 22,6 |
| Hornblendă | 0 – 18,2 |
| Minerale accesoria | 0,1 – 1 |
| Minerale secundare | 0,1 – 8,3 |

Plagioclazul (An_{20-30}) este hipidiomorf, mai rar xenomorf și prezintă macle polisintetice care pot fi recunoscute și în cazul unei alterări incipiente a mineralului. Uneori se observă o structură zonară. Cristalele de plagioclaz prezintă adesea tendința de a se orienta paralel cu textura gnaissică primară. Uneori se întâlnesc granodiorite ce fac tranziția spre diorite și în acest caz plagioclazul prezintă un conținut de anortit mai ridicat de 30 %. Prin alterare, în aceste roci se formează pistașit.

Feldspatul potasic se prezintă fie în granule xenomorfe, situate în interstițiile cristalelor de plagioclaz și cuarț, fie în megacristale hipidiomorfe sau idiomorfe. El poate fi reprezentat prin ortoclaz ($-2V = 50^\circ$) în cazul cristalelor xenomorfe și mai rar în cazul megacristalelor; prin microclin cu structură caracteristică, situație predominantă în cazul megacristalelor; prin izoortoclaz ($+2V = 80-88^\circ$) numai în cazul megacristalelor. Prezența ultimei varietăți de feldspat potasic în granitoidele din autohtonul danubian a fost semnalată de Pavellescu (1968).

Structura feldspatului potasic este pertitică sau microclinpertitică. Uneori se observă două moduri de aşezare a albitului de exoluție din pertite și anume, paralel cu alungirea cristalelor și perpendicular pe această direcție; în ultimul caz exoluțiile de albit prezintă dimensiunile cele mai reduse, situație semnalată și de Töger (1969). Incluziunile de biotit și de cristale fine de plagioclaz în megacristalele de feldspat potasic se dispun de regulă paralel cu fețele cristalografice. De obicei feldspatul potasic este proaspăt și numai în cazuri rare el este slab afectat de procese de sericitizare.

Hornblenda verde comună din granodiorite, ca și biotitul, suferă transformări autometamorfice, ultimul mineral fiind frecvent cloritizat.

Mineralele accesori sînt reprezentate prin: titanit, ortit în cristale idiomorfe și cu structură zonară, înconjurate de o aureolă de pistătit, zircon inclus în biotit și avînd în jurul său o aureolă pleocroică și rar prin apatit.

În masa granodioritelor se formează neregulat separații cu compoziție granitică, mai bogate în cuart și în care raportul feldspat potasic : plagioclaz crește în favoarea primului.

2.3. *L e u c o g r a n i t e l e* sunt roci de obicei filoniene, care străbat atât dioritele cuarțifere, cât și granodioritele. Ele apar mai frecvent în valea Latorița, în aval de barajul Petrimanu, respectiv la nivelele mai profunde ale plutonului. Acestea sunt roci echigranulare, fin cristalizate, cu aspect aplitic, alcătuite din cuart, feldspat potasic și plagioclaz, minerale afectate adesea de procese de autometamorfism.

2.4. *P o r f i r e l e g r a n o d i o r i t i c e* se întâlnesc în șaua Urdele, unde apar sub formă de filoane care străbat plutonul granitoid perpendicular pe axul acestuia, fiind localizate pe fisuri *ac*. Aceste roci cu structură porfirică constau dintr-o masă fundamentală cu granulație fină, formată din cuart, feldspați alterați în sericit și zoizit, biotit cu separații de sagenit și în parte cloritizat, hornblendă verde și minerale accesori. În această masă fundamentală șistoasă, afectată de mișcările hercinice, se observă fenocristale de cuart deformate și în parte recristalizate, ca și granulele de cuart din masa fundamentală.

2.5. *G r a n i t e l e p e g m a t o i d e* se întâlnesc în asociatie cu porfirele dioritice din șaua Urdele. Acestea sunt roci filoniene cu granulație mai mare decît a granodioritelor normale. Ele constau din cuart parțial recristalizat, feldspat potasic, adesea cu structura microclinului, plagioclaz alterat și biotit cu separații de sagenit și parțial cloritizat. Mineralele accesori sunt reprezentate prin cristale de titanit, apatit și ortit brun, rar zircon.

2.6. Pe valea Latorița, în aval de barajul Galbenu, se găsește un filon subțire (0,5-2 m grosime) de *l a m p r o f i r p u t e r n i c a l t e r a t*, care este localizat pe un plan paralel cu fisurile *ac*.

2.7. *F i l o a n e d e c u a r ț* se întâlnesc rar în acest pluton. Acestea au grosimi reduse și sunt constituite din cuart asociat uneori cu puțin feldspat și cu clorit.

De remarcat este faptul că, în comparație cu corpurile granitoide din partea de sud a autohtonului danubian, plutonul de Parîng prezintă puține roci filoniene. Această particularitate s-ar putea explica prin aceea că, numai partea superioară a plutonului este scoasă la zi prin eroziune, în timp ce celealte corpuri granitoide au fost erodate pînă la nivele mult mai profunde.

Efectele mișcărilor hercinice asupra rocilor granitoide

Sub influența mișcărilor hercinice, rocile granitoide suferă o serie de transformări structural-texturale și mineralogice.

Textura rocilor se modifică pe măsura intensificării proceselor de deformare. În acest proces se recunoaște o reașezare gradată a mineralelor de la o textură cataclastică-milonitică, însotită de recristalizări mai mult sau mai puțin intense, pînă la o textură șistoasă-filonitică. Paralel cu această deformare, mineralele primare recristalizează în produse secundare, care se orientează succesiv paralel cu planele de foliație hercincice. Astfel,

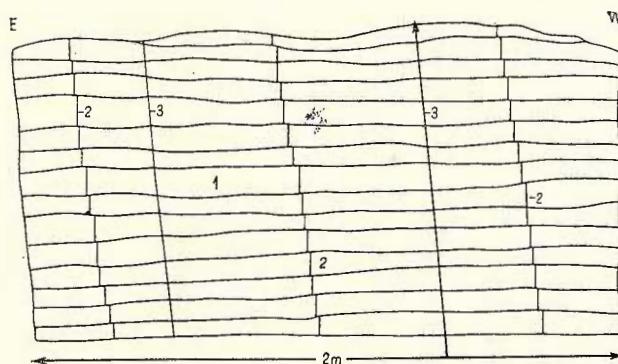


Fig. 7. — Granitoide laminate (1) de pe valea Latorița, cu fisuri baicaliene sudate (2) și fisuri hercincice deschise (3).

Laminated granitoids (1) from Latorița Valley with welded Baikalian fissures (2) and open Hercynian fissures (3).

feldspații se transformă într-o masă epidot-sericit-albitică orientată, ce se separă în forme lenticulare sau în benzi paralele sau subparalele între ele.

Feldspatul potasic sub formă de megacristale este în general mai rezistent la aceste deformări și numai în cazuri de filonitzare intensă trece prin următoarele stadii de transformare. La început apare o deformare a structurii cristalelor care prezintă extincție neregulată; urmează cataclazarea și apoi transformarea lor în sericit orientat paralel cu planele de foliație. Pe fisurile cristalelor de feldspat potasic cataclazate se formează uneori un agregat fin de albit, cuarț, epidot și sericit.

Mineralele melanocrate ca hornblenda și biotitul sunt de asemenea transformate în actinolit, respectiv în clorit, uneori și stilpnومelan, minerale care se orientează de asemenea în planele foliației hercincice S_1 și S_3 .

În rocile puternic metamorfozate, transformate în ortosisturi sericito-cloritoase, cum sunt cele de pe valea Latoriței, se observă că fisurile prehercincice au fost sudate în timpul metamorfismului hercinic și umplute cu clorit; ulterior se formează fisuri paleozoice deschise (fig. 7). Pe aceste fisuri hercincice se depun uneori filoane de cuarț, rezultat în urma metamorfismului rocilor granitoidi, care se asociază cu clorit.

Petrochimia rocilor granitoidi

Asupra chimismului rocilor din plutonul granitoid de Parîng au fost publicate pînă în prezent puține date. Acestea se datorează lui Paliu c

TABELUL 2

Compoziția chimică a rocilor granitoide

| Nr. crt. | Nr. probei | Localizare | Tipul de rocă | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | CO ₂ | S | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | Total | |
|----------|------------|-------------------|------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|-------------------------------|-------------------------------|--------|--------|
| 1 | 54 | Valea Lătorița | Diorit cuartifer | 59,03 | 17,40 | 1,79 | 3,47 | 0,10 | 3,30 | 4,86 | 2,76 | 3,99 | 0,92 | 0,32 | 0,20 | — | 2,09 | — | 100,23 | |
| 2 | 47 | Valea Lătorița | Granodiorit | 61,27 | 17,40 | 1,18 | 4,60 | 0,11 | 2,71 | 3,79 | 2,70 | 0,95 | 0,36 | urme | 1,33 | — | 99,97 | — | 99,97 | |
| 3 | 915 | Valea Lătorița | Granodiorit | 61,96 | 16,53 | 2,22 | 2,84 | 0,12 | 1,70 | 4,97 | 3,88 | 0,70 | 0,28 | urme | 1,43 | 0,14 | 99,91 | — | 99,91 | |
| 4 | 34 | Valea Lătorița | Granodiorit | 62,25 | 16,77 | 1,56 | 3,00 | 0,09 | 2,64 | 4,46 | 3,93 | 0,77 | 0,29 | 0,35 | urme | 1,45 | — | 100,19 | — | 100,19 |
| 5 | 57 | Valea Lătorița | Granit porfiric | 64,03 | 14,80 | 1,21 | 1,61 | 0,07 | 1,16 | 5,11 | 3,59 | 4,03 | 0,42 | 0,14 | 3,06 | — | 0,90 | — | 100,13 | |
| 6 | 62 | Valea Lătorița | Porfir granodioritic laminat | 64,83 | 16,65 | 1,67 | 3,04 | 0,08 | 2,06 | 1,04 | 0,51 | 6,11 | 0,62 | 0,32 | 0,10 | — | 2,61 | — | 99,64 | |
| 7 | 1460 | Izvorul Călcescu | Granodiorit porfiric | 65,48 | 16,52 | 1,54 | 2,35 | 0,07 | 1,83 | 2,71 | 3,59 | 3,78 | 0,63 | 0,30 | — | urme | 1,38 | — | 100,18 | |
| 8 | 1492 | Lacul Călcescu | Granodiorit | 66,43 | 17,08 | 1,32 | 1,71 | 0,07 | 1,48 | 3,37 | 3,42 | 3,76 | 0,47 | 0,19 | — | urme | 1,12 | — | 100,42 | |
| 9 | 1423 | Circul Urdele | Granit | 66,54 | 16,21 | 1,82 | 1,74 | 0,07 | 1,67 | 2,62 | 3,31 | 4,04 | 0,59 | — | urme | 1,45 | — | 100,28 | | |
| 10 | 1496 | Izvorul Lotrului | Granodiorit porfiric | 66,78 | 16,24 | 1,41 | 1,81 | 0,06 | 1,52 | 3,24 | 3,62 | 3,42 | 0,53 | 0,20 | — | urme | 1,35 | — | 100,18 | |
| 11 | 16 | Vîrful Urdele | Granodiorit porfiric | 66,89 | 16,07 | 0,74 | 2,48 | 0,07 | 1,68 | 2,93 | 3,47 | 3,83 | 0,52 | 0,18 | — | urme | 1,36 | — | 100,22 | |
| 12 | 51 | Valea Lătorița | Granit | 66,96 | 16,17 | 1,40 | 1,80 | 0,06 | 1,32 | 3,11 | 3,39 | 3,91 | 0,52 | 0,19 | urme | 0,98 | — | 100,00 | | |
| 13 | 37 | Valea Lătorița | Granit porfiric | 67,42 | 16,05 | 1,36 | 1,67 | 0,06 | 1,32 | 2,89 | 3,87 | 3,69 | 0,48 | 0,18 | 0,30 | — | 0,86 | — | 100,15 | |
| 14 | 899 | Valea Lătorița | Granit porfiric | 67,67 | 15,62 | 1,50 | 1,70 | 0,08 | 1,15 | 2,45 | 3,88 | 4,24 | 0,42 | 0,07 | — | 0,09 | 1,31 | 0,15 | 100,33 | |
| 15 | 39 | Valea Lătorița | Granit porfiric | 67,80 | 15,76 | 1,16 | 1,16 | 0,06 | 1,21 | 3,00 | 3,72 | 4,66 | 0,49 | 0,17 | 0,48 | urme | 0,66 | — | 100,05 | |
| 16 | 1466 | Valea Jiețului | Granit porfiric | 68,12 | 15,35 | 1,10 | 1,80 | 0,05 | 1,28 | 2,56 | 3,48 | 4,08 | 0,44 | 0,16 | — | urme | 1,13 | — | 99,55 | |
| 17 | 1380 | Valea Lătorița | Granit porfiric | 68,32 | 15,42 | 1,03 | 1,84 | 0,05 | 1,20 | 2,89 | 3,28 | 4,17 | 0,45 | 0,16 | — | urme | 1,20 | — | 100,01 | |
| 18 | 1477 | Saua Urdele-Mohor | Granit porfiric | 68,91 | 14,92 | 1,18 | 1,46 | 0,05 | 1,49 | 2,68 | 3,49 | 3,81 | 0,42 | 0,16 | — | urme | 1,10 | — | 99,67 | |
| 19 | 965 | Valea Rudăreasa | Granit | 69,20 | 14,42 | 2,86 | 0,28 | 0,08 | 0,55 | 2,87 | 2,80 | 4,72 | 0,42 | 0,07 | — | urme | 1,60 | urme | 99,87 | |
| 20 | 36 | Valea Lătorița | Granit porfiric | 69,55 | 15,18 | 1,10 | 1,41 | 0,04 | 0,98 | 1,64 | 3,40 | 4,89 | 0,35 | 0,15 | urme | — | 1,15 | — | 99,84 | |
| 21 | 70 | Vîrful Stevia | Granit | 69,89 | 15,29 | 0,94 | 1,25 | 0,05 | 1,34 | 2,11 | 4,82 | 5,00 | 0,32 | 0,10 | — | urme | 1,36 | — | 99,97 | |
| 22 | 1393 | Muntinu Mare | Granit porfiric | 70,14 | 14,66 | 1,30 | 1,32 | 0,05 | 1,05 | 2,13 | 3,47 | 4,42 | 0,38 | 0,13 | — | urme | 1,10 | — | 100,15 | |
| 23 | 1441 | Saua Urdele | Granit | 70,17 | 15,24 | 1,28 | 1,32 | 0,05 | 1,01 | 2,34 | 3,26 | 4,11 | 0,41 | 0,13 | — | urme | 1,12 | — | 100,44 | |
| 24 | 1468 | Izvorul Jiețului | Granit porfiric | 70,25 | 15,41 | 0,76 | 1,34 | 0,04 | 1,16 | 2,20 | 3,60 | 3,74 | 0,33 | 0,12 | — | urme | 1,22 | — | 100,17 | |
| 25 | 879 | Valea Lătorița | Granit | 71,14 | 14,16 | 1,56 | 0,92 | 0,09 | 1,20 | 2,38 | 3,26 | 3,85 | 0,15 | 0,03 | urme | 1,21 | urme | 99,95 | — | 99,95 |
| 26 | 874 | Valea Lătorița | Granit | 72,12 | 14,93 | 1,19 | 0,63 | 0,09 | 0,40 | 2,17 | 3,50 | 3,25 | 0,20 | urme | 0,07 | 1,00 | urme | 99,55 | — | 99,55 |
| 27 | 63 | Valea Lătorița | Granit porfiric laminat | 73,87 | 14,98 | 0,66 | 0,52 | 0,03 | 0,67 | 1,21 | 5,03 | 2,02 | 0,14 | 0,05 | — | 0,98 | — | 100,16 | — | 100,16 |
| 28 | 64 | Valea Lătorița | Granit leucoctat laminat | 74,09 | 15,09 | 0,47 | 0,52 | 0,03 | 0,34 | 1,04 | 3,49 | 4,39 | 0,98 | 0,05 | — | 0,03 | 0,79 | — | 100,41 | |
| 29 | 50 | Valea Lătorița | Granit pegmatoid | 74,57 | 14,16 | 0,43 | 0,47 | 0,02 | 0,38 | 0,97 | 4,40 | 4,28 | 0,13 | 0,04 | — | 0,31 | — | — | 100,16 | |

Probelle nr. 915, 899, 965, 979 și 874 au fost analizate de S u z i I l i e s c u ; celelalte 24 de probe au fost analizate de C e cilia V a s i l i u .



(1937), care arată că rocile intrusive cu compoziție preponderent granodioritică au rezultat dintr-o magmă calco-alcalină. Lucările aflate în manuscris ale unor cercetători mai recenti¹⁰ cuprind de asemenea unele date asupra chimismului rocilor granitoide. Cercetările noastre au cuprins toate tipurile de roci principale din regiune, ca diorite cuarțifere, granodiorite, granite și granite pegmatoide, ale căror analize sunt redate în tabelul 2. Din datele obținute se constată că conținuturile de oxizi din aceste roci variază în următoarele limite (tab. 3).

TABELUL 3
Variatia oxizilor din rocile granitoide

| Oxizi | Limite % |
|-------------------------|-------------|
| SiO_2 | 59,03—74,57 |
| Al_2O_3 | 14,16—17,40 |
| Fe_2O_3 | 0,43— 2,86 |
| FeO | 0,28— 4,60 |
| MgO | 0,34— 3,30 |
| CaO | 0,97— 5,11 |
| Na_2O | 2,76— 5,03 |
| K_2O | 2,02— 4,89 |
| TiO_2 | 0,08— 0,95 |
| P_2O_5 | urme—0,36 |

După cum rezultă din tabelul 3, conținuturile de SiO_2 încadrează rocile în domeniile cuprinse între familia dioritelor și cea a granitelor leucocrate. Proba 62 prezintă unele anomalii de compoziție, care se reflectă în conținuturile scăzute de CaO și ridicate de K_2O , precum și conținuturi relativ mărite de FeO și MgO . Această rocă a rezultat probabil în urma unor procese de contaminare a magmei acide.

Din compoziția normată a rocilor (tab. 4), calculată din analizele chimice, se pot trage unele concluzii cu privire la variația componenților virtuali ai acestor granitoide. Astfel, cuartul normativ variază între 11,82% în dioritele cuarțifere și 34,02% în granite.

Variația componenților virtuali ai feldspațiilor prezintă de asemenea o serie de particularități. Se constată că componentul *or* prezintă valori mai reduse în granodiorite și mai ridicate în granite; remarcăm totuși că în cuprinsul aceleiași grupe de roci există unele anomalii, cum este de exemplu proba 63 din grupa granitelor cu numai 11,68% ortoză, dar care conține în schimb 42,44% albit, ceea ce indică un proces de albitizare, precum și dioritul cuarțifer, în care conținutul virtual de ortoză este asemănător cu cel din granite.

Componentul *ab*, cu excepția probelor 62 și 63 care prezintă deosebir mai pronunțate, în celelalte roci variază în limite normale și anume, de la

¹⁰ *Op. cit.* pet. 2.

TABELUL 4

Compozitia normală (C.I.P.W.) a rocilor granitoide

| Nr. crt. | Nr. probei | qu | or | ab | an | di | hy | e | ap | cc | il | mt | hm | pr | Q | Or | Ab | Indice de alcalinitate | $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ | $\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$ |
|----------|------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------------------------|--|---------------------------------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 54 | 11,82 | 23,91 | 23,58 | 20,85 | — | 11,63 | 0,82 | 0,50 | 0,67 | 0,50 | 1,82 | 2,55 | — | — | 19,9 | 40,3 | 3,98 | 1,66 | 0,46 |
| 2 | 47 | 16,08 | 23,91 | 16,12 | 30,39 | — | 12,90 | 2,65 | 1,01 | — | 0,60 | 1,82 | 1,62 | — | — | 25,7 | 25,8 | 48,5 | 1,84 | 0,22 |
| 3 | 915 | 15,24 | 17,79 | 33,01 | 18,63 | 2,94 | 5,28 | — | 0,34 | 0,60 | 1,37 | 3,25 | — | — | — | 23,1 | 26,9 | 50,0 | 1,94 | 0,95 |
| 4 | 34 | 16,32 | 15,57 | 33,01 | 18,07 | — | 9,54 | 0,92 | 0,67 | 0,80 | 1,51 | 2,32 | — | — | — | 29,8 | 30,9 | 39,3 | 2,13 | 0,73 |
| 5 | 57 | 23,10 | 23,91 | 30,39 | 5,00 | — | 2,65 | 3,34 | 7,00 | 0,76 | 1,86 | — | — | — | 44,8 | 49,5 | 5,7 | 2,20 | 0,48 | |
| 6 | 62 | 32,70 | 36,14 | 4,19 | 2,78 | — | 8,40 | 8,16 | 0,67 | 0,20 | 1,22 | 2,32 | — | — | — | 29,0 | 30,0 | 41,0 | 2,02 | 0,61 |
| 7 | 1460 | 21,54 | 22,24 | 30,39 | 11,40 | — | 6,61 | 2,35 | 0,67 | — | 1,22 | 2,32 | — | — | — | 30,5 | 30,3 | 39,2 | 2,01 | 0,73 |
| 8 | 1492 | 22,44 | 22,24 | 28,82 | 15,85 | — | 5,15 | 1,63 | 0,34 | — | 0,91 | 1,86 | — | — | — | 31,9 | 31,5 | 36,6 | 2,01 | 0,65 |
| 9 | 1423 | 24,24 | 23,91 | 27,77 | 11,12 | — | 5,02 | 2,35 | 0,67 | — | 1,06 | 2,55 | — | — | — | 31,7 | 27,1 | 41,2 | 2,13 | 0,59 |
| 10 | 1496 | 23,40 | 20,02 | 30,39 | 15,29 | — | 5,17 | 1,02 | 0,34 | — | 1,06 | 2,09 | — | — | — | 29,8 | 30,7 | 39,5 | 2,15 | 0,66 |
| 11 | 16 | 22,08 | 22,80 | 29,34 | 13,62 | — | 7,37 | 1,22 | 0,34 | — | 1,06 | 1,16 | — | — | — | 31,2 | 30,8 | 38,0 | 2,08 | 0,83 |
| 12 | 51 | 23,64 | 23,35 | 28,82 | 13,34 | — | 4,62 | 1,43 | 0,34 | 0,40 | 1,06 | 2,09 | — | — | — | 30,2 | 30,2 | 38,0 | 0,72 | 0,76 |
| 13 | 37 | 23,46 | 21,68 | 32,49 | 11,68 | — | 4,49 | 1,43 | 0,34 | 0,70 | 0,91 | 2,09 | — | — | — | 27,9 | 41,9 | 2,33 | 0,78 | 0,70 |
| 14 | 899 | 21,06 | 25,02 | 33,01 | 12,23 | — | 4,35 | 0,10 | — | — | 0,76 | 2,09 | — | 0,18 | — | 26,6 | 31,6 | 41,8 | 2,51 | 0,59 |
| 15 | 39 | 25,50 | 21,68 | 31,44 | 11,12 | — | 3,00 | 1,73 | 0,34 | 1,10 | 0,91 | 2,55 | — | — | — | 32,4 | 27,6 | 40,0 | 2,28 | 1,38 |
| 16 | 1466 | 24,54 | 23,91 | 29,34 | 11,95 | — | 4,92 | 0,92 | 0,34 | — | 0,91 | 1,62 | — | — | — | 31,6 | 30,7 | 37,7 | 2,27 | 0,56 |
| 17 | 1380 | 24,78 | 24,96 | 27,77 | 13,95 | — | 4,98 | 0,51 | 0,34 | — | 0,91 | 1,39 | — | — | — | 32,2 | 31,8 | 36,0 | 2,12 | 0,46 |
| 18 | 1477 | 26,10 | 22,24 | 29,34 | 12,51 | — | 4,89 | 0,51 | 0,34 | — | 0,76 | 1,62 | — | — | — | 33,6 | 28,6 | 37,8 | 2,31 | 0,54 |
| 19 | 965 | 28,26 | 27,80 | 23,58 | 12,79 | 1,08 | 0,90 | — | — | — | 0,76 | — | — | — | — | 35,5 | 34,9 | 29,6 | 9,00 | 0,29 |
| 20 | 36 | 25,80 | 28,91 | 28,82 | 7,23 | — | 3,72 | 1,63 | 0,34 | — | 0,61 | 1,62 | — | — | — | 30,9 | 34,6 | 34,5 | 2,36 | 0,83 |
| 21 | 70 | 25,38 | 15,01 | 40,87 | 9,73 | — | 4,36 | 1,02 | 0,34 | — | 0,61 | 1,39 | — | — | — | 31,2 | 18,5 | 50,3 | 2,45 | 0,52 |
| 22 | 1393 | 26,88 | 26,13 | 29,34 | 9,73 | — | 3,39 | 0,61 | 0,34 | — | 0,76 | 1,86 | — | — | — | 32,7 | 31,7 | 35,6 | 2,41 | 0,89 |
| 23 | 1441 | 28,62 | 24,46 | 27,77 | 10,84 | — | 3,29 | 1,43 | 0,34 | — | 0,76 | 1,86 | — | — | — | 35,4 | 30,3 | 34,3 | 2,18 | 0,89 |
| 24 | 1468 | 28,20 | 22,24 | 30,39 | 10,01 | — | 4,35 | 1,73 | 0,34 | — | 0,61 | 1,16 | — | — | — | 34,9 | 27,5 | 37,6 | 2,38 | 0,53 |
| 25 | 879 | 30,24 | 22,80 | 27,77 | 11,68 | — | 3,26 | 0,31 | — | — | 0,30 | 2,32 | — | — | — | 37,4 | 28,2 | 34,4 | 2,30 | 0,43 |
| 26 | 874 | 34,02 | 19,46 | 29,34 | 10,84 | — | 1,00 | 1,63 | — | — | 0,46 | 1,62 | — | 0,12 | — | 41,1 | 23,5 | 35,4 | 2,30 | 1,56 |
| 27 | 63 | 33,36 | 11,68 | 42,44 | 6,12 | — | 1,83 | 2,35 | — | — | 0,30 | 0,93 | — | — | — | 38,1 | 13,4 | 48,5 | 2,54 | 1,14 |
| 28 | 64 | 34,02 | 26,13 | 29,34 | 5,28 | — | 1,20 | 2,65 | — | — | 0,15 | 0,70 | — | 0,06 | — | 38,0 | 29,2 | 32,8 | 0,86 | 0,88 |
| 29 | 50 | 30,06 | 25,02 | 37,20 | 4,73 | — | 1,16 | 0,61 | — | — | 0,30 | 0,70 | — | — | — | 32,6 | 27,1 | 40,3 | 3,69 | 0,78 |



Institutul Geologic al României

23,58 % pînă la 40,87 %. Anortitul prezintă valoarea cea mai ridicată în dioritul cuarțifer (20,85 %), iar în restul rocilor, cu excepția probei 62, el variază între 4,73 % în granitul pegmatoid și 18,63 % într-un granodiorit.

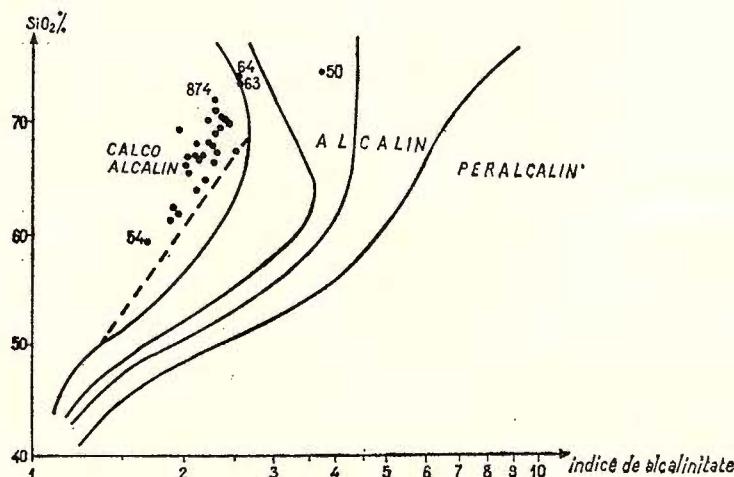


Fig. 8. – Distribuția rocilor granitoide pe diagrama de variație a raportului alcalinității.
Distribution of granitoid rocks on the variation diagram of alkalinity ratio.

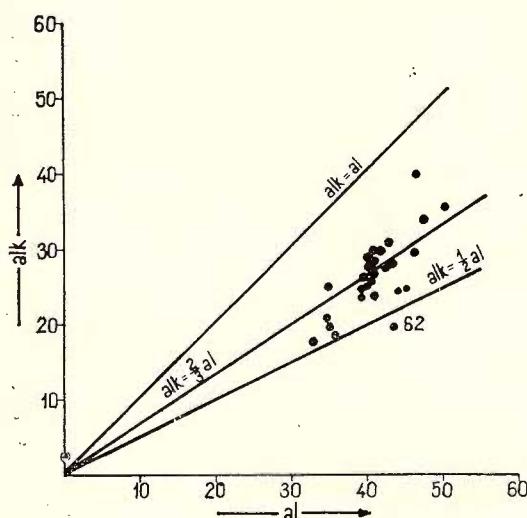


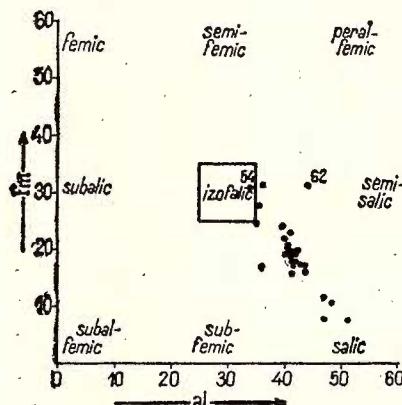
Fig. 9. – Diagrama $al : alk$.
 $al : alk$ Diagram.

Componenții normativi ai mineralelor mafitice variază în următoarele limite. Hiperstenul virtual este prezent în toate rocile, ca urmare a faptului că aceste roci conțin de regulă biotit și adesea hornblendă. Acest component crește pînă la 12,90 % în rocile mai bazice și scade pînă la 1,00 % în

granite. Corindonul normativ este prezent aproape în toate rocile, conținuturile sale fiind variabile în cuprinsul diferitelor grupe de roci.

Parametrii Niggli ai rocilor analizate (tab. 5) le repartizează la următoarele tipuri de magmă: cuarțdioritică, granodioritică, granodioritică-granitică, granitică, granitică-leucogranitică și leucogranitică. Aceste

Fig. 10. — Diagrama $al : fm$.
 $al : fm$ Diagram.



tipuri de magmă, precum și proiecția analizelor pe diagrama construită după modelul lui Wright (1969), arată că granitoidele din plutonul din munții Parîng corespund domeniului rocilor acide din seria calco-alcalină (fig. 8). Două granite laminate (probele 63 și 64) se proiectează la limita cîmpului alcalin, iar granitul pegmatoid (proba 50) se situează în cîmpul rocilor alcălino-

Diagrama $al : alk$ (fig. 9) scoate în evidență faptul că rocile granitoide prezintă o compoziție chimică apropiată, deoarece acestea se grupează în marea lor majoritate de o parte și de alta a limitei dintre cîmpul rocilor cu conținut intermediar și cel al rocilor cu conținut ridicat de alcălui. Cîteva roci numai se îndepărtează puțin de acest grup, cele mai bazice rămînînd în cîmpul cu conținut intermediar de alcălui, iar cele mai alcălino distribuindu-se în partea superioară a cîmpului bogat în alcălui.

Pe diagrama $al : fm$ (fig. 10) dioritul cuarțifer se proiectează la interiorul cîmpului izofalic, iar celelalte roci se distribuie între acest cîmp și cel salic, majoritatea lor grupîndu-se în lungul unei zone alungite. Din valorile parametrilor $al = 34,3$ și $fm = 30,9$ ai dioritului cuarțifer, rezultă că punctul de izofalie al seriei granitoide se situează la o valoare a parametrului și ceva mai mică de 200.

Caracterul calco-alcalin al rocilor din plutonul granitoid rezultă și din modul de distribuție a acestora în diagrama $k : mg$ (fig. 11), unde formează un cîmp restrîns, delimitat de diagonalele $0,7 k - 0,7 mg$ și $0,95 k$ și $0,95 mg$. Excepție fac cîteva roci care se îndepărtează de acest domeniu.

TABELUL 5
Valorile parametrilor Niggli

| Nr. crt. | Nr. probei | <i>si</i> | <i>al</i> | <i>fm</i> | <i>c</i> | <i>alk</i> | <i>k</i> | <i>mg</i> | <i>ti</i> | <i>p</i> | <i>w</i> | <i>qz</i> | <i>c/fm</i> | <i>Q</i> | <i>M</i> | <i>L</i> | Tipul de magnă |
|----------|------------|-----------|-----------|-----------|----------|------------|----------|-----------|-----------|----------|----------|-----------|-------------|----------|----------|----------|--------------------------|
| 1 | 54 | 197,28 | 34,26 | 30,91 | 17,39 | 17,44 | 0,49 | 0,53 | 2,31 | 0,45 | 0,31 | 27,52 | 0,56 | 41,83 | 14,13 | 44,04 | cuardioritică |
| 2 | 47 | 216,09 | 36,16 | 31,26 | 14,32 | 18,27 | 0,33 | 0,46 | 2,52 | 0,54 | 0,18 | 43,00 | 0,46 | 44,51 | 16,00 | 39,49 | granodioritică |
| 3 | 915 | 226,14 | 35,54 | 24,37 | 19,43 | 20,66 | 0,34 | 0,38 | 1,92 | 0,25 | 0,40 | 43,52 | 0,80 | 44,38 | 11,80 | 43,82 | granodioritică |
| 4 | 34 | 222,66 | 35,50 | 27,63 | 17,16 | 19,71 | 0,31 | 0,51 | 2,08 | 0,44 | 0,31 | 44,84 | 0,62 | 44,63 | 11,39 | 43,38 | granodioritică-granitică |
| 5 | 57 | 263,67 | 35,91 | 16,65 | 22,54 | 24,91 | 0,42 | 0,43 | 1,30 | 0,24 | 0,39 | 64,05 | 1,35 | 46,95 | 10,25 | 42,80 | granitică? |
| 6 | 62 | 291,40 | 44,09 | 31,17 | 5,01 | 19,73 | 0,89 | 0,44 | 2,09 | 0,61 | 0,32 | 112,47 | 0,16 | 53,85 | 18,24 | 27,90 | |
| 7 | 1460 | 268,01 | 39,84 | 24,18 | 11,88 | 24,10 | 0,41 | 0,46 | 1,94 | 0,52 | 0,36 | 71,60 | 0,49 | 48,38 | 11,25 | 40,37 | granodioritică-granitică |
| 8 | 1492 | 275,99 | 41,81 | 19,47 | 14,99 | 23,73 | 0,42 | 0,47 | 1,47 | 0,33 | 0,40 | 81,08 | 0,77 | 49,78 | 8,67 | 41,55 | granodioritică |
| 9 | 1423 | 283,03 | 40,62 | 22,84 | 11,94 | 24,60 | 0,45 | 0,46 | 1,89 | 0,40 | 0,47 | 84,63 | 0,52 | 49,91 | 10,21 | 39,88 | granitică |
| 10 | 1496 | 282,79 | 40,52 | 20,70 | 14,69 | 24,09 | 0,38 | 0,46 | 1,69 | 0,36 | 0,40 | 86,44 | 0,71 | 50,17 | 8,61 | 41,21 | granodioritică |
| 11 | 16 | 283,41 | 40,12 | 22,00 | 13,30 | 24,59 | 0,42 | 0,48 | 1,66 | 0,32 | 0,21 | 85,04 | 0,60 | 49,91 | 9,12 | 40,97 | granitică |
| 12 | 51 | 288,49 | 41,05 | 19,71 | 14,35 | 24,89 | 0,43 | 0,43 | 1,68 | 0,35 | 0,40 | 88,92 | 0,73 | 50,41 | 8,15 | 41,44 | granodioritică-granitică |
| 13 | 37 | 291,99 | 40,95 | 19,21 | 13,40 | 26,43 | 0,39 | 0,44 | 1,56 | 0,33 | 0,41 | 86,27 | 0,70 | 49,95 | 7,62 | 42,42 | granodioritică-granitică |
| 14 | 899 | 299,16 | 40,68 | 19,14 | 11,60 | 28,57 | 0,42 | 0,40 | 1,40 | 0,13 | 0,43 | 84,88 | 0,61 | 49,55 | 6,83 | 43,62 | granitică |
| 15 | 39 | 299,29 | 41,30 | 18,31 | 14,18 | 26,21 | 0,39 | 0,43 | 1,63 | 0,32 | 0,56 | 94,44 | 0,77 | 50,88 | 7,13 | 41,99 | granitică |
| 16 | 1466 | 309,07 | 41,03 | 19,43 | 12,44 | 27,10 | 0,44 | 0,45 | 1,50 | 0,31 | 0,35 | 100,67 | 0,64 | 51,40 | 7,47 | 41,13 | granitică |
| 17 | 1380 | 308,40 | 40,92 | 18,70 | 14,09 | 26,29 | 0,45 | 0,43 | 1,63 | 0,27 | 0,32 | 103,24 | 0,75 | 51,72 | 6,90 | 41,38 | granitică |
| 18 | 1477 | 315,50 | 40,25 | 20,01 | 13,14 | 26,60 | 0,42 | 0,51 | 1,45 | 0,31 | 0,41 | 109,08 | 0,66 | 52,23 | 7,26 | 40,51 | granitică |
| 19 | 965 | 336,50 | 41,31 | 15,91 | 14,95 | 27,83 | 0,53 | 0,25 | 1,54 | 0,14 | 0,88 | 125,19 | 0,94 | 53,67 | 5,45 | 40,87 | granitică-leucogranitică |
| 20 | 36 | 337,42 | 43,39 | 16,98 | 8,52 | 31,11 | 0,49 | 0,42 | 1,28 | 0,31 | 0,41 | 112,99 | 0,50 | 52,36 | 6,87 | 40,76 | granitică-leucogranitică |
| 21 | 70 | 327,77 | 42,25 | 17,78 | 10,60 | 29,38 | 0,25 | 0,53 | 1,13 | 0,20 | 0,39 | 110,26 | 0,60 | 52,22 | 6,61 | 41,18 | granitică-leucogranitică |
| 22 | 1393 | 337,43 | 41,55 | 17,74 | 10,97 | 29,73 | 0,46 | 0,42 | 1,37 | 0,26 | 0,46 | 118,50 | 0,62 | 52,86 | 6,22 | 40,92 | granitică-leucogranitică |
| 23 | 1441 | 336,10 | 43,01 | 17,31 | 12,00 | 27,68 | 0,45 | 0,42 | 1,48 | 0,26 | 0,46 | 125,38 | 0,69 | 53,88 | 6,86 | 39,26 | granitică-leucogranitică |
| 24 | 1468 | 338,36 | 43,73 | 16,64 | 11,35 | 28,29 | 0,41 | 0,50 | 1,19 | 0,24 | 0,33 | 125,22 | 0,68 | 53,88 | 6,76 | 39,36 | granitică-leucogranitică |
| 25 | 879 | 350,25 | 41,97 | 18,74 | 12,55 | 27,64 | 0,44 | 0,47 | 0,56 | 0,06 | 0,58 | 139,70 | 0,67 | 55,07 | 5,89 | 39,05 | granitică-leucogranitică |
| 26 | 874 | 386,13 | 47,10 | 11,21 | 12,44 | 29,25 | 0,38 | 0,28 | 0,80 | 0,00 | 0,60 | 169,13 | 1,11 | 57,65 | 4,57 | 37,78 | granitică-leucogranitică |
| 27 | 63 | 405,04 | 48,39 | 10,72 | 7,11 | 33,78 | 0,21 | 0,51 | 0,58 | 0,12 | 0,52 | 169,90 | 0,66 | 57,15 | 4,93 | 37,92 | leucogranitică |
| 28 | 64 | 423,25 | 50,79 | 7,54 | 6,36 | 35,31 | 0,45 | 0,38 | 0,34 | 0,12 | 0,43 | 182,02 | 0,84 | 57,97 | 4,34 | 37,68 | leucogranitică |
| 29 | 50 | 421,94 | 47,21 | 7,35 | 5,88 | 39,56 | 0,39 | 0,44 | 0,55 | 0,10 | 0,44 | 163,69 | 0,80 | 55,81 | 2,48 | 41,70 | leucogranitică |

Fig. 11. — Diagrama $k : mg.$
 $k : mg$ Diagram.

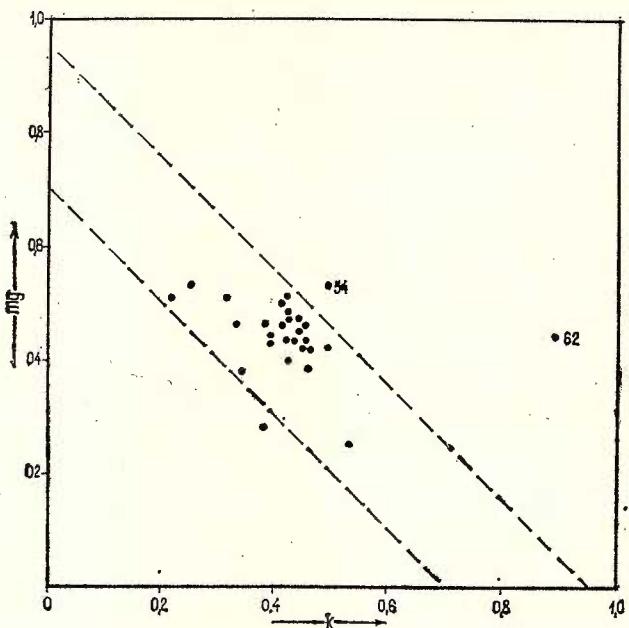
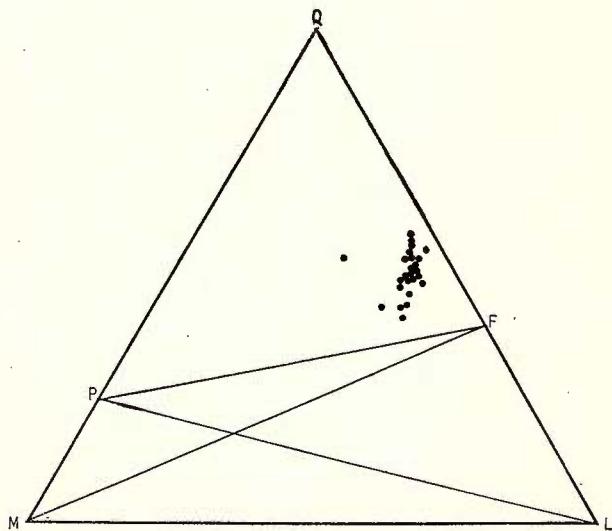


Fig. 12. — Diagrama $Q L M.$
 $Q L M$ Diagram.



În diagrama $Q\text{--}L\text{--}M$ (fig. 12) toate rocile granitoide se proiectează într-un cîmp alungit, situat deasupra liniei PF , avînd tendință de a se apropia de latura QL și vîrful Q , ceea ce indică o creștere treptată a acidității acestei serii de roci calco-alcaline, corespunzătoare unei diferențieri slabe a magmei primare granodioritice, spre diorite cuartifere în alt sens și spre leucogranite în alt sens.

Distribuția elementelor minore

Cercetări sistematice asupra elementelor minore din rocile granitoide din această regiune nu au fost întreprinse pînă în prezent. Pentru urmărirea distribuției acestor elemente au fost analizate toate tipurile principale de roci, reprezentate prin diorite cuartifere, granodiorite, granite și granite pegmatoide. În aceste roci au fost determinate prin spectrografie de emisie următoarele elemente minore: Pb, Cu, Ga, Sn, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb, La, Be, Zr, Ba, Sr și Li. Rezultatele determinărilor sunt prezentate în tabelul 6 pentru rocile analizate chimic în tabelul 2 și în tabelul 7 pentru alte 28 de probe de roci granitoide din regiune.

Conținuturile elementelor minore din probele analizate chimic au fost proiectate pe diagrame, în funcție de indicele de diferențiere $\left(\frac{1}{3}\text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ după Nockolds și Allen (1953, 1954, 1956).

Cu toate că pentru tipurile principale de roci indicele de diferențiere variază în limite restrînse (7,05-14,25), elementele minore prezintă în majoritatea cazurilor tendințe clare de variație. Astfel, Ni, Co, Cr, V și Sc, elemente asociate geochemic cu Fe și Mg, prezintă ca și acestea din urmă, curbe de variație descendente de la dioritele cuartifere spre granitele pegmatoide (fig. 13). Luînd în considerație toate determinările efectuate (57 probe) s-au construit diagramele de corelație între perechile de elemente minore: V—Sc, Ni—Co și V—Cr. În figura 14 este prezentată corelația V—Sc; se observă tendință de corelație pozitivă între aceste elemente, probele proiectindu-se la valori ale raportului V/Sc situate între 2 și 5.

Corelațiile pozitive Ni—Co și V—Cr existente în cazul altor masive granitoide studiate (Savu et al., 1972 b, 1973) sunt mai puțin evidente. În cazul perechii Ni—Co (fig. 15) numai 77% din probe s-au proiectat într-un cîmp restrîns de valori ale raportului Ni/Co cuprinse între 1 și 2, indicînd o corelație pozitivă, iar în cazul V—Cr 74% din probe se proiecteză în domeniul V/Cr = 2 și V/Cr = 4 (fig. 16).

Aceeași tendință de scădere spre termenii mai acizi o prezintă și Li, dar în acest caz, cîteva roci (34, 54, 57) cu valori mici ale indicelui de diferențiere se proiectează sub dreapta de variație.

Din grupa pămînturilor rare numai Y, Yb și La au conținuturi situate deasupra limitei de detecție a metodei spectrale de emisie directă, fără îmbogățire chimică.

Pentru Y și Yb (fig. 17) se observă tendință clară de scădere a conținuturilor lor odată cu creșterea valorii indicelui de diferențiere. În



TABELUL 6

Elementele minore (ppm) din rocile granitoide analizate chimic

| Nr. crt. | Nr. probei | Pb | Cu | Ga | Sn | Ni | Co | Cr | V | Sc | Y | Yb | La | Be | Zr | Ba | Sr | Li |
|-------------|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|----|
| 1 | 54 | 8 | 10 | 20 | 4 | 14 | 15 | 6,5 | 60 | 15 | 28 | 2,8 | 47 | 3 | 250 | 720 | 230 | 40 |
| 2 | 47 | 9 | 20 | 25 | 6 | 13 | 14 | 13 | 62 | 14 | 40 | 3,4 | 105 | 3,6 | 300 | 700 | 190 | 62 |
| 3 | 915 | 12 | 55 | 19 | 5 | 17 | 10 | 13 | 40 | 13 | 25 | 2,3 | 42 | 2,2 | 220 | 400 | 180 | 92 |
| 4 | 34 | 7 | 14 | 18 | 7,5 | 12 | 12 | 9 | 62 | 11 | 29 | 2,6 | 52 | 3,0 | 230 | 600 | 220 | 43 |
| 5 | 57 | 18 | 18 | 17 | 5,5 | 5,5 | 5 | 5,5 | 20 | 7,5 | 30 | 2,3 | 48 | 3,2 | 240 | 680 | 125 | 25 |
| 6 | 62 | 4 | 10 | 21 | 3,5 | 6,5 | 9 | 9 | 24 | 10 | 25 | 2,8 | 48 | 2,5 | 370 | 1700 | 120 | 42 |
| 7 | 1460 | 12 | 36 | 22 | 4 | 7 | 9,5 | 11 | 36 | 10 | 25 | 1,9 | 66 | 2,0 | 300 | 870 | 340 | 56 |
| 8 | 1492 | 20 | 26 | 22 | 3,5 | 8 | 6 | 8,5 | 21 | 9,5 | 19 | 2 | 62 | 2,4 | 240 | 760 | 330 | 39 |
| 9 | 1423 | 12 | 20 | 28 | 5,5 | 9,5 | 6 | 13 | 37 | 9 | 22 | 1,7 | 46 | 2,0 | 330 | 1150 | 420 | 46 |
| 10 | 1495 | 11 | 10 | 23 | 5 | 7,5 | 4 | 8,5 | 22 | 7,5 | 15 | 2 | 53 | 1,7 | 285 | 1000 | 550 | 42 |
| 11 | 16 | 12 | 19 | 20 | 3 | 5 | 5 | 6,5 | 11 | 17 | 5,5 | 1,9 | 68 | 1,9 | 240 | 400 | 400 | 56 |
| 12 | 51 | 13 | 12 | 18 | 4,5 | 6 | 5 | 10 | 27 | 6,5 | 24 | 1,7 | 57 | 2,8 | 155 | 930 | 210 | 65 |
| 13 | 37 | 17 | 21 | 20 | 6 | 6 | 5 | 9 | 28 | 8 | 22 | 1,7 | 54 | 3,4 | 180 | 860 | 190 | 52 |
| 14 | 899 | 21 | 19 | 5,5 | 10 | 5 | 17 | 21 | 6 | 17 | 1,6 | 44 | 3,3 | 235 | 780 | 230 | 40 | |
| 15 | 39 | 17 | 40 | 22 | 5,5 | 4 | 4,5 | 5 | 37 | 9,5 | 18 | 1,4 | 52 | 2,8 | 200 | 820 | 210 | 57 |
| 16 | 1466 | 15 | 14 | 25 | 4,5 | 7,5 | 5 | 9 | 27 | 7,5 | 18 | 1,2 | 62 | 2,0 | 240 | 1200 | 460 | 58 |
| 17 | 1380 | 14 | 53 | 20 | 3,5 | 7,5 | 6,5 | 8,5 | 24 | 8,5 | 21 | 1,6 | 62 | 2,6 | 220 | 800 | 330 | 53 |
| 18 | 1477 | 16 | 11 | 25 | 6 | 6 | 4 | 9 | 22 | 6 | 14 | 2 | <40 | 2,5 | 285 | 850 | 310 | 40 |
| 19 | 965 | 18 | 42 | 16 | 4 | 7 | 4 | 14 | 24 | 5 | 16 | 1,6 | 48 | 2,0 | 155 | 660 | 160 | 30 |
| 20 | 36 | 15 | 9,5 | 19 | 3 | 8 | 4 | 7 | 26 | 3,5 | 10 | 0,9 | 52 | 2,4 | 190 | 800 | 115 | 24 |
| 21 | 70 | 11 | 5 | 19 | 2,5 | 8,5 | 4,5 | 16 | 26 | 5 | 9,5 | 0,7 | 40 | 2,3 | 150 | 550 | 310 | 33 |
| 22 | 1393 | 18 | 25 | 22 | 4,5 | 8 | 4,5 | 9 | 25 | 7 | 16 | 1,4 | 40 | 2,3 | 240 | 950 | 360 | 13 |
| 23 | 1441 | 19 | 74 | 24 | 3 | 6,5 | 5 | 4 | 23 | 7 | 23 | 1,6 | 50 | 2,8 | 180 | 660 | 260 | 40 |
| 24 | 1468 | 12 | 11 | 19 | 3,5 | 5 | 4,5 | 6 | 19 | 6 | 17 | 1,3 | <40 | 1,7 | 200 | 620 | 270 | 47 |
| 25 | 879 | 5,5 | 29 | 18 | 1,5 | 6 | 2 | 4 | 9 | <3 | 11 | 0,6 | 40 | 2,0 | 120 | 900 | 340 | 42 |
| 26 | 874 | 11 | 32 | 19 | 3 | 4 | ≤2 | 3 | 7 | <3 | 7 | 0,5 | <40 | 1,7 | 90 | 1000 | 300 | 23 |
| 27 | 63 | 17 | 31 | 20 | 3 | 2 | 2 | 1,5 | 7 | <3 | 6 | 0,5 | <40 | 1,3 | 95 | 930 | 340 | 25 |
| 28 | 64 | 15 | 5,5 | 20 | 3 | <2 | <2 | 1 | 6,5 | <3 | 15 | 0,8 | <40 | 1,2 | 40 | 660 | 135 | 24 |
| 29 | 50 | 27 | 14 | 21 | 3,5 | 2 | 3 | 11 | 4,5 | 3 | 20 | 1,9 | <40 | 6,7 | 70 | 165 | 28 | 14 |



Institutul Geologic al României

TABELUL 7
Elementele minore (μpm) din rocile granitoidice

| Nr. crt. | Nr. probei | Localizare | Tipul de rocă | Pb | Cu | Ga | Sn | Ni | Co | Cr | V | Sc | Y | Yb | La | Be | Zr | Ba | Sr | Li | |
|----------|------------|--------------------------|----------------------|-----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|----|
| 1 | 52 | Valea Latorită | Granodiorit | 16 | 11 | 18 | 3,5 | 5 | 5 | 9 | 26 | 6 | 24 | 2,6 | 46 | 3,5 | 210 | 870 | 280 | 55 | |
| 2 | 41 | Valea Latorită | Granodiorit | 32 | 12 | 17 | 3 | 2,5 | 3 | 12 | 4,5 | 19 | 1,8 | 40 | 5,8 | 80 | 570 | 76 | 32 | | |
| 3 | 53 | Valea Latorită | Granodiorit | 13 | 22 | 20 | 3 | 6,5 | 5,5 | 12 | 28 | 7 | 20 | 1,6 | 58 | 2 | 250 | 680 | 330 | 47 | |
| 4 | 59 | Valea Latorită | Granodiorit | 10 | 19 | 20 | 2,5 | 6 | 4 | 42 | 8 | 15 | 1,6 | <40 | 1,5 | 155 | 650 | 460 | 22 | | |
| 5 | 1384 | Latorită Benghii | Granodiorit | 13 | 20 | 23 | 4,5 | 8,5 | 5 | 10 | 28 | 8 | 28 | 2,3 | 50 | 2,9 | 250 | 820 | 340 | 46 | |
| 6 | 1474 | Saua Gruiului | Granodiorit | 42 | 22 | 28 | 5,5 | 6,5 | 4,5 | 10 | 22 | 8 | 14 | 1,2 | 60 | 2,4 | 250 | 950 | 120 | 46 | |
| 7 | 8 | Urdele | Granodiorit | 12 | 50 | 18 | 4 | 6,5 | 7,5 | 18 | 32 | 6,5 | 25 | 2,1 | 75 | 3 | 260 | 1200 | 460 | 47 | |
| 8 | 49 | Valea Latorită | Granodiorit porfiric | 15 | 42 | 20 | 3,5 | 6,5 | 6 | 9 | 32 | 4,5 | 17 | 1,6 | 42 | 2,5 | 240 | 1200 | 360 | 56 | |
| 9 | 9 | Valea Latorită | Granodiorit porfiric | 15 | 21 | 20 | 6 | 7,5 | 6 | 12 | 25 | 9,5 | 31 | 2,5 | 46 | 2,9 | 230 | 720 | 140 | 55 | |
| 10 | 13 | Urdele | Granodiorit porfiric | 12 | 24 | 25 | 5 | 8 | 6 | 12 | 32 | 8,5 | 23 | 2,4 | 62 | 1,5 | 330 | 1100 | 420 | 53 | |
| 11 | 1366 | Valea Latorită | Granodiorit porfiric | 3 | 45 | 14 | 3 | 3,5 | 6 | 3 | 15 | 4 | 11 | 1,2 | <40 | 1,6 | 65 | 720 | 360 | 9 | |
| 12 | 1369 | Valea Latorită | Granodiorit porfiric | 15 | 15 | 22 | 4 | 7,5 | 5 | 10 | 32 | 8,5 | 18 | 2,3 | 57 | 2,2 | 270 | 930 | 300 | 43 | |
| 13 | 1458 | Coasta lui Rus | Granodiorit porfiric | 19 | 7 | 18 | 3 | 7 | 4 | 4,5 | 14 | 5 | 17 | 2,1 | 34 | 2,4 | 145 | 820 | 140 | 45 | |
| 14 | 1465 | Valea Jiețului | Granodiorit porfiric | 17 | 37 | 20 | 4,5 | 6 | 6 | 9 | 23 | 8 | 17 | 2,1 | 50 | 2,5 | 310 | 760 | 300 | 55 | |
| 15 | 1467 | Valea Jiețului | Granodiorit porfiric | 21 | 95 | 23 | 5,5 | 4 | 3 | 4,5 | 13 | 4,5 | 10 | 1,3 | <40 | 2 | 155 | 730 | 330 | 24 | |
| 16 | 1482 | Vîrful Mohoru | Granodiorit porfiric | 13 | 23 | 25 | 9 | 7,5 | 5 | 10 | 25 | 6 | 30 | 3,2 | 50 | 2,3 | 280 | 950 | 460 | 60 | |
| 17 | 1487 | Coasta Vîrfului Pietrii | Granodiorit porfiric | 12 | 78 | 21 | 3 | 7 | 5,5 | 8 | 19 | 7,5 | 15 | 2 | 42 | 2,5 | 270 | 1100 | 300 | 31 | |
| 18 | 1495 | Izvorul Lotrului | Granodiorit porfiric | 7 | 9 | 21 | 6,5 | 5 | 3 | 4 | 14 | 4 | 9 | 33 | 2,7 | 50 | 4,4 | 225 | 780 | 350 | 50 |
| 19 | 11 | Urdele | Porfir granodioritic | 16 | 19 | 23 | 6 | 4,5 | 6 | 3,5 | 36 | 9 | 33 | 0,6 | <40 | 1,7 | 60 | 1200 | 400 | 25 | |
| 20 | 65 | Valea Latorită | Granit | 7 | 19 | 17 | 1,5 | 4 | 2 | 1,5 | 7 | <3 | 8 | 0,6 | 48 | 2,6 | 130 | 700 | 220 | 33 | |
| 21 | 10 | Urdele | Granit | 22 | 9 | 16 | 5 | 2,5 | 2 | 2,5 | 7 | 3,5 | 18 | 1,6 | 48 | 2,6 | 130 | 700 | 220 | 33 | |
| 22 | 58 | Valea Latorită | Granit | 2 | 14 | 19 | 1,5 | 3 | 2,5 | 1,5 | 9 | <3 | 13 | 1,3 | <40 | 1,5 | 95 | 1400 | 160 | 14 | |
| 23 | 1483 | Vîrful Mohoru | Granit porfiric | 24 | 5 | 15 | 6 | 4 | <2 | 2 | 6 | 3 | 16 | 2,3 | 60 | 1,6 | 115 | 1400 | 240 | 13 | |
| 24 | 9 | Urdele | Porfir granitic | 25 | 7 | 19 | 3 | 2 | 3 | 1,5 | 5 | 3 | 13 | 1,5 | 42 | 2 | 120 | 850 | 190 | 30 | |
| 25 | 68 | Valea Latorită | Leucogranit | 3,5 | 14 | 20 | 1,5 | 3 | 2,5 | 2 | 8 | <3 | 12 | 1 | <40 | 2 | 155 | 1400 | 420 | 36 | |
| 26 | 1421 | Izvorul Latorită-Muntinu | Leucogranit | 9 | 7 | 16 | 3 | 10 | 2 | 5 | 12 | 3,5 | 16 | 2,3 | 50 | 2,5 | 110 | 830 | 130 | 6 | |
| 27 | 12 | Urdele | Granit pegmatoid | 32 | 37 | 20 | 4 | 2,5 | <2 | 2 | 8 | <3 | 8,5 | 1,9 | >40 | 3,6 | 60 | 140 | 110 | 9 | |
| 28 | 15 | Urdele | Granit pegmatoid | 23 | 30 | 21 | 3,5 | 3 | 4 | 2 | 13 | 4 | 18 | 2,1 | 48 | 3,7 | 175 | 700 | 410 | 32 | |

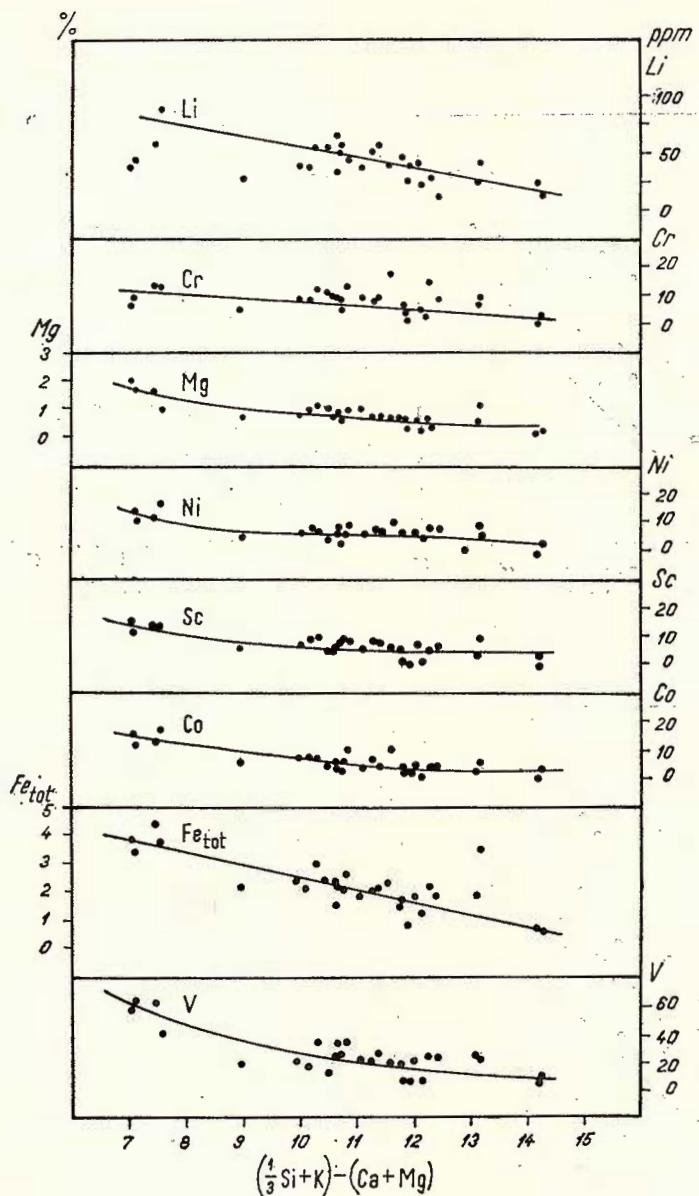


Fig. 13. — Diagrama de variație a Li, Cr, Mg, Ni, Sc, Co, Fe_{tot} și V.
Variation diagram of Li, Cr, Mg, Ni, Sc, Co, Fe_{tot}, V.

primii termeni ai seriei conținuturile de Y se situează la valori ce oscilează în jurul valorii de 30 ppm, scăzind apoi pînă la 6 ppm în unele tipuri de granite leucoorante. Iterbiul, care prezintă conținuturi în jur de 3 ppm în rocile cu valori mici ale indicelui de diferențiere, atinge 0,5 ppm în granitele

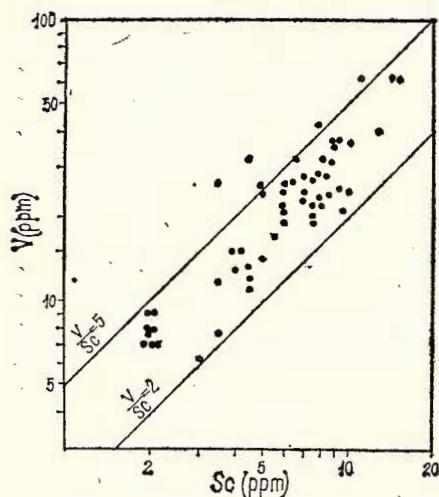


Fig. 14. — Corelația V—Sc.
V—Sc Correlation.

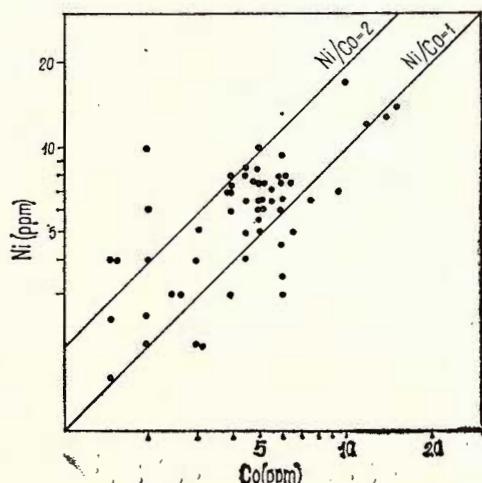


Fig. 15. — Corelația Ni—Co.
Ni—Co Correlation.

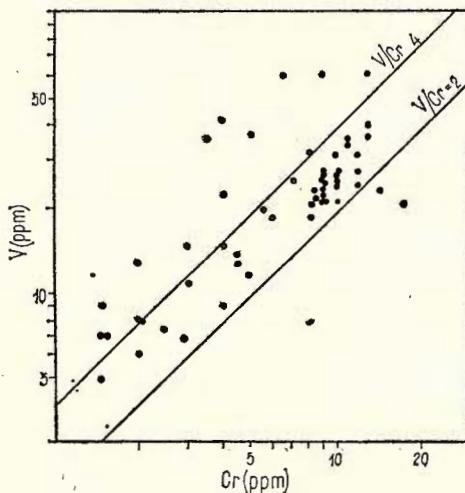


Fig. 16. — Corelația V—Cr.
V—Cr Correlation.

leucoorante. La valori mai ridicate de Y și Yb în raport cu curbele de variație, se situează granitul pegmatoid (proba 50) și proba 62, care și din punct de vedere chimic prezintă unele particularități semnalate în capitolul

anterior. Itriul și iterbiul reprezintă o pereche de elemente cu o corelație pozitivă clară (fig. 18), probele analizate proiectându-se între dreptele $\Sigma/Yb = 7$ și $\Sigma/Yb = 15$.

Lantanul manifestă o tendință mai slabă de scădere odată cu creșterea indicelui de diferențiere.

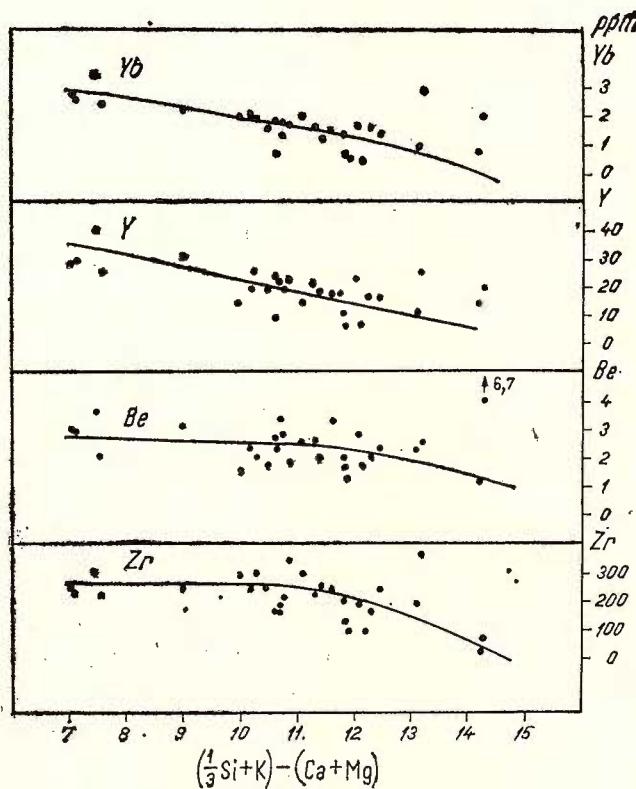


Fig. 17. — Diagrama de variație a Yb, Y, Be și Zr.
Variation diagram of Yb, Y, Be and Zr.

În general, valorile determinate de noi pentru pământurile rare se încadrează în limitele valorilor indicate pentru diferitele tipuri de granite de Haskin et al. (1966).

Curbele de variație ale Be și Zr sunt aproape paralele cu abscisa în cea mai mare parte a seriei de roci analizate, prezentind apoi scăderi în termenii finali. Se observă o împărțire mai mare a valorilor în comparație cu elementele minore discutate mai sus. Se remarcă de asemenea un conținut ridicat de Be (6,7 ppm) în granitul pegmatoid (proba 50) și cel mai mare conținut de Zr (370 ppm) din serie în proba 62. Între conținuturile

de Zr și cele de Ti există o corelație pozitivă (fig. 19), raportul Ti/Zr variind între 10 și 20.

În seria de roci analizate Ba și Sr prezintă valori dezordonate, neobservându-se nici o tendință de variație în funcție de valorile indicelui de diferențiere (fig. 20). De altfel și K prezintă același mod de comportare. Se observă conținuturi extrem de scăzute (165 ppm Ba și 28 ppm Sr) în granitul pegmatoid.

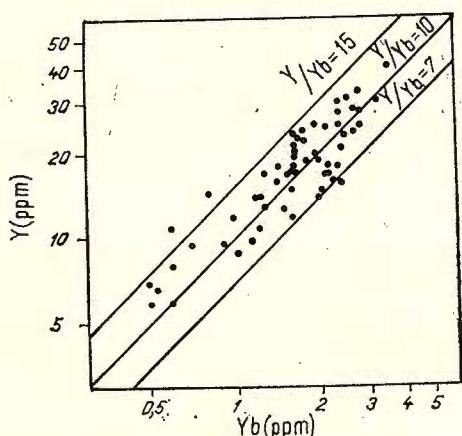


Fig. 18. — Corelația Y—Yb.
Y—Yb Correlation.

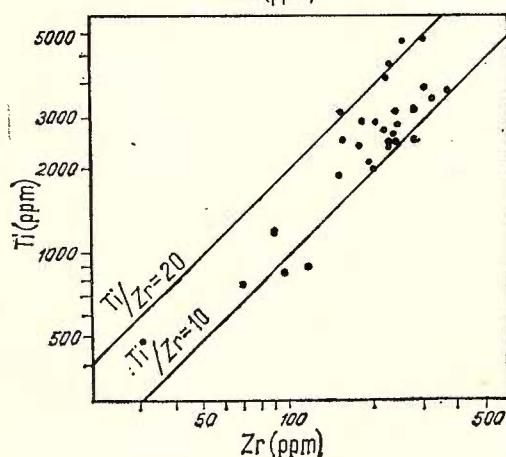


Fig. 19. — Corelația Zr—Ti.
Zr—Ti Correlation.

Galiul prezintă variații mici, conținuturile sale situându-se între 14 și 28 ppm.

Conținuturile de Sn oscilează între 1,5 și 9 ppm, ultima valoare fiind determinată în granodioritul porfiric din virful Mohoru.

În ceea ce privește distribuția plumbului în rocile granitoide din masivul Paring, se constată că acest element prezintă conținuturi ce variază

între 2 și 42 ppm, manifestând o tendință slabă de îmbogățire în granitele pegmatoide.

Conținuturile de Cu oscilează între 5 și 95 ppm, fără să manifeste o tendință de a se îmbogăți într-un anumit tip de rocă.

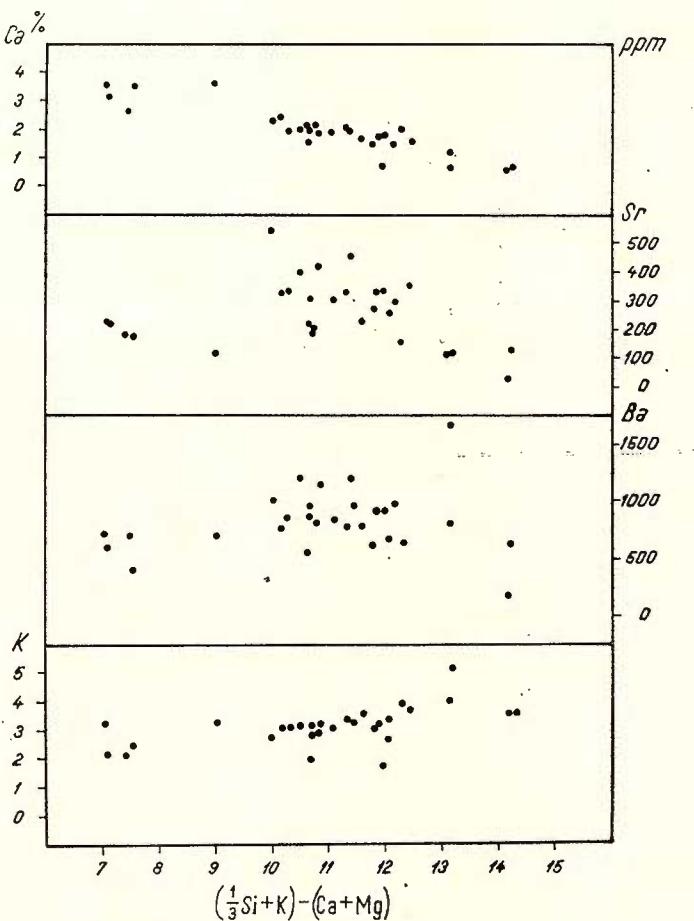


Fig. 20. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba și K.
Variation diagram of Ca, Sr, Ba and K.

Originea magmei și formarea plutonului granitoid

După cum s-a arătat în capitolele anterioare, plutonul granitoid din munții Parîng este destul de omogen sub aspect petrografic, petrochimic și geochimic. Rocile predominante în masiv sunt granodioritele și granitele, cu care se asociază în cantitate redusă diferențiatele mai bazice, cum sunt

dioritele cuarțifere. Omogenitatea plutonului rezultă clar din diagrama $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (fig. 21), pe care rocile analizate se proiectează într-un cîmp restrîns. Comparativ cu alte masive granitoide din autohtonul danubiar, în acest pluton apar foarte puține roci filoniene.

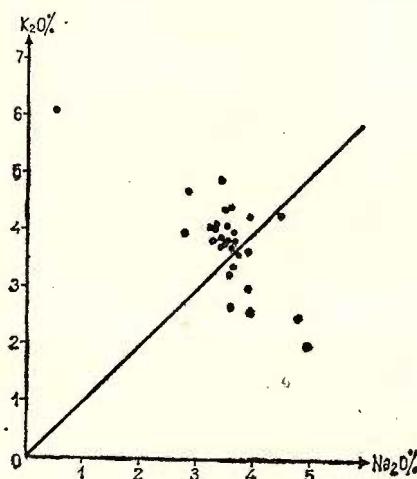


Fig. 21. — Diagrama $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$.
 $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ Diagram.

Aceste particularități arată că masivul granitoid a fost pus în loc printr-un singur act intrusiv, care a avut loc în etapa terminală a mișcărilor baicaliene, ceea ce conduce la concluzia că acesta este un pluton tardelorogen, a cărui consolidare s-a produs sub controlul stressului slab de la sfîrșitul acestor mișcări diastrofice.

Caracterul de pluton tardelorogen este bine scos în evidență de modul în care granitoidele se proiectează pe diagrama $Q Ab Or$ (Tuttle și Bowen, 1958), în care se observă că numeroase roci se situează în cîmpul granitelor ideale (fig. 22).

În ceea ce privește originea magmelor acide din care au rezultat rocile din provincia granitoidelor din autohtonul danubian, noi am arătat cu alte ocazii (Savu et al., 1972 a, 1973) că acestea s-au format în părțile profunde ale scoarței, prin retopirea păturii granitice și prin anatexia parțială a maselor vechi, prebaicaliene, de șisturi cristaline din fundamentul avant-fosei autohtonului danubian.

Magma din care a rezultat plutonul granitoid din munții Parîng a fost de asemenea o magmă granodioritică, ce s-a format în aceleasi condiții geotectonice, ca și aceste magme și anume, aproximativ la limita dintre mantaua superioară și scoarță (Savu et al., 1972 a, fig. 21). Spre deosebire de magmele din care au rezultat plutonii tardelorogeni de la Cărpiniș-Novaci și de la Tismana, evoluția sa ulterioară a fost diferită, ea situîndu-se la interiorul avant-fosei autohtonului danubian, deci într-o poziție mai îndepărtată de zona de coliziune dintre zona mobilă a avant-fosei și placa arhaic-kareliană a pintenului valah, ce suferă un fenomen de subducție

(Savu et al., 1972 a, 1973), deplasîndu-se de la ESE spre WNW de-a lungul faliei de transformare din nordul Dobrogei. Din aceste cauze diferențierea magmei a fost mai puțin evoluată.

Apariția în cantitate redusă a diferențiatelor filoniene în acest masiv s-ar putea datora de asemenea gradului mai redus de diferențiere a magmei

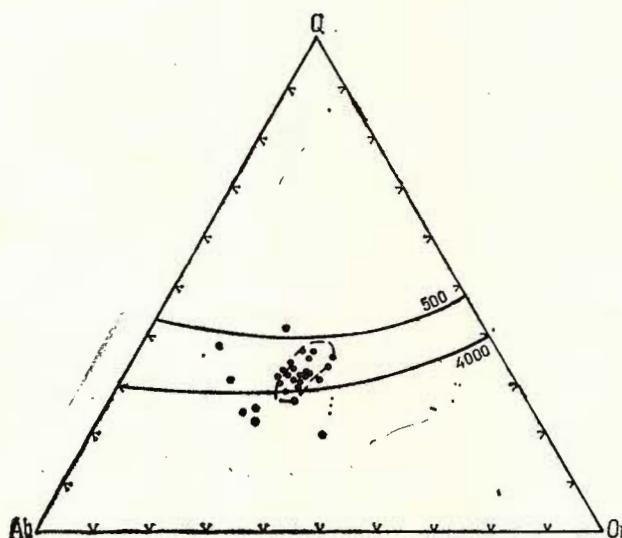


Fig. 22. — Diagrama Q Ab Or .
 Q Ab Or Diagram.

granitoide primară. În cazul în care s-au format totuși mai multe roci filoniene decât cele care apar la suprafață, este posibil ca acestea să fie situate la nivelele mai adânci ale plutonului, deoarece după cum s-a arătat, eroziunea nu a afectat decât părțile superioare ale acestuia.

Concluzii

Masivul granitoid din munții Parîng este un pluton tardelorogen, situat în zona axială a anticlinalului major Ciunget-Parîng-Vulcan-Ogradena. Învelișul său este alcătuit din sisturile cristaline baicaliene ale seriilor de Drăgșan și Vulcan.

Acest pluton este alcătuit preponderent din granodiorite și granite, cu slabe diferențiate de compozitia dioritelor cuartifere, străbătute rar de roci filoniene de tipul lamprofirilor, porfirelor granitice sau granodioritice și granitelor pegmatoide.

Magma primară din care a rezultat plutonul a fost o magmă granodioritică de origine sialică, ce s-a format prin palingeneză și anatexie în condițiile subducției plăcii pintenului valah sub avant-fosa autohtonului danubian, în timpul mișcărilor baicaliene (500-550 m. a.).

- Murgoci G. M. (1898) Contribuții la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpațiilor Meridionali Români. *An. Muz. Geol. Paleont.* II, p. 54—184, București.
- (1899) Dare de seamă de cercetare geologică în vara 1898. Grupul superior al cristalinului în Masivul Paring. *Bul. Soc. ing. Ind. Mine*, III/1, p. 37—62, București.
 - (1907) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *Bul. Soc. St. XVI*, 1—2, p. 50—52, București.
 - (1912) The geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. Cong. Intern.* XI, p. 871—882, Stockholm.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953, 1954, 1956) The geochemistry of some igneous rock series G.C.A. 4, p. 105—142; 5, p. 245—285; 9, p. 34—77, Oxford.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et petrographique du Massif Paring et des Munții Cîmpii, Carpați Meridionali. *An. Inst. Gcol. Rom.* XVIII, p. 173—280, București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV, p. 119—210, București.
- (1967) Geneza și evoluția masivelor granitoide din Carpați Meridionali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geol. seria geol.* 12/2, p. 337—350, București.
 - (1968) Contribution to the study of isortoses in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. serie Géologie*, 12, 1, p. 37—43, București.
 - Pavelescu Maria (1964) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpațiilor Meridionali. *D. S. Com. Geol.* L/1, p. 61—83, București.
 - Pavelescu Maria (1965) Cercetări geologice și petrografice între Oașa (Munții Sebeșului) și Urdele (Munții Paring). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10/1, p. 113—128, București.
 - Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului transilvănean și a văii Jiețului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11/1, p. 151—169, București.
 - Mercus D. (1967) Evolution of Paleozoic magmatism in Southern Carpathians. *Assoc. Géol. Carp.-Balk. Congr.* VIII, *Petrogr.-Metam. Reports*, p. 127—137, Belgrad.
 - Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpațiilor Meridionali. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 181—222, București.
- Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura Cristalinului Lotrului. *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3, p. 112—132, București.
- (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpați Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVI/5, p. 152—160, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udreșcu Constanța (1972 a) Studiul petrologic și geochemical al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpați Meridionali). *An. Inst. Geol.* XXXIX, p. 258—297, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udreșcu Constanța (1972 b) Geneza granitoidelor și sisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stâncești (Munții Paring). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, p. 175—220, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udreșcu Constanța (1973) Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Paring), petrologia și geochemia lor. *An. Inst. Gcol.* XL, p. 225—305, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udreșcu Constanța, Tiepac I. (1974 a) Crystalline Schists and Baikalian Granitoid Rocks in the Muntele Mic Region. *An. Inst. Geol.* XLII, p. 395—447, București.



- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1974 b) Pétrologie et géochimie des migmatites artéritiques de l'autochtone danubien (Carpates Méridionales). *D.S. Inst. Geol.* LX/1, p. 123–141, București.
- Schuster A. C. (1972) Considerații asupra evoluției domeniului danubian. Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LVIII/5, p. 151–171, București.
- Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K/Ar dating by neutron activation of some igneous and metamorphic rocks from the southern branch of the Romanian Carpathians. *Ecl. Geol. Helv.* 63, 1, p. 323–334, Basel.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Rom.* XVI (1931), p. 327–418, București.
- (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Mineral.* 107, 2 și 3, p. 144–240, Stuttgart.
- Tröger W. E. (1969) Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. Stuttgart.
- Turner F. J. (1968) Metamorphic petrology. Mc.Graw-Hill, New York.
- Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. Mc.Graw-Hill, New York.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAISi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . *Geol. Soc. Am., Memoir* 74, p. 1–153, Washington.
- Winkler H.G. F. (1970) Abolition of metamorphic facies. *N. Jahrb. Mineral.* 5, p. 189–248, Stuttgart.
- * * * Harta geologică a R.S. România la scara 1:50.000, foaia Mindra, Institutul Geologic, 1970, București.
- * * * Harta geologică a R.S. România la scara 1:50.000, foaia Voineasa. I.G.G. 1975, București

STRUCTURAL, GEOCHEMICAL AND PETROLOGICAL STUDY OF GRANITOIDS FROM THE CENTRAL AND NORTHERN ZONE OF PARÎNG MTS

(Summary)

Granitoid pluton from the Parîng Mts is located within the north-eastern extremity of the structural unit of Danubian Autochthonous, known in the literature as Parîng tectonic semi-window.

Geological structure of the region. In this region two structural units, namely the Danubian Autochthonous and Getic Nappe which overlapped this autochthonous from north (Plate), are distinguished.

The Getic Nappe is made up of crystalline schists intensely, metamorphosed, and which belong to the Middle Proterozoic. The overthrust plane is strongly inclined towards north (40 – 70°). Due to the Puru-Oltet major fault, the eastern block underwent a strong raising, thus the erosion removed on a large area the nappe formations.

The Danubian Autochthonous is made up of crystalline schists and granitoid rocks which form together the Baikalian infrastructure, which transgressively sustain the weak metamorphosed Paleozoic formations from the Hercynian superstructure of this unit.



The Baikalian infrastructure is made up of crystalline schists of the Drăgăsan and Vulcan series. The first series is made up mainly of orthoamphibolites and feldspar gneisses, and the second one of quartz-feldspar gneisses, biotite-chlorite-sericitous schists and quartzites. Radio-metric data show that the metamorphism of the two series took place during the Baikalian movements (Late Assynthian; 500—550 m.y.) Drăgăsan series would thus belong to the Upper Proterozoic, and the Vulcan series to the Lower Cambrian and eventually to Middle Cambrian.

The primary tectonics of the Baikalian formations is dominated by the major anticline structure Ciungel-Paring-Vulcan-Ogrădenă in whose axial zone the Paring granitoid pluton is found. The anticline oriented 60°N—70°E, with the plunge of 10—20° to WSW, has triclinic, non-plane and non-cylindrical symmetry (Figs. 2a, 2 b).

The Baikalian series metamorphism varies from almandine-amphibolitic facies (Drăgăsan series) till albite-epidote-amphibolitic facies (Vulcan series) as resulted from the paragenesis of these formations. Near by the synkinematic granitoid body and in xenoliths, the metamorphism increases till sillimanite isograd level.

After the Baikalian folding and the intrusion of synchronous granitoids, probably at the beginning of the Middle Cambrian the region is uplifted, undergoing a strong erosion which removes the cover of Baikalian crystalline schists of the granitoid bodies. It is possible that only during Ordovician or Silurian the region enters into submersion, moment in which it begins the transgression of Paleozoic formations from superstructure, which are metamorphosed during the Hercynian movements within the greenschists facies. These formations belong to the Latorița and Vidruța series which reshuffle the elements from the granitoid rocks and subjacent crystalline schists.

The movements which determine the metamorphism of the Hercynian series influence the Baikalian infrastructure too. Plane of cleavage S_1 are formed in the crystalline schists; they are slightly discordant as against the foliation S_1 and less inclined than the last ones. Along the planes S_2 , the retrogression of the Baikalian series, the lamination; as well as the granitoid rocks metamorphism took place.

The alpine movements lead to the formation, in the Danubian Autochthonous, of a disjunctive tectonics, thus resulting transcurrent, longitudinal and diagonal faults. Rare overthrust faults appear, being formed in close connection with the Getic Nappe emplacement with which they are parallel (Fig. 3).

Granitoid rocks. The Paring granitoid pluton is very little eroded, thus it outcrops only in four separated areas (Plate). It sinks towards west-south west, conformable with the plunge of the major anticline structure in whose axis it is located. Puru-Oltet transcurrent fault separates it into two main blocks (Plate), a fact which results also from the way in which the structural elements (foliations and lineations) are distributed on the diagrams of figure 4. The position of points β on the diagrams 4a, 4b, and 2a, as well as the overlapping (superposition) of the lineations from diagrams 4c and 2b show that the granitoid pluton was emplaced by an intrusion process during the formation of major anticline structure, consolidating under the stress control.

The pluton contacts are concordant with the slopes of anticline structure and disconformable as against the stratification of metamorphic formations. The primary foliation of granitoids, xenoliths and melanocratic segregations (autoliths) are also parallel with the axis of major anticline structure and therefore with the pluton axis. In the granitoid rocks three systems of fissures were formed, namely ac, bc and the system of diagonal fissures (Figs. 5a, 5b), which are found again also in the crystalline schists from the pluton cover (Fig. 5c). The structural diagrams show that the two blocks separated by Puru-Oltet fault underwent a weak phenomenon of turning.



The influence of the Hercynian tectonics over the granitoid pluton may be seen in the formation of newer fissure systems in the pluton rocks, especially in the axial zones of the Paleozoic syncline, where the Hercynian metamorphism was more intense (Fig. 7).

The main types of granitoid rocks are represented by quartziferous diorites, granodiorites and porphyric granites, plutonic rocks with weak gneissic structure (Table 1; Fig. 6). These rocks are pierced by leucogranite veins, granodioritic porphyries, pegmatoid granites, laminated lamprophyre veins and quartz veins with feldspar and chlorite. Within the zones affected by the Hercynian movements, the structure and the primary compositions of rocks are modified, being transformed in schistous rocks made up of epidote, sericite, chlorite and quartz, minerals stable in the conditions of greenschists facies, in which the metamorphism of the Hercynian formations took place. Potassic feldspar megacrystals are usually more resistant to these deformations. In the rocks with strong schistosity, the primary fissures (Baikalian) are welded and open Hercynian fissure are formed (Fig. 7).

Granitoid rocks petrochemistry. Taking into account the establishing of petrochemical peculiarities, there were analysed all types of granitoid rocks (Table 2), analyses which show a large variation of the major component elements (Table 3). The normative minerals calculated from the analyses vary also within large limits (Table 4). The Niggli parameters (Table 5) show that the rocks correspond to the following types of magma : quartzdioritic, granodioritic, granitic and leucogranitic. These types of magma show that the granitoid rocks belong to the chalc-alkaline series (Fig. 8). The same conclusion results from the diagrams of figures 9, 10, 11 and 12, on which the variation fields of the magmatic parameters are represented. One may see a tendency of differentiation of primary granodioritic magmas rocks rich in SiO_2 , but the contents of alkalies are maintained within the characteristic boundaries of the chalc-alkaline series.

The distribution of trace elements. In a number of 57 rocks, there was followed the distribution of Pb, Cu, Ga, Sn, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb, La, Be, Zr, Ba, Sr, and Li (Tables 6, 7). The contents of these elements were presented on the variation and correlation diagrams (Figs. 13–20) which show that the distribution of elements is generally maintained in normal limits. The trace elements Ba and Sr, which enter usually the potassic feldspar network, have variable contents, probably determined by the migration possibilities of K during the magmas consolidation under the stress control. Berillium has the tendency to concentrate in the pegmatoid granites.

The magma origin and the formation of granitoid pluton. The granitoid pluton from the Paring Mts presents a weak petrographic variation as compared to other massifs from the Danubian Autochthonous (Fig. 21), the predominant rocks being granodiorites and granites with which vein rocks are associated. These features show that it is a tarderogene pluton which was formed at once, during the final stage of the Baikalian movements, consolidating under stress control from a homogenous magma (Fig. 22).

The primary magma was formed in the profound zones of the crust by remelting of granitic cover, and by partial anatexis of the old pre-Baikalian masses of crystalline schists from Danubian Autochthonous foredeep. Unlike the magmas from which resulted, the tarderogene plutons the evolution of this magma was different, being located in the interior of Danubian Autochthonous in a position far of the colision of mobile zone and the archaeen-corelian continental plate of the Wallachian spur which underwent a subduction phenomenon, moving from ESE to WNW along the transformation fault from North Dobrudja. For these reasons the magma differentiation was less evaluated. The presence in small quantities of the vein rocks in this massif could be due either to smaller degree of magma differentiation, or to the fact that these could be located at deeper levels of the pluton.



EXPLANATION OF PLATE

Geological map of the north-eastern part of the Danubian Autochthonous (Jieju Brook, Lotru Brook and Latorița River).

1, Quaternary : a, glacial deposits ; b, alluvia. Mesozoic (?) : 2, breccias. Paleozoic : 3, non-separated Latorița and Vidruța formations. Lower Cambrian : 4, Vulcan series. Upper Precambrian : Drăgșan series : 5, amphiboles bearing paragneisses ; paragneisses ± sillimanite, quartzites ; 6, amphibolites and amphibolic gneisses ; 7, Lainici-Păiuș series. Cambrian magmatites (Baikalian) : 8, granites and granodiorites ; 9, quartz diorites ; 10, granitoid rocks affected by Hercynian metamorphism ; 11, arteritic migmatization ; 12, regional Hercynian retro-morphism ; 13, Getic crystalline (Dalslandian) ; 14, veins : q, quartz ; π porphyres ; λ lamprophyres ; 15, geological boundary ; 16, lithological boundary ; 17, transgression boundary ; 18, overthrust nappe ; 19, nappe outlier ; 20, overthrust fault ; 21, anticline ; normal (a), overflown (b) ; 22, syncline : normal (a), overflown (b) ; 23, stratification foliation ; 24, primary foliation of granitoid rocks ; 25, cleavages in the lamination zones ; 26, glacial circus ; 27, chemical and spectral analyses ; 28, spectral analyses ; 29, position of geological section.



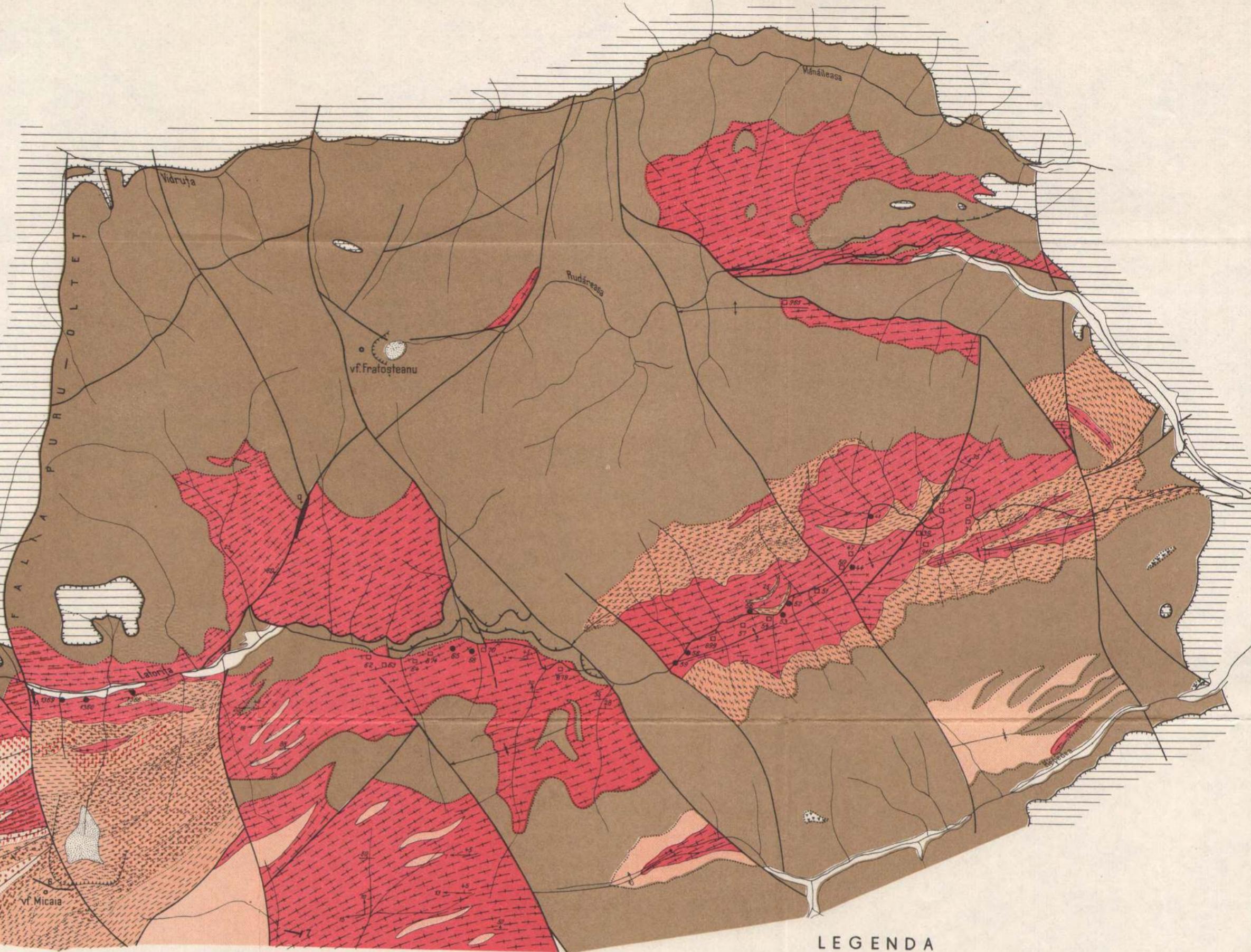
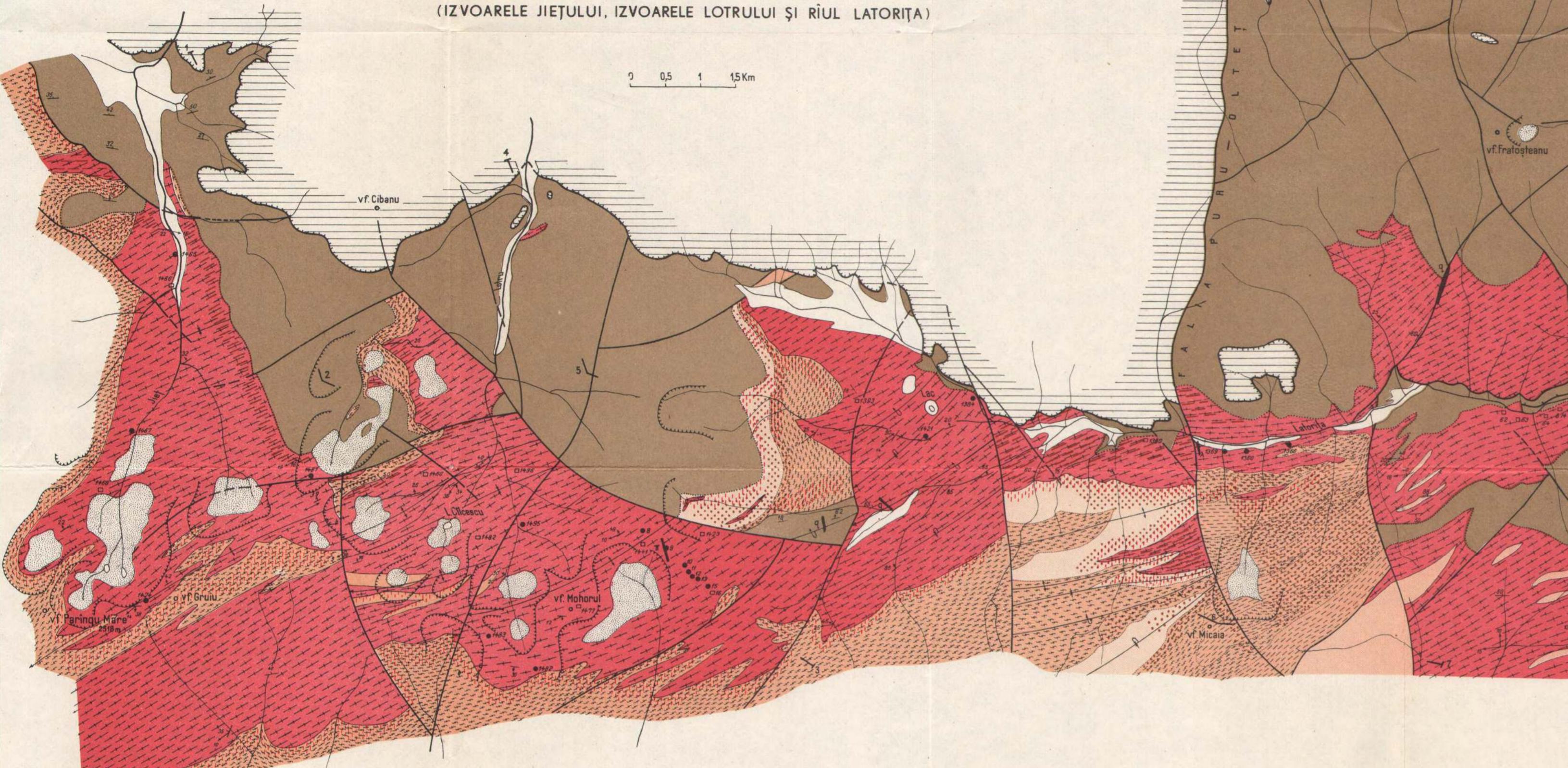


Institutul Geologic al României

H. SAVU, A.C. SCHUSTER, M. MÂRUNȚIU

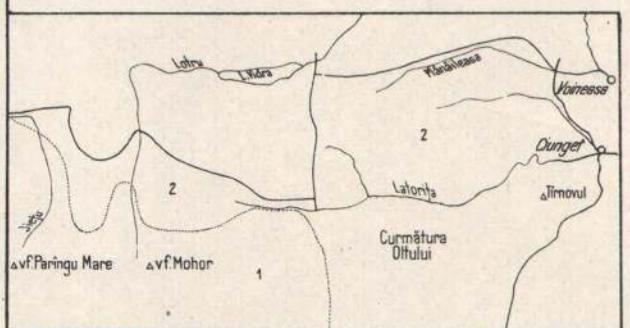
HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII NORD-ESTICE A AUTOHTONULUI DANUBIAN

(IZVOARELE JIEȚULUI, IZVOARELE LOTRULUI ȘI RÂUL LATORIȚA)



LEGENDA

| | | | | |
|----------------------------------|----------|---|--------|---------------------------------------|
| CUATERNAR | 1 a b | a) Depozite glaciare ; b) Aluvioni | 15 | Limită geologică în general |
| MEZOZOIC ? | 2 ▲▲▲ | Brecii | 16 | Limită litologică |
| PALEOZOIC | 3 ■■■■■ | Formațiunile de Latoriu și Vidruța nesepărate | 17 | Limită de transgresiune |
| CAMBRIAN INFERIOR | 4 ■■■■■ | Seriea de Vulcan | 18 | Pinză de săriaj |
| PRECAMBRIAN SUPERIOR | 5 ■■■■■ | Paragneise cu amfiboli, paragneise și sillimanit, quartite | 19 | Petece de acoperire |
| | 6 ■■■■■ | Amfiboli și gneize amfibolitice | 20 | Digitatie |
| | 7 ■■■■■ | Seriea de Lainici - Păiuș | 21 | Anticlinori: normal (a), deversat (b) |
| MAGMATITE CAMBRIENE (BAICALIENE) | 8 ■■■■■ | Granite și granodiorite | 22 | Sinclinori: normal (a), deversat (b) |
| | 9 ■■■■■ | Diorite cuarțifere | 23 | Foliație de stratificație |
| | 10 ■■■■■ | Roci granitoide afectate de metamorfismul hercinic | 24 | Foliația primară a racilor granitoide |
| | 11 ■■■■■ | Migmatizare arctică | 25 | Clivaje în zonele de laminare |
| | 12 ■■■■■ | Retromorfism regional hercinic | 26 | Circ glacier |
| | 13 ■■■■■ | Cristalin getic (dalslandian) | 27 | Analiză chimică și spectrală |
| | 14 ■■■■■ | Filoane $\alpha =$ cuart, $\beta =$ porfirice, $\lambda =$ lamprofirice | 28 | Analiză spectrală |
| | | | 29 1 2 | poziția secțiunilor geologice |



1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

REMARKS ON THE GENESIS OF SANDY INTERBEDS FROM THE ABYSSAL DEPOSITS OF THE BLACK SEA¹

BY

DAN C. JIPA²

Sommaire

Observations sur la genèse des intercalations sableuses des dépôts abyssaux de la Mer Noire. Quatre carottes récoltées dans la zone profonde de la Mer Noire ont été étudiées. La plupart des intercalations sableuses et siltyques ne présentent pas du granoclassement vertical. Il apparaît donc que les courants de turbidité ne jouent pas le rôle principal dans la sédimentation du matériel grossier dans la zone abyssale de la Mer Noire.

This paper presents the results of the qualitative stratonomic study of some cores collected in 1969 by R/V Atlantis II from the deep zone of the Black Sea (Fig. 1, 2, 3, 4).

The investigation method consisted of visual examination of cores, determining the frequency of the sandy-silty beds and the distribution of their thickness. The graded or non-graded character of these interbeds was pointed out, and the frequency of these characters. The graded bedded determination was done only in unambiguous situations.

According to the lithostratigraphic scheme of Ross et al., 1970, and Ross and Degen, 1974, the interbeds we are dealing with, vary in age between 1000 and 20,000 ys. (Upper Quaternary-Holocene).

Stratonomic types. The analysed cores were selected in order to represent different stratonomic and lithological types.

Within the core 1478-7 (Fig. 1) the sandy-silty interbeds reach important thicknesses (maximum visible thickness-94 cm; medium thickness-15 cm) (Table). These coarser interbeds represent about 70% from the whole deposits penetrated by core 1478-P.

¹ Received November 28 1974, accepted for publication December 16 1974, presented at the Meeting of January 31 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



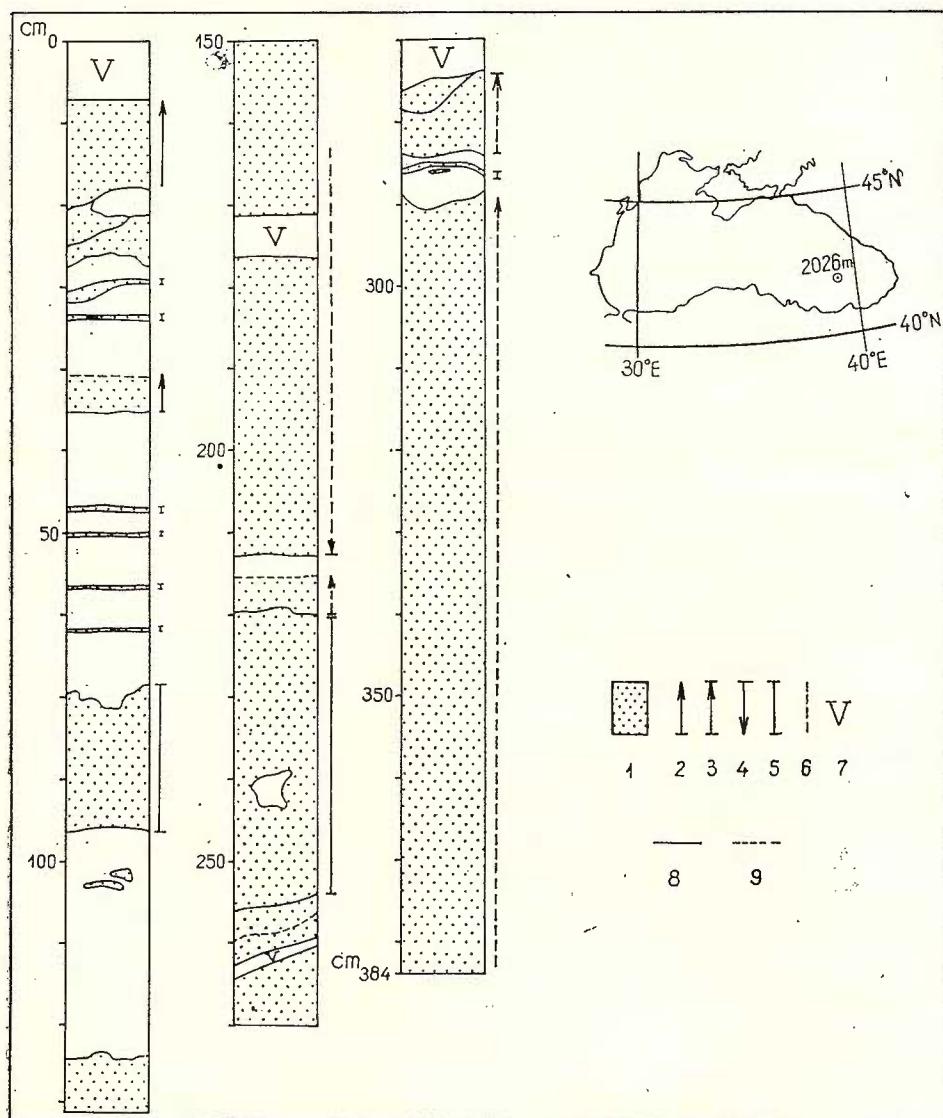


Fig. 1. — Distribution of the sandy and silty interbeds in core 1478—P. Upper-right corner = location and water depth of the coring point.
 1, sandy and silty interbeds; 2, normal, complete graded bedding; 3, normal, incomplete graded bedding; 4, inverted graded bedding; 5, no obvious graded bedding; 6, uncertain grading; 7, voids; 8, sharp bedding interface; 9, transitional bedding interface.

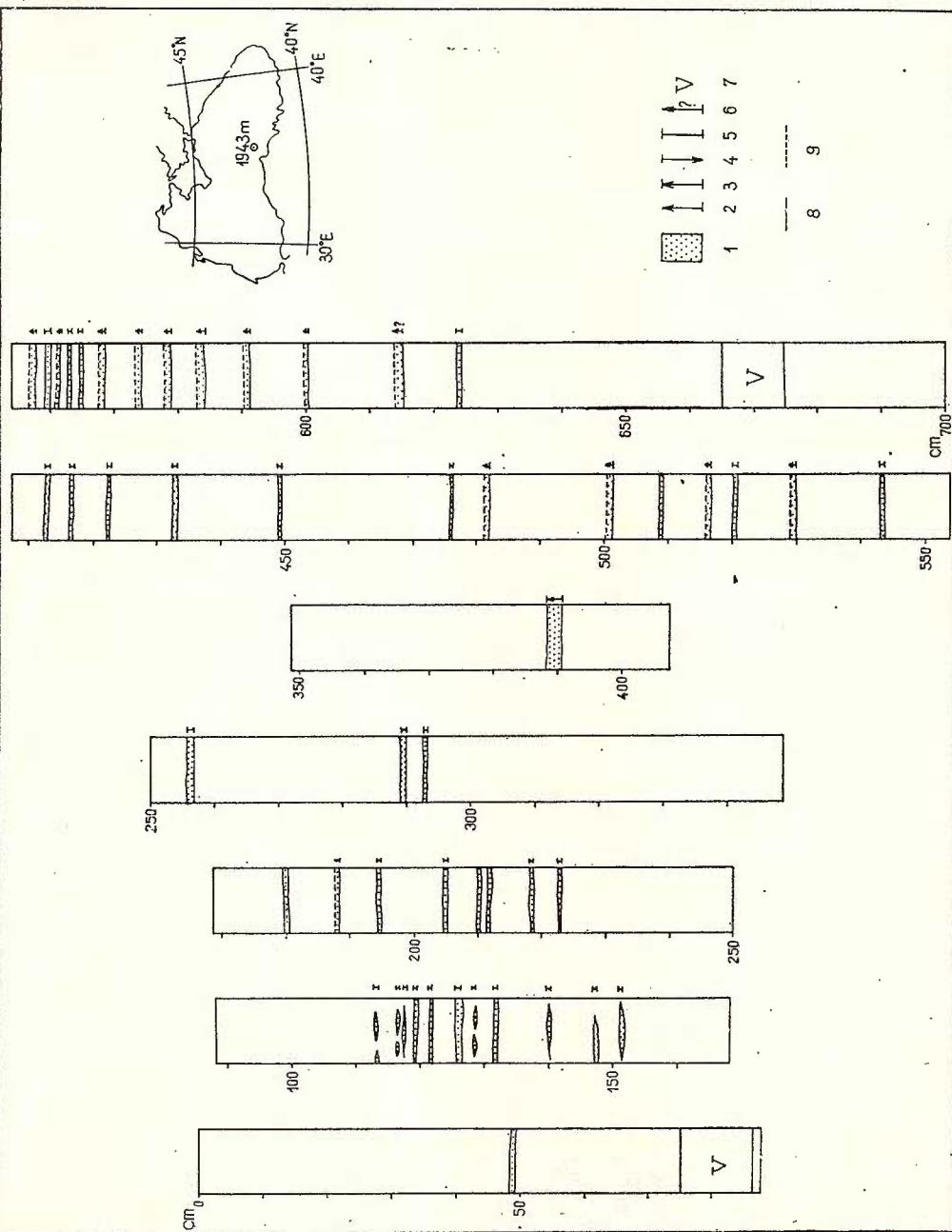


Fig. 2. — Distribution of the sandy and silty interbeds in core 1439—P. See explanation at Figure 1.



A completely different stratonomic type is illustrated by core 1439-P (Fig. 2). Within this core the sandy and silty interbeds make up only 5% from the cored material. The interbeds thickness is much smaller (maximum thickness-about 2 cm : medium thickness-0,7 cm).

TAB-

Data concerning the internal grading and bed-thickness of the sandy and silty

| Core number | 2 | | | | | 3 | | | | |
|----------------|--|-------------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|--|-------------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|
| | Sandy and silty interbeds with normal, complete graded bedding | | | | | Sandy and silty interbeds with normal, incomplete graded bedding | | | | |
| | Number of beds | % of the total number of beds | Maximum thickness (cm) | Minimum thickness (cm) | Medium thickness (cm) | Number of beds | % of the total number of beds | Maximum thickness (cm) | Minimum thickness (cm) | Medium thickness (cm) |
| 1478-P | 1 | 6 | 4 | — | — | 1 | 6 | 15 | — | — |
| 1439-P | 13 | 26 | 1,5 | 0,5 | 1 | 1 | 2 | 2 | — | — |
| 1436-P | 3 | 15 | 12 | 2 | 7 | 2 | 10 | 25 | 6 | 15 |
| 1446-P | 6 | 29 | 16 | 1 | 4,5 | 4 | 19 | 10 | 3 | 7 |
| Total of cores | 23 | 21 | 16 | 0,5 | — | 8 | 7 | 25 | 2 | — |

Percent frequency is based on the interbeds number (columns

The other two studied cores (1436-P and 1446-P) represent intermediate stratonomic types characterized by (Fig. 3, 4 ; Table) :

34% and 23% sandy and silty interbeds,

55 cm and 16 cm = maximum thickness of interbeds,

8 cm and 4 cm = medium thickness of interbeds.

Graded bedding. Although stratonomically different, the four types of cored deposits are remarkably alike as regards the presence of graded bedding.

In all cores the graded bedding is not visible in most of the sandy and silty interbeds. Thus the visual examination shows that 43% to 62% of the interbeds existing in a core appear homogeneous from the grain-size point of view. These strata are bound by clear limits both at the lower and upper part.

Complete, normal graded bedding represents an important feature but less frequent than the lack of the graded bedding. Sandy and silty



layers of this type are distinguished by the grain-size decrease from the bottom to the upper part. In many cases the presence of graded bedding is pointed out only by the transition between sand or silt and clay at the upper part of the intercalation.

LE

interbeds occurring in cores collected from the deep part of the Black Sea

| 4 | | | | | 5 | | 6 | | | | |
|-----------------------------------|-------------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------|-------------------------------|---|---------------------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|
| Sandy and silty devoid of grading | | | | | Uncertain cases | | Total observed sandy and silty interbeds, thickness and frequency | | | | |
| Number of beds | % of the total number of beds | Maximum thickness (cm) | Minimum thickness (cm) | Medium thickness (cm) | Number of beds | % of the total number of beds | Number of beds | % out of the total length of the core | Maximum thickness (cm) | Minimum thickness (cm) | Medium thickness (cm) |
| 8 | 44 | 35 | 0.3 | 5 | 8 | 44 | 18 | 65 | 94 | 0.3 | 14 |
| 31 | 62 | 1.5 | 0.3 | 0.6 | 5 | 10 | 50 | 5 | 2 | 0.3 | 0.7 |
| 9 | 45 | 7 | 1 | 3 | 6 | 30 | 20 | 34 | 55 | 1 | 9 |
| 9 | 43 | 6 | 0.5 | 2 | 2 | 9 | 21 | 23 | 16 | 0.5 | 4 |
| 57 | 52 | 35 | 0.3 | — | 21 | 19 | 109 | 13 | 94 | 0.3 | — |

2 to 6) and thickness of the cored sediments (column 7)

The normal, incomplete graded bedding is less frequent. In case of this structure the grain-size decreasing toward the upper part is limited by a sharp boundary, so that sharp limits appear both at the bottom and at the upper part of the coarser-grained bed. 12% to 48% of the interbeds existing in a core (Table) are normally (completely or incompletely) graded.

The inverted graded bedding is very rare. This structure seems to be displayed by a sandy interbed, 69 cm thick, from the core 1478-P (Fig. 1 150–213 cm). Inverted grading might be shown also by a thin layer from the core 1446-P (Fig. 4, 268–272 cm).

Graded bedding versus bed thickness. Non-graded layers are generally thinner than the graded ones. Thus almost 65% of the non-graded interbeds are thinner than 1 cm, while only about 30% of the graded interbeds belong to the same category.

Also, among the thicker layers, the graded interbeds are more frequent than the non-graded ones.



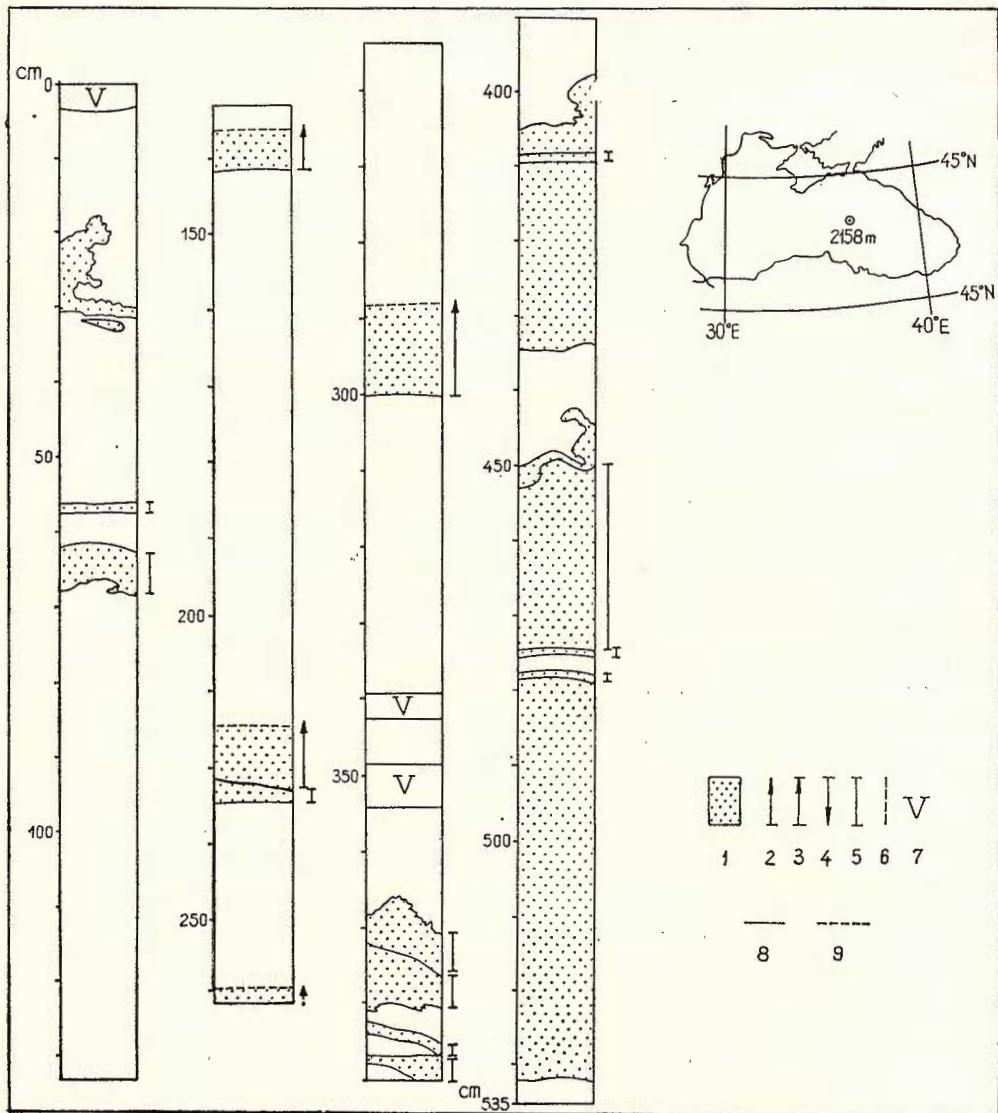


Fig. 3. — Distribution of the sandy and silty interbeds in core 1436—P. See explanation at Figure 1.

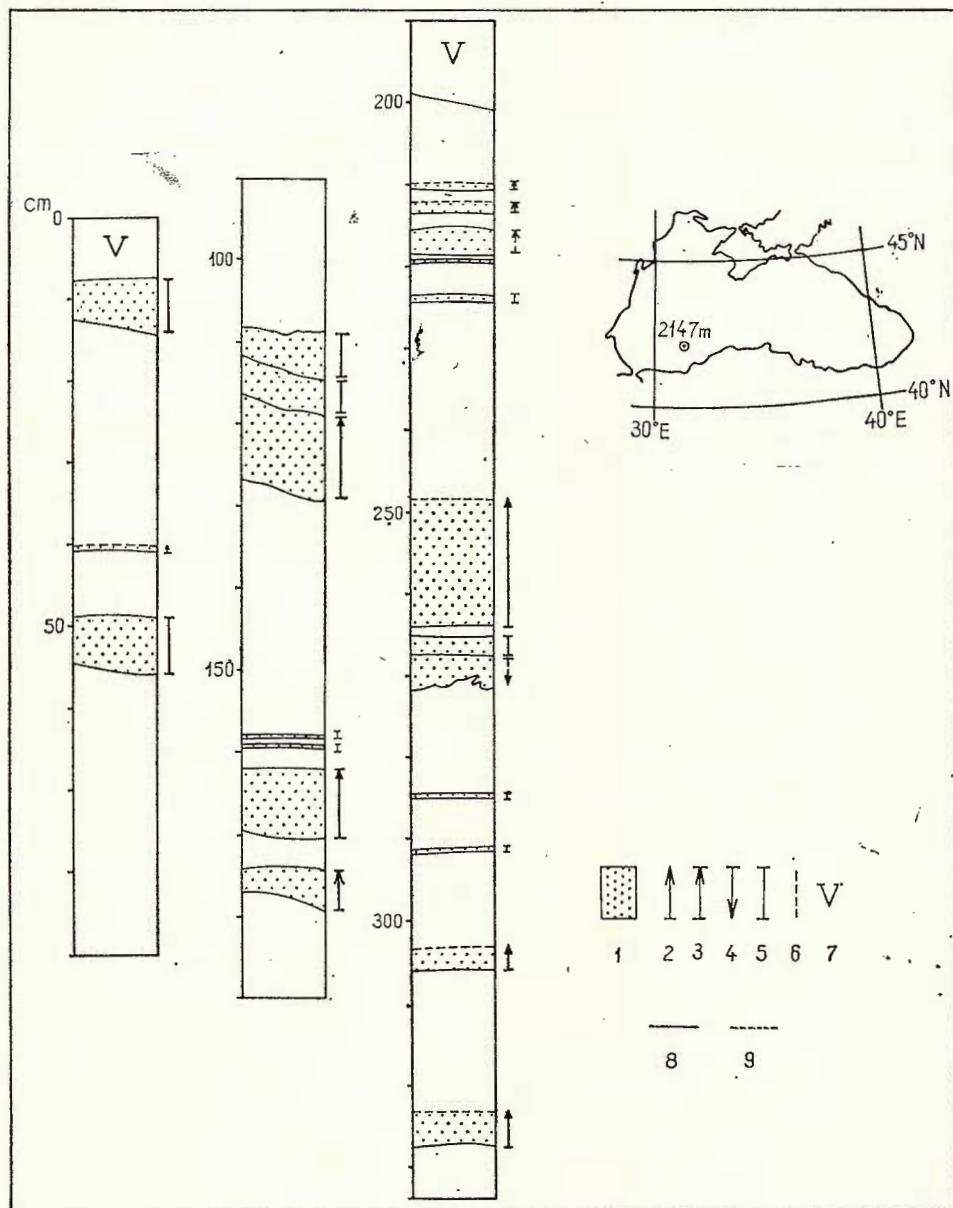


Fig. 4. — Distribution of the sandy and silty interbeds in core 1446—P. See explanation at Figure 1.



Interpretation of data. As shown from the stratonomic investigations carried out, the graded bedding features of coarser interbeds from the abyssal zone of the Black Sea show a large variation. The multitude of aspects cannot be assigned to the action of a single type of transport and sedimentation agent.

Graded beds. The most of graded bedded deposits may be considered as a result of the turbidity currents action. The Black Sea offers sufficient conditions to generate turbidity currents. But the decisive argument is represented by the presence in the abyssal zone, of molluscan shells displaced from shallow waters (N e v e s k a i a , 1974). At least in some cases, these shells are graded bedded (J i p a , 1974, Fig. 9).

The thickness of the graded beds varies from almost 1 m to less than 1 cm. The graded bedding of some centimetric or subcentimetric interbeds might also be due to other types of currents for example indigenous, bottom currents.

As known from older, consolidated deposits whose internal structure may be better observed, the normal-incomplete graded bedding is due to the existence of parallel or cross-lamination at the upper part of the layer. This feature may be determined either by wanning turbidity currents or normal bottom currents acting at the superior part of some turbidites.

Non-graded beds and inverted graded beds. As resulted from the observations presented in this paper, the majority of sandy interbeds are devoid of graded bedding. There is no evidence for explaining the genesis of non-graded beds on account of turbidity currents. It is more plausible to consider that the non-graded sandy and silty sediments making up thin layers were deposited by indigenous bottom currents, possibly contour currents (H e e z e n et al., 1966; H e e z e n and H o l l i s t e r , 1971). In our opinion these currents are tractive agents with reduced competence and capacity, capable only to remobilize some sediments previously deposited by the turbidity currents.

This hypothesis could explain the genesis of the most thin beded, non-graded interbeds. The accumulation of thicker non-graded strata (30–40 cm) cannot be explained in the same way. It is difficult to admit that the normal bottom currents from the abyssal zone are able to transport large quantities of clastic material. This type of interbeds could be related to sand-flow or avalanches. These processes usually generated non-graded layers, and sometimes normal, inverted and recurrent graded bedded deposits (H o e d e m a e k e r , 1971). Such flows or sandy avalanches could appear as independent phenomena and/or intermediate phases at the initiation of the turbidity currents (generating „fluxoturbidites”, D z u l y n s k i et al., 1959).

The genesis of the non-graded beds or inverted graded beds observed within the investigated cores, is presented in a hypothetical way. This corresponds to the present state of knowledge in this field. What should be pointed out is the fact that most of the sands and silts intercalated

within the abyssal deposits of the Black Sea, are not directly connected with the turbidity current action, but involve the existence of a different sedimentary process.

Conclusions. The visual stratonomic analysis of four cores collected from the deepest zone of the Black Sea points out :

More than 50% of the sandy or silty interbeds occurring in the deep deposits of the Black Sea are devoid of grading. Only about 30% of these interbeds are normally graded bedded.

The variety of stratonomic aspects of sandy and silty interbeds form the abyssal deposits of the Black Sea involve the action of more than one genetic agents.

The turbidity currents appear as an important but not predominant factor of the sandy sedimentation in the deep zone of the Black Sea. The genesis of the most sandy and silty interbeds from the abyssal deposits does not involve directly the turbidity currents.

Acknowledgements. The author is deeply indebted to Dr David A. Ross (Woods Hole Oceanographic Institution) for the permission to examine the cores collected by the R/V Atlantis II from the Black Sea. Mr. Allan H. Driscoll from the cores laboratory of the Woods Hole Oceanographic Institution had the amiability to send us the preliminary description (manuscript) of the cores from the Black Sea.

REFERENCES

- Dzulynski, S., Ksiazkiewicz M., Kuennen Ph. H. (1959) Turbidites in flysch of the Polish Carpathians. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70, New York.
- Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F. (1966) Shaping of the continental rise by geostrophic contour currents. *Science*, 152.
- Hollister C. D. (1971) The face of the deep. Oxford University Press, New York.
- Hoedemaeker P. J. (1973) Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Mortalla (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta Geol.* 19, Leiden.
- Jipa D. C. (1974) Graded bedding in recent Black Sea turbidites : a textural approach. In Ross D. A. and Degens E. T. (editors) The Black Sea-geology, chemistry and biology. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 20, Tulsa.
- Neveskaja L. A. (1974) Molluscan shells in deep-water sediments of Black Sea. In Ross D. A. and Degens E. T. (editors) The Black Sea-geology, chemistry and biology. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 20, Tulsa.
- Ross D. A., Degens E. T., MacIlvaine J. (1970) Black Sea : recent sedimentary history. *Science*, 170.
- Degens E. T. (1974) Recent sediments of Black Sea. In Ross D. A. Degens E. T. (editors) The Black Sea-geology, chemistry and biology. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 20, Tulsa.



QUESTIONS

F. Marinescu: Have you tried to see if there is any correlation between the relief and the slope of bottom sea near by the coring and the amount of interbedded coarse detrital material?

Answer: Indeed, one may notice that the majority of cores with thicker silty-sandy interbeds were collected from the eastern part of the Black Sea where the continental platform is narrower. We have not sufficient data to verify this relation.

DISCUSSIONS

N. Panin: There are some more arguments in favour of D. Jipa's interpretation of the abyssal sandy beds from the Black Sea. The thick non-graded or slightly graded sandy beds may indeed come from submarine avalanches. It is known from the Caucasus littoral zone that along the numerous existent canyons frequent avalanches appear, when the sediment accumulation at the shelf-edge exceeds a certain critical mass.



PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

**CONSIDÉRATIONS CHIMICO-MINÉRALOGIQUES SUR
CERTAINES ROCHES À RHODOCHROSITE DU FLYSCH
DES CARPATES ORIENTALES¹**

PAR

VICTOR CORVIN PAPIU, GRIGORE ALEXANDRESCU, GHEORGHE VOICU,
VASILE IOSOF, ELENA COLIOS, FLORICA POPESCU²

Abstract

Chemical-Mineralogical Considerations on Some Rhodo-chrosite-bearing Rocks in the East Carpathians Flysch Zone. The chemical-mineralogical study of concretions and rhodochrosite-bearing rocks from the variegated argillite series, overlying the black shale series of the Audia and Tarcău Nappes, has evidenced the presence of Mn carbonate concretions with substitution ions (Mg, Fe⁺⁺, Ca) as a result of the first diagenesis. The rhodochrosite concretions are found in rocks of pyroclastic origin and may be considered as "characteristic fossils".

A) Occurrence et position stratigraphique

Les progrès enregistrés ces dernières décennies sur la connaissance des séries sédimentaires participant à la constitution de la zone du flysch carpatique ont conduit à de nouvelles données stratigraphiques et structurales.

Les dépôts crétacés du flysch externe (sensu M. G. Filipescu), dans l'intervalle du Néocomien-Turonien, comportent deux types de faciès, notamment : le faciès des schistes noirs (Hauterivien-Albien) et le faciès des argiles rouges et vertes (Vraconien?-Turonien). On a établi d'une manière détaillée les horizons de la série des schistes noirs (couches de Șipote, couches d'Audia, schistes noirs, couches de Sărata, etc.) et l'on y a séparé trois principaux complexes lithologiques : le complexe inférieur à sphérosidérites, le complexe schisteux à lydiennes et le complexe des grès

¹ Reçu le 1 Avril 1975, accepté le 10 Avril 1975, présenté à la séance du 15 Avril 1975.

² Institutul de Geologie și Geo fizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



glaucous silicified, respectively the horizon of calcareous to silicifications (Filipescu et al., 1952; Filipescu, 1955; Băncilă, 1955, 1958; Mirăuță et Mirăuță, 1964, etc.).

The series of black schists is topped by the facies of clays and clayshales (red, green and dark or black) constituting an horizon marker of the Upper Cretaceous, extendable along the Carpathian arc (Romania, U.R.S.S., Poland, etc.). In the literature of speciality having for object the territory of Romania, the clayshales are consigned under the name of: layers of Lupchianu (their lower part) in the Tarcău nappe (Dumitrescu, 1952) or layers of Cirnu-Șiclău pro parte (Băncilă, 1955); layers of Zagon pro parte in the black schist nappe (Filipescu, 1955, 1957), horizon of red clays and clayshales (Băncilă, 1958) or layers of Bota, their lower part (Marinescu, 1962), etc. In the unit of folds marginal on them are signalized in the Putna (Vrancea) half-fenêtre under the name of layers of Tisaru (Dumitrescu, 1952) and in the Bistrița half-fenêtre under the name of black schist clayshales (Mirăuță et Mirăuță, 1964).

In each structural unit the clayshales record particularities of facies, notwithstanding their stratigraphic position remains constant. They top the upper horizons of black schists, respectively the complex of red silicified sandstones (black schist nappe and Tarcău nappe) or the horizon of calcareous to silicifications (unit of folds marginal, Bistrița half-fenêtre) exception made for those of the Putna (Vrancea) half-fenêtre where they rest directly on the Streiu layers (Dumitrescu, 1952). In their upper part the clayshales support more recent terms, presenting facies nettemment different in function of the structural unit they belong to. Thus in the Audia nappe the clayshales support muscovitic sandstones or marno-calcareous grey-red (Băncilă, Agheorghesei, 1964; Sandulescu 1962³; Alexanдреску, 1971). The clayshales of the Tarcău nappe support a marlocalcarenous level (pro parte layers of Cirnu, Băncilă, 1955) or the upper part of the Lupchianu layers. According to all probability the clayshales of the unit of folds marginal pass progressively to the Lepșa layers (Bistrița half-fenêtre; Mirăuță et Mirăuță, 1964) or to the upper layers of Tisaru (Putna-Vrancea half-fenêtre, Dumitrescu, 1963).

As to the constitution of the horizon of clayshales they participate in series of clays and clayshales, showing transitions to aleuropelites, as well as to marneous or marnocalcareous, muscovitic sandstones and microconglomerates.

The thickness of the clayshale horizon varies, according to the structural unit they belong to, from 20 to 150 m (nappe

³ Studii, cartări și revizuire pe foaia Ghimeș-Făget. 1962. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

des schistes noirs de la vallée de la Suceava et de la vallée de la Moldova). Dans la nappe de Tarcău et dans l'unité des plis marginaux cet horizon est épais de 20 à 40 m.

Lithologiquement l'horizon des argiles et des argilites bariolées (de la nappe des schistes noirs et de la nappe de Tarcău) peut être séparé en deux. La partie inférieure (épaisse de 20 à 40 m) est formée d'argiles et d'argilites de manière prépondérante rouges et vertes et de manière subordonnée sombres ou noires comportant sporadiquement de minces couches (épaisses de l'ordre des centimètres, décimètres, rarement des mètres) de silicolites (jaspes et radiolarites), de pyroclastites (tuffites et tufs) et de schistes argileux pyroclastogènes montrant des concrétions ou des rhomboédres de rhodochrosite (pl. VII).

La partie supérieure est constituée de manière prépondérante de séries d'argiles et d'argilites rouges, vertes ou sombres sans silicolites et sans roches pyroclastogènes.

Les types lithologiques qui ont constitué l'objet des analyses chimiques et minéralogiques ont été prélevés de la partie inférieure de la série des argilites bariolées à silicolites et pyroclastites (nappe des schistes noirs et nappe de Tarcău) (fig.) des affleurements suivants :

a) ruisseau Corlățeni-vallée de la Moldova (argilite et silicolite à concrétions de rhodochrosite) ;

b) ruisseau Omul Mort-Slatioara (schiste argileux vert, pyroclastogène à concrétions de rhodochrosite) ;

c) ruisseau Druganu-Dolia-Pipirig (pyroclastite siliceux comportant du matériel détritique et des rhomboédres de rhodochrosite) ;

d) vallée d'Uzu (nappe de Tarcău) de la boutonnière de schistes noirs de cette vallée (pyroclastite blanche argileux à concrétions de rhodochrosite).

On a également identifié des roches pyroclastogènes à concrétions de rhodochrosite dans la colline de Feneș, au sud de Covasna (nappe des schistes noirs) et dans la nappe de Tarcău : à Găinești, dans la vallée du ruisseau Valea cu Cale (bassin de la vallée de Suha Mică) et à Ojdula-Ghelnița, dans les environs de Tg. Secuiesc (Papiu, Alexandrescu, données inédites).

Dans la nappe de Tarcău on a identifié en outre des roches pyroclastogènes à concrétions de rhodochrosite dans les carottes et le détritus de forage fournis par les sondages implantés à Mușa et à Manișca (bassin de la vallée de la Bîsca) district de Buzău et par les forages implantés à Covasna, dans la vallée de la Covasna, district de Covasna (Voicu, Vulpe, données inédites).

Ce même niveau stratigraphique (partie inférieure des argiles bariolées) comporte des concrétions de rhodochrosite de grandes dimensions (1—5 cm) dans le bassin du Ceremuș (U.R.S.S.) localisées dans la III^e série de Șipote (Sjukowski, 1932, 1938 ; Culciu, 1959) et sur le territoire de la Pologne (Bieda et al., 1963).



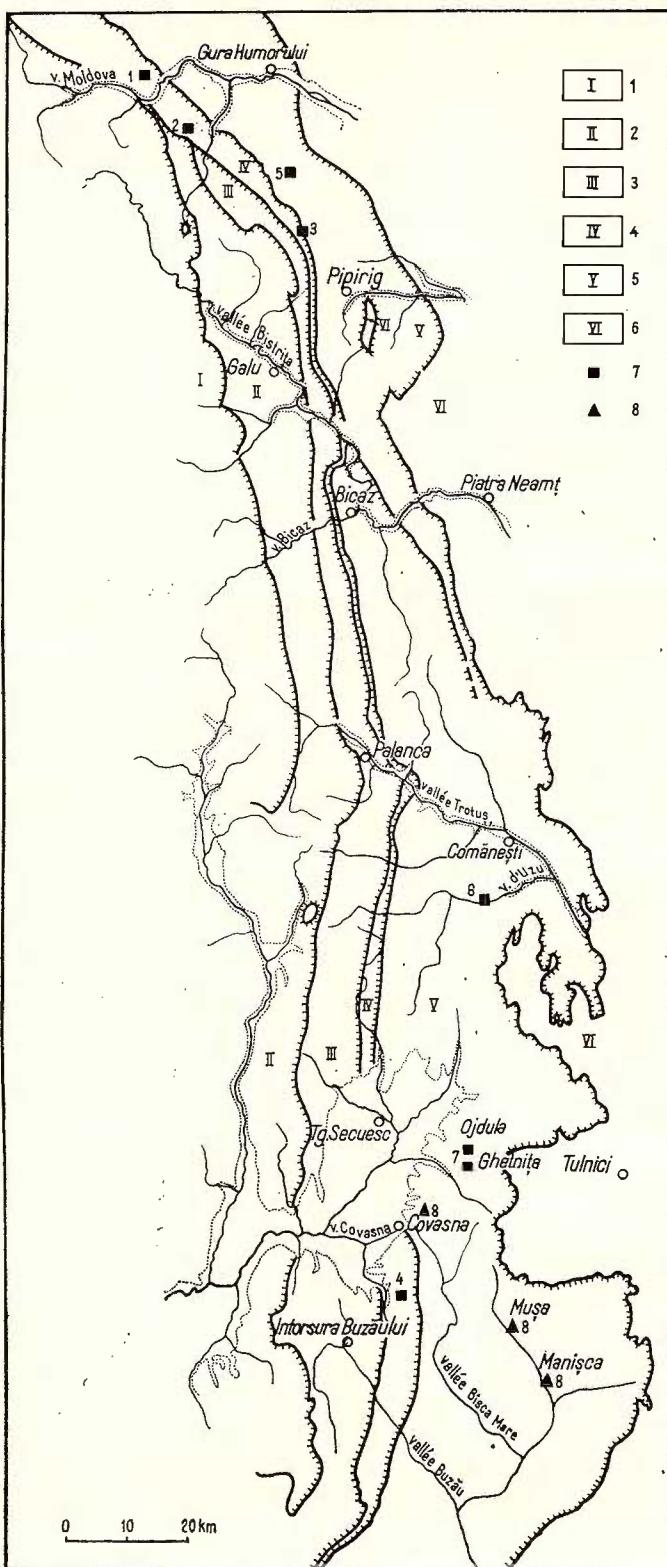


Fig. — Schéma partiel du flysch des Carpates Orientales, avec les points de prélevement des roches à concrétions de rhodochrosite (selon la carte de l'Institut de Géologie et Géophysique, échelle au 1/1.000.000^e.) I, Zone cristallino-mésozoïque ; II, Nappe de Ceahlău ; III, Nappe du flysch curbicortical ; IV, Nappe des schistes noirs-Audia ; V, Nappe de Tarcău ; VI, Unité des plis marginaux.

Affleurements de roches à rhodochrosite : 1, ruisseau de Corlăteni ; 2, ruisseau de Omul Mort ; 3, ruisseau du Druganu ; 4, colline de Feneș ; 5, vallée de Suha Mică ; 6, vallées d'Ojdula et de Ghelnița ; 7, sondages de Covasna, Mușa et Manișca. Roches à rhodochrosite dans des échantillons au tamis ou des carottes (sondages de Covasna, Mușa et Manișca).

De ce que nous venous de présenter il s'ensuit que le niveau comportant du matériel pyroclastogène et des concrétions de rhodochrosite est largement étendu (Pologne, U.R.S.S., Roumanie).

B) Caractères lithologiques

L'étude microscopique des échantillons ci-dessus cités révèle deux composants importants : la masse fondamentale légèrement transparente, parfois à pigment verdâtre, ou presque opaque, et les corpuscules figurés constitués soit de rhomboèdres de carbonates, soit de petites concrétions résultées de l'association de plusieurs rhomboèdres qui englobent des tests de radiolaires complètement substitués par du carbonate ; parfois la structure de ces tests est parfaitement conservée, indiquant une métasomatose carbonatée très avancée. Des spicules de spongiaires n'apparaissent que sporadiquement. La masse fondamentale peut présenter soit de faibles teintes de biréfringence dues aux minéraux argileux, soit des zones de calcédoine dans la masse des radiolaires ; dans ce dernier cas on remarque la présence de la quartzine (échantillon 4). Il y a des cas où à l'argile s'ajoutent des carbonates microgranulaires (échantillon 4). Il y a en d'autres (échantillon 3) où se laissent voir une faible tendance d'orientation mise en évidence par des lamelles, par ailleurs très rares, de mica (échantillon 4). La composante argileuse ne peut être saisie que par voie roentgénographique, tout comme la présence des feldspaths. Selon toute vraisemblance toutes les roches deviennent des pyroclastites dont la silice a été sensiblement éliminée par altération, sa teneur variant largement comme on le verra ci-après.

Parfois, dans la masse fondamentale les radiolaires ne peuvent être saisis que par la présence de vagues contours de *Spummelaria* ou de *Nassellaria*, dans la plupart des cas fossilisés dans la chlorite (échantillon 2) ou dans du carbonate (échantillon 4). Seule la silicolite str. s. (échantillon 1) laisse voir des radiolaires calcédonitiques en proportion de 30-40%.

Il y a des roches où le matériel cristallin et concrétionnaire carbonaté envahit la masse fondamentale jusqu'à 60%, la rhodochrosite étant accompagnée de calcite et de sidérose. Parfois cette dernière constitue le centre de quelques cristaux qui s'appauvrissent en fer vers la périphérie.

Il n'est pas exclu que le matériel initial fût de nature principalement pyroclastique avec de petites additions terrigènes ; les radiolaires se sont remarquablement développés, tout spécialement au niveau des silicolites actuelles (jaspes jusqu'au radiolarites).

Les minéraux de la masse fondamentale ne pouvant être différenciés à partir de leurs propriétés optiques on les a déduit par des études physiques et chimiques. Selon toute vraisemblance la partie basale des argiles bariolées surjacentes par rapport aux schistes noirs, laisse voir des passages progressifs des cinérites aux jaspes ou aux schistes argileux, en fonction du degré et du mode d'altération du matériel déposé ; la proportion en concrétions de carbonates, tout spécialement de rhodochrosite, varie de 0 à 60%.



TABLEAU 1
Constitution chimique des roches (sans concrétions)

| No de l'échantillon | Lieu de prélevement | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | S | Fe (S) | H ₂ O+ | Total |
|---------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|-------------------|--------|
| 1 | Nappe des schistes noirs, Ruisseau Corlăteni, vallée de la Moldova, district Suceava | 91,94 | 3,51 | 0,58 | 0,72 | 0,47 | 0,13 | 0,14 | 0,54 | 0,10 | 0,02 | — | — | 1,85 | 100,00 |
| 2 | Nappe de Tarcău, Vallée Uzul, Poiana Uzului, district Bacău | 84,57 | 5,52 | 2,13 | 0,68 | 2,62 | 0,14 | 0,16 | 1,35 | 0,21 | 0,07 | 0,09 | 0,08 | 2,38 | 100,00 |
| 3 | Nappe des schistes noirs, Ruisseau Omul Mort-Gemenea, district Suceava | 78,00 | 8,52 | 1,04 | 0,98 | 2,32 | 0,26 | 0,29 | 1,16 | 0,26 | 0,05 | 1,75 | 1,52 | 3,85 | 100,00 |
| 4 | Nappe des schistes noirs, Ruisseau Druganu-Dolia-Pipig, district Neamț | 75,45 | 6,75 | 1,06 | 1,09 | 5,93 | 0,38 | 0,58 | 1,14 | 0,43 | 0,74 | — | — | 2,98 | 100,00 |

TABLEAU 2
Constitution minéralogique des roches (sans concrétions)

| No de l'échantillon | Nom de l'échantillon | Lieu de prélevement | Quartz + Feldspath calcaire | Illite | Chlorite | Pyrite |
|---------------------|---|--|-----------------------------|--------|----------|--------|
| 1 | Silicolite (jaspe-radiolarite) à concréctions de rhodochrosite | Nappe des schistes noirs, Ruisseau Coniajeni, vallée de la Moldova, district Suceava | 87,67 | 1,84 | 8,28 | 2,21 |
| 2 | Pyroclastite argileuse blanche à concréctions de rhodochrosite | Nappe de Tarcău, Vallée Uzu-Poiana Uzului, district Bacău | 70,36 | 1,80 | 20,18 | 7,66 |
| 3 | Pyroclastite silico-argileuse verte à concréction de rhodochrosite | Nappe des schistes noirs, Ruisseau Omul Mort -Gemenea, district Suceava | 69,15 | 3,97 | 18,59 | 8,29 |
| 4 | Pyroclastite siliceuse carbonatée à rhombes de rhodochrosite et matériel détritique | Nappe des schistes noirs, Ruisseau Druganu-Dolla – Păpirig, district Neamț | 66,88 | 5,25 | 19,00 | 8,92 |



Cinérite argilite \pm concrétions de carbonates
 jaspe \pm concrétions de carbonates

C) Étude chimico-minéralogique

On a effectué l'analyse de quatre échantillons représentatifs prélevés des roches participant à la constitution de la série des argiles bariolées et l'analyse des concrétions carbonatées prélevées des pyroclastites vertes de

TABLEAU 3

*Composition chimique et minéralogique des concrétions de rhodochrosite de la pyroclastite silico-argileuse verte, ruisseau Corlăteni (Vallée de la Moldova)
 (Cimpulung Moldovenesc)*

| FeO | MgO | MnO | CaO | CO ₂ |
|----------|-----------|---------------|---------|-----------------|
| 4,84 | 2,01 | 50,76 | 4,09 | 38,30 |
| Sidérose | Magnésite | Rhodochrosite | Calcite | |
| 7,71 | 3,74 | 81,47 | 7,05 | |

Pirīul Corlăteni (vallée de la Moldova, échantillon 4). Les résultats obtenus sont inclus dans les tableaux 1, 2 et 3 qui révèlent leur chimisme et leur constitution minéralogique (déduite de la corrélation entre les résultats des analyses chimiques et les déterminations roentgénographiques et thermodifférentielles).

Les analyses chimiques effectuées sur des roches sans concrétions carbonatées, dont la constitution a été déduite de la teneur en CO₂ et en cations bivalents nécessaires à la formation des carbonates (Mn, Mg, Ca, Fe²⁺) sont présentées dans le tableau no 1 en tenant compte de la décroissance de la teneur en silice.

Excepté une évidente corrélation inverse entre la silice et l'alumine les autres ions ne présentent aucune corrélation. L'analyse minéralogique (tab. 2) révèle que les teneurs en quartz + calcédoine, illite et chlorite des échantillons 2, 3 et 4 sont extrêmement proches alors que celle de l'échantillon 1 s'en écarte, la silicolite résultant de la dilution avec de la silice (quartz + calcédoine) des autres composants, fait mis également en évidence par le chimisme de ces roches. Seule la teneur en feldspaths présente quelques fluctuations (plagioclases chez des échantillons 3 et 4 prépondérants albitiques). Les échantillons moins silicifiés (2-4) présentent des teneurs en quartz + calcédoine qui varient de 47 à 61,5 %. Le soufre retenu par la pyrite n'apparaît que chez les roches tuffogènes (échantillon 4) comportant 3,1 % pyrite.



Les concrétions de rhodochrosite (tab. 3) contiennent, outre la rhodochrosite, des carbonates : de fer, de manganèse et de calcium, qui, nous admettons, substituent le manganèse du réseau de la rhodochrosite, car le Ca et le Fe sont nettement supérieurs quantitativement (supérieurs à 7%) au manganèse (3,7%). Dans le tableau 3 nous avons inclus ces ions sous le nom des minéraux carbonatés respectifs : sidérose, magnésite, calcite.

D) Considérations génétiques

Des données ci-dessus présentées il s'ensuit qu'à la fin de l'accumulation des dépôts qui ont engendré les schistes noirs, les conditions de sédimentogenèse se modifièrent totalement vu l'apparition d'un important apport pyroclastique et vu l'évolution d'un milieu nettement réducteur à faiblement réducteur jusqu'à très oxydant, fait mis, par ailleurs, en évidence aussi par la teinte des sédiments (verts, blancs, rouges). Afin d'expliquer la genèse de ces derniers nous devrions probablement admettre qu'il y a eu des apports de minéraux argileux et des oxydes fournis par une zone d'altération continentale sidérolitique. Étant donné l'absence de la kaolinite nous estimons que la teinte rouge des jaspes et des schistes argileux vient tout simplement du milieu oxydant qui se réalise à certains intervalles dans le bassin d'accumulation, fait par ailleurs mis en évidence aussi antérieurement par l'un des auteurs du présent ouvrage (Băncilă, Papiu, 1963).

Si l'illite et une partie du quartz sont de nature détritique nous devons admettre que la chlorite et en une large mesure la calcédoine et le microquartz proviennent du matériel volcanogène de nature dacitique ou andésitique présent dans le gisement primaire ou secondaire accumulé, au préalable, en milieu subaérien. Dans cette formation, en Ukraine Subcarpatique (U.R.S.S.) on a identifié des fragments de roches andésitiques (Vulcan, Culcițchi, 1959). Le processus d'altération continue en milieu marin (halmirolitique), les silicates des verres volcaniques et des minéraux pyroclastiques ou détritiques volcanogénés se décomposent éliminant la silice qui est en une large mesure retenue par les radiolaires dont la présence dans toutes les roches est plus ou moins marquée, surabondant dans les jaspes et les radiolarites.

La diagenèse primaire qui a probablement affecté les sédiments en voie de consolidation se caractérisait par une réaction alcaline, dûe, en une large mesure, à l'apparition des solutions bicarbonatées abondant en ions de manganèse résultés du lessivage du matériel volcanogène. Fort probablement, au cours d'une première phase, ont été engendrées les chlorites, minéraux argileux spécifiques à l'altération du matériel pyroclastique. C'est au cours d'une phase ultérieure qu'a eu lieu la précipitation des rhomboèdres de rhodochrosite des solutions bicarbonatées qui envahissent les sédiments. Ces minéraux ont englobé partiellement, voire complètement, des tests de radiolaires qui ont été sujets à des processus de métasomatose totale, la silice étant substituée par la rhodochrosite. Il y a



des cas où une concentration de carbonates plus ou moins synchrone aux processus de sédimentation (échantillon 4, pyroclastite silico-carbonaté) survient et en ce cas la diagenèse primaire a conduit à des concentrations locales de sidérose et de calcite. Au cours d'une phase finale, peut-être au début même de l'épigenèse, les solutions alcalines ont fait disparaître presque complètement les caractères initiaux des sédiments en dissolvant implicitement les tests des radiolaires non-affectés par la diagenèse carbonatée, dont les contours sont mal visibles, parfois même totalement estompés. C'est ainsi que l'on peut s'expliquer le fait qu'il y a des tests partiellement conservés, notamment la partie englobée dans le carbonate (fig.). Il s'agit d'une situation inverse par rapport à la diagenèse acide de la formation crayeuse du bassin de Paris où C a y e u x (1929) cite des restes fossiles conservés dans des concrétions siliceuses qui à cause des phénomènes de diagenèse disparaissent de la masse de la roche calcaire.

La partie supérieure de la série supérieure des schistes noirs (argilites rouges et vertes) du flysch des Carpates Orientales, dans son ensemble, est similaire à une formation volcanogène-sédimentaire largement diagénisée où les roches pyroclastiques passent progressivement soit à des jaspes, s'enrichissant par diagénèse en silice, soit à des schistes argileux s'enrichissant progressivement en minéraux argileux. La teneur en illite plus ou moins proche de celle des schistes noirs sous-jacents dénote une source terrigène d'argile commune durant l'accumulation des deux séries.

E) Conclusions générales

Des données ci-dessus exposées il s'ensuit que :

1. Le trait spécifique des roches pyroclastogènes situées à la partie inférieure de la série des argilites bariolées (nappe des schistes noirs et nappe de Tarcău) développées à peu près tout le long de l'arc des Carpates Orientales (Roumanie, U.R.S.S., Pologne) est la présence des concrétions de rhodochrosite comparables aux fossiles caractéristiques. Aussi, ce niveau repère peut-il être utilisé à faire des corrélations stratigraphiques de surface, autant qu'à faire des travaux de forage, fait qui pourrait être généralisé.

2. Les roches pyroclastogènes des argilites bariolées du Crétacé supérieur (Vraconien ? - Turonien) dénotent l'existence dans cet intervalle d'un volcanisme de nature andésitique ou dacitique.

3. Un résultat de ce volcanisme est le grand développement des organismes siliceux (abondance des radiolaires) qui ont engendré les roches siliceuses (jaspes et radiolarites) dont le quartz et la calcédoine sont d'origine halmirolitique.

4. La diagenèse primaire est responsable de la disparition des structures sédimentogènes et de l'apparition des concrétions de rhodochrosite contenant des ions de substitution (Mg , Fe^{2+} , Ca) et quelques teneurs supplémentaires en calcite.



5. L'illite et le quartz sont d'origine terrigène, alors que les feldspaths sont d'origine volcanogène directe (pyroclastique) ou indirecte, constitués aux dépens des laves récemment émises.

6. L'argilisation totale des roches pyroclastogènes (cinérites blanches et verdâtres) plaide, en pareil cas, pour la modification du terme de cinérite en celui de „argilite pyroclastogène”.

Une conclusion similaire a été formulée pour des roches analogues de la formation néogène sous faciès pannonien du bassin de Baia-Mare (Papiu et al., 1974).

7. Il y a des cas où, au cours du processus de diagenèse, apparaissent des accumulations mineures de pyrite et de sidérose \pm calcite.

8. Il s'ensuit que les minéraux qui comportent des tests de radiolaires sont : la calcédoine, la rhodochrosite, la calcite (moins souvent et tout spécialement dans le matériel de remplissage des cavités des radiolaires) ou la leptochlorite.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexandrescu Gr. (1971) Studiul flișului cretacic dintre Valea Bistricioarei și Valea Moldovei. Rez. tezei de doctorat. Univ. București.
- Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Șt. Acad. R.S.R.* VII, 4, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică, București.
 - Papiu C. V. (1962) Asupra litologiei sedimentelor cretacice din anticlinalul Cîrnău-Valea Țiganilor (reg. Bicaz). *D.S. Com. Geol.* XLV, București.
 - Agheorghesei V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre Valea Suha Mare-Valea Moldovei (reg. Suceava). *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Ksiazkiewicz M. (1963) Stratigraphie des Karpathes Polonaises. Inst. Géol. de Pologne, 181. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.* Varsovie-Cracovie.
- Cayeux L. (1929) Les roches sédimentaires de France (Roches siliceuse). Paris.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.* XXIV, București.
- (1963) Date noi asupra structurii flișului Miogeosinclusiv din munții Vrancei (Carpații Orientali). *Assoc. Carp.-Balk.* III, București.
- Filipescu M. G., Drăghindă I., Mutihac V. (1952) Contribuții la orizontarea șisturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților Orientali. Comunicările Acad. R.P.R. II, 9–10, București.
- Filipescu M. G. (1955) Vedere noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ.* 6–7, București.
- (1957) Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din flișul extern dintre văile Teleajen și Uzu. *Bul. Șt. Acad. R.S.R.* XI, 1, București.
- Mărinescu I. (1962) Cercetări geologice în flișul munților Buzăului. *D.S. Com. Geol.* XLIV, București.

- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdilului și valea Horației. *D.S. Com. Geol.* L/I, București.
- Papiu C. V., Iosof V., Ghiurcă V., Popescu Florica, Colios Elena, Papadopol Catrinel (1974) Alcătuirea chimico-mineralogică a argilelor superioare din bazinul Băi-Mari. *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXII/1, București.
- Sujkowski Zb. (1932) Radiolarites des Karpates Polonaises Orientales et leur comparaison avec les Radiolarites de la Tatra. *Bull. Serv. Géol. Pologne*, VII, 1, Varsovie.
- (1938) Les séries de Sziplot dans les Karpates Polonaises Orientales. *Trav. Serv. Géol. Pologne*, III, 2, Varsovie.
- Vulcin I. E., Culcițchi I. O. (1959) Noile descoperiri și principalele trăsături ale formațiunilor piroclastice din depozitele cretacice și terțiare din Carpații Orientali. Stratigrafia, litologia și paleontologia petrolului și gazelor Ucrainei (en russe). Moscova.

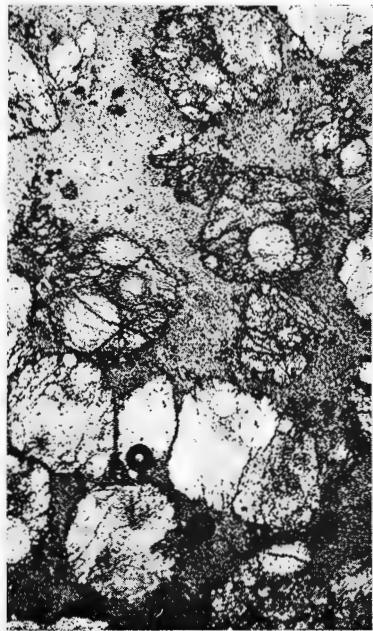


PLANCHE I

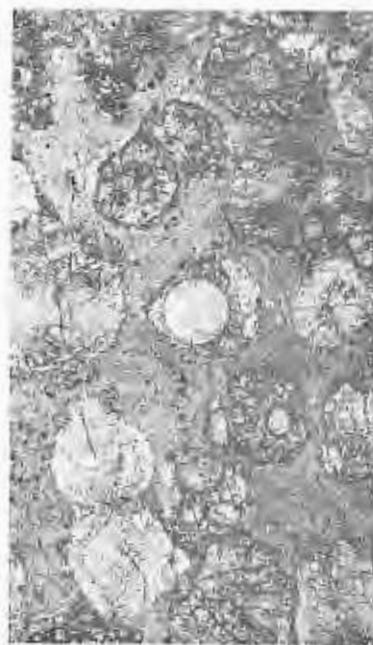
Fig. 1, 2, 3, 4. — Pyroclastite silico-argileux vert à concrétions et à radiolaires conservés dans la rhodochrosite. Nappe des schistes noirs, ruisseau Omul Mort-Gemenea, district de Suceava. Nic. II ; x 20.



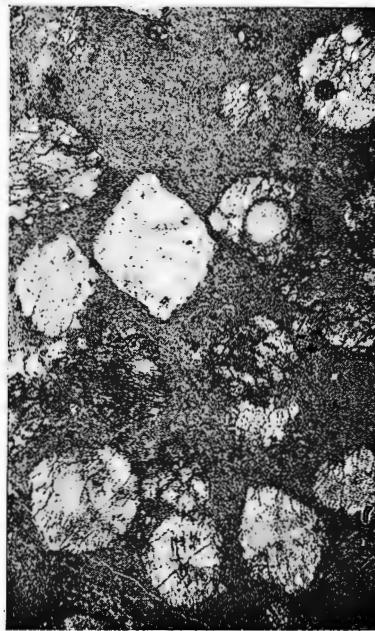
Institutul Geologic al României



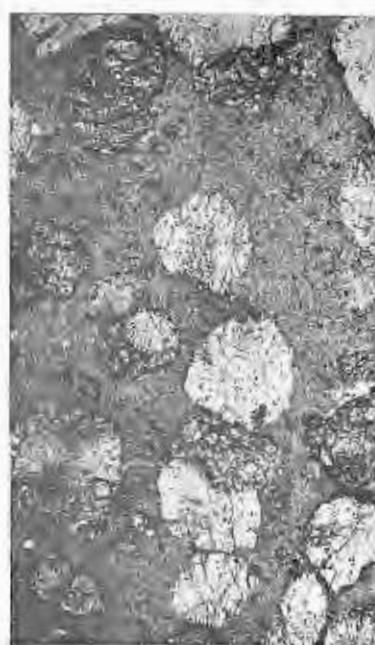
1



2



3



4

PLANCHE II

Fig. 1, 2. — Pyroclastite silico-argileux vert à concrétions et à radiolaires conservés dans la rhodochrosite. Nappe des schistes noirs, ruisseau Omul Mort-Gemenea, district de Suceava. Nic. II ; x 20.

Fig. 3, 4. — Pyroclastite silico-argileux vert à concrétions de rhodochrosite et à radiolaires. Nappe des schistes noirs, ruisseau Corlățeni—Cîmpulung Moldovenesc, district de Suceava. Nic. II : x 20.

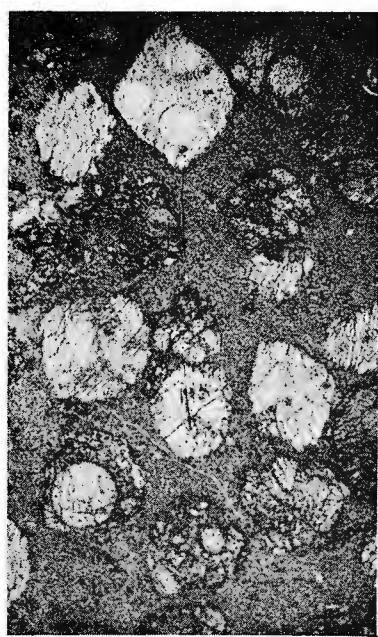


C. V. PAPIU et al. Roches à rhodochrosite — Carpathes Orientales.

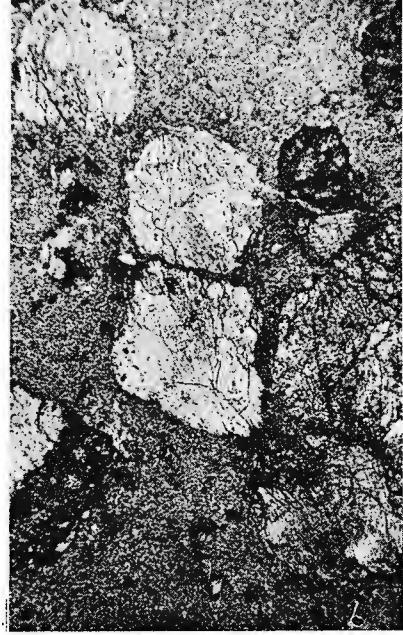
Pl. II.



1



2



3



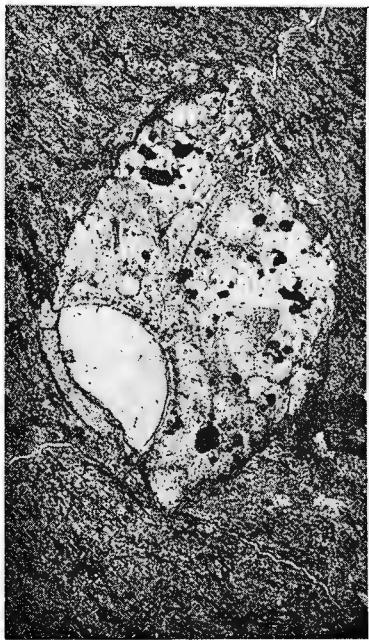
4

PLANCHE III

Fig. 1, 2, 3, 4. — Détail dans une concrétion de rhodochrosite à radiolaires de type discoïde à groupe *Spumellaria*, dans la pyroclastite silico-argileuse verte. Ruisseau Corlăteni-vallée de la Moldova (Cîmpulung Moldovenesc), district de Suceava. Nic. II ; x 40.



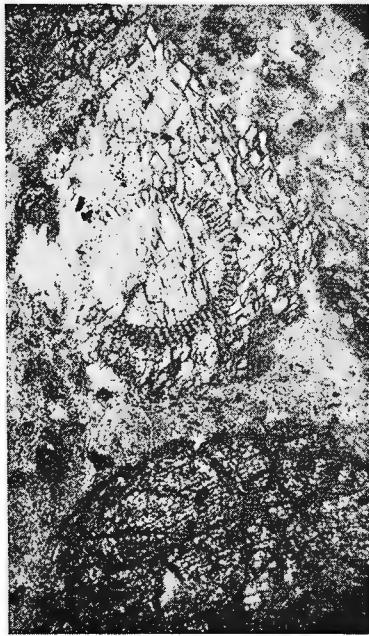
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

PLANCHE IV

Fig. 1, 2, 3. — Détails dans les concrétions de rhodochrosite à radiolaires de type discoidea, groupe *Spumellaria*, dans la pyroclastite silico-argileuse verte. Ruisseau Corlăteni-vallée de la Moldova (Cîmpulung Moldovenesc), district de Suceava. Nic. II ; x 40.

Fig. 4. — Pyroclastite argileuse blanche à concrétions et à radiolaires conservés dans la rhodochrosite. Nappe de Tarcău ; vallée d'Uzu, district de Bacău. Nic. II ; x 25.

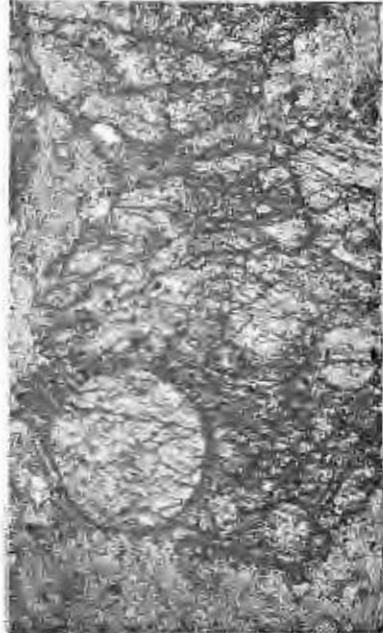




1



2



3



4

PLANCHE V

Fig. 1, 2. — Détail dans les concrétions à radiolaires conservées dans la rhodochrosite. Nappe de Tarcău, vallée d'Uzu, district de Bacău. Nic. II ; x 40.

Fig. 3, 4. — Pyroelastite argileuse blanche à concrétions et à radiolaires conservés dans la rhodochrosite. Nappe de Tarcău, vallée d'Uzu, district de Bacău. Nic. II ; x 15.





1



2



3



4

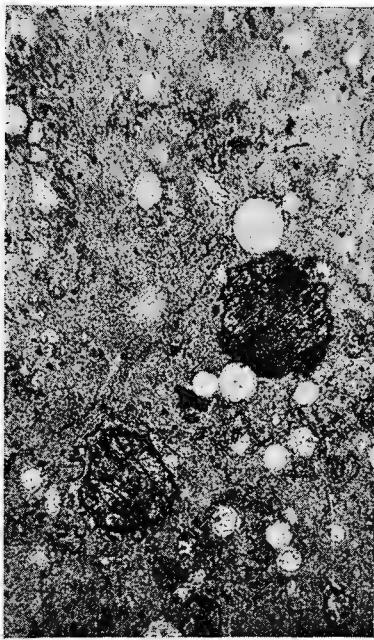
PLANCHE VI

- Fig. 1, 2. — Silicolite (jaspe-radiolarite) à concrétions de rhodochrosite. Nappe des schistes noirs. Ruisseau Corlăteni, vallée de la Moldova (Cîmpulung Moldovenesc), district de Suceava. Nic. II ; x 20.
- Fig. 3. — Concrétions de rhodochrosite à radiolaires de type discoidea, groupe *Spumellaria*. Detritus de forage, sonde 2361 Mușa, nappe de Tarcău, vallée Bisca Mare, district de Buzău. Nic. II ; x 25.
- Fig. 4. — Pyroclastite silico-argileuse verte à concrétions de rhodochrosite. Nappe des schistes noirs, ruisseau Corlăteni, vallée de la Moldova. Nic. II ; x 3.

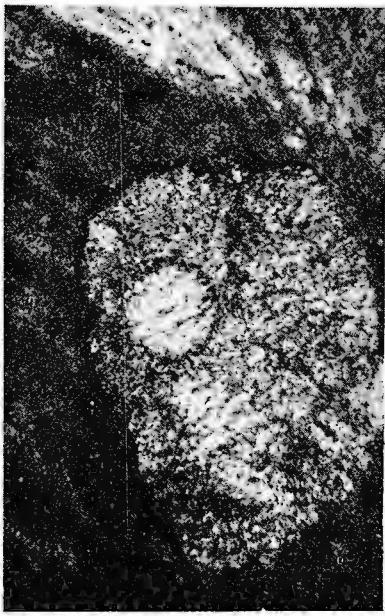




1



2



3



4

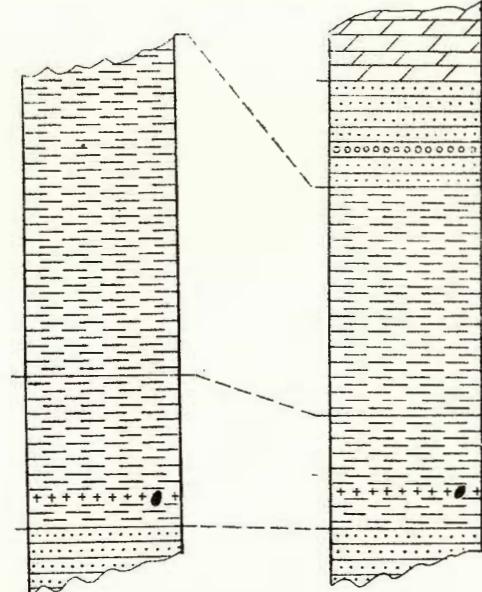
C. V. PAPIU

COLONNES STRATIGRAPHIQUES DE CORRÉLATION, AVEC LES POINTS DE PRÉLÉVEMENT DES ROCHES À CONCRÉTIONS DE RHODOCHROSITE

0 20 40 m

Nappe des schistes noirs (Audia)

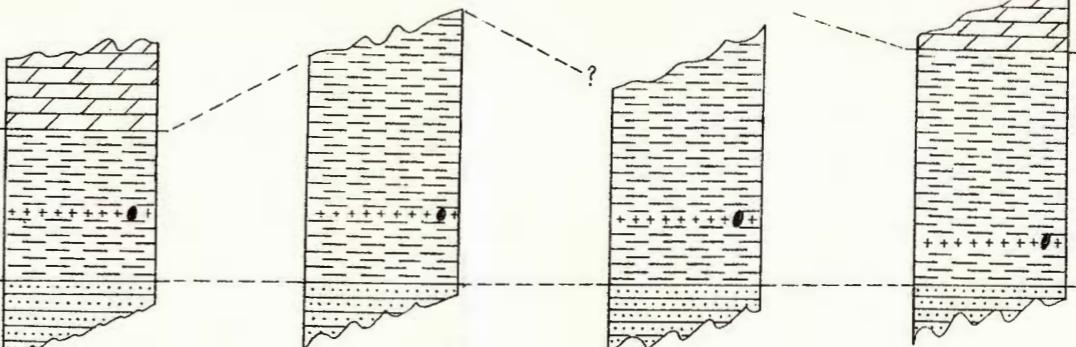
Ruisseau de Corlăteni-
Vallée de la Moldova Ruisseau d'Omul Mort-
Slătioara (vallée de la Moldova) Ruisseau de
Druganu -Dolia
Pipirig



Nappe de Tarcău

Vallée de Suha Mică-
Găineşti Vallée d'Uzu-
Poiana Uzu Vallée d'Ojdula
et vallée de Ghelința

Corrélation entre les
données des sondages
et celles de surface



LEGÉNDE

[Horizontal lines] Horizon des grès glauconieux silicifiés (Albien)
de la série des schistes noirs (couches d'Audia)
[Diagonal hatching] Série des argilites rouges et vertes (Vraconien ?-Turonien):
a. niveau à pyroclastites, radiolarites, jaspes et concrétions de rhodochrosite;
b. niveau à argilites rouges et vertes à Uvigerinammina jankoi

[Dotted horizontal lines] Niveau à grès muscovitiques (Turonien supérieur-Sénonien inférieur)
avec des conglomérats à éléments des schistes verts et granitoïdes
[Vertical lines] Niveau à marno-calcaires (Turonien supérieur-Sénonien inférieur)
[Small circle with a dot] Gisements d'où l'on a prélevé les roches à rhodochrosite

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

ALTERAREA HIDROMETASOMATICĂ A ANDEZITULUI CUARTIFER NEOGEN DIN REGIUNILE SĂLIŞTE, VĂLIŞOARA ȘI HĂRȚĂGANI (MUNTII METALIFERI)¹

DE

ION BERBELEAC²

Abstract

Hydrometasomatic Alteration of Neogene Quartziferous Andesite from Sălişte, Vălişoara and Hărțăgani Regions (the Metaliferi Mts). Within the Tertiary quartziferous andesite from the regions investigated (Vălişoara, Sălişte, Hărțăgani), there are known five types of neomineral associations : propyllitic, intermediate argillic, advanced argillic, sericite and with adularia. There is an obvious link between these ones and the mineralizations ; the veins and mineralized bodies with An, Ag, Te, Pb and Zn are located within those zones from the hydrometasomatic, where the parageneses of advanced and especially sericitic and adularia associations are typically developed. The data of the chemical analyses carried on within these zones are amply commented upon.

Regiunile Sălişte, Vălişoara şi Hărțăgani se situează în partea centrală a Munţilor Metaliferi și se caracterizează prin marea dezvoltare a vulcanitelor neogene din ciclul II — faza I și a II-a (Iancovici et al., 1969 ; Berbeleac, 1972)³.

Produsele primei faze (Badenian superior) apar numai în structura vulcanică de la Sălişte (dealul Draica) și Hărțăgani, unde reprezintă andezite cuartifere cu hornblendă și biotit de tip Căinel, recunoscute sub formă de înrădăcinări, curgeri și brecii de coș (fig. 1 a).

Vulcanitele fazei a II-a (Sarmatian-Pliocen ?) alcătuiesc centrele de erupție de la Vălişoara și Hărțăgani și constituie trei varietăți de andezite cuartifere : cu hornblendă ± biotit de tip Vălişoara, cu hornblendă (Barza), și cu hornblendă și biotit de tip Săcărîmb, la Hărțăgani în structura

¹ Predată la 19 mai 1975, acceptată pentru publicare la 20 mai 1975, comunicată în şedință din 27 mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ I. Berbeleac. Studiul petrografic și metalogenetic al regiunii Vălişoara (Munții Metaliferi). Teză de doctorat, 1972. Arh. Univ. București.



Cordurea-Coasta Mare. În aceste două regiuni structurile vulcanice deosebit de complexe definesc prezența a două caldere de prăbușire evolute (B e r b e l e a c , 1972)⁴.

Regiunile limitrofe structurilor vulcanice menționate sunt constituite din roci ofiolitice (Triasic ?-Cretacic inferior), depozite sedimentare albiene (fliș aleuropelitic), helvețian-superior ?-sarmațiene (depozite de molasă) și andezite cuarțifere de Cetraș (B o r c o s et al., 1972).

Activitatea vulcanică din regiune a fost însotită de importante fenomene de metamorfism și metalogeneză hidrotermală evidențiate de prezența ariilor hidrometasomatice, a filoanelor, volburilor și coloanelor mineralizate cu sulfuri polimetalice auro-argentifere, aur, sulfosăruri de arăz și telururi auro-argentifere.

Metodologia de cercetare

Complexitatea problemelor ivite în timpul cercetărilor a reclamat aplicarea unei metodologii complexe: cartarea geologică a formațiunilor întâlnite la suprafață și în lucrările miniere și forajele executate, și recoltarea unui număr satisfăcător de probe și esantioane, în vederea executării studiului microscopic și geochimic al ariilor hidrometasomatice și realizarea unor analize termice diferențiale.

Rezultatele obținute prin aplicarea acestei metodologii au permis conturarea evoluției proceselor hidrometasomatice din regiune și a favorizat paraleлизarea acestora cu cele ce s-au manifestat în alte părți din Munții Metaliferi (B o r c o s , S t a n c i u , 1963 ; 1965, S t a n c i u et al., 1967 ; R ă d u l e s c u , 1953).

Ariile hidrometasomatice

Cea mai mare parte din vulcanitele terțiare și formațiunile fundamentului, situate în apropierea structurilor vulcanice, conservă efectele metamorfismului magmatic materializat de prezența în special a ariilor hidrometasomatice. Mai rar și numai la Vălișoara s-au remarcat, alături de parageneze caracteristice domeniului hidrotermal, asociații de tip pirometasomatic cu andradit, epidot și oxizi de fier (B e r b e l e a c , 1975)⁵.

Trecind la analiza distribuției spațiale a neomineralelor prezente în ariile hidrometasomatice (fig. 1) s-a constatat faptul că aceasta a fost controlată în special de trei factori : chimic, tectonic și litologic. Primul factor a determinat caracterele chimice și mineralogice esențiale ale asociațiilor de neominerale, iar cel de-al doilea este responsabil de dirijarea circulației soluțiilor care s-au realizat îndeosebi pe zonele de contact dintre formele înrădăcinante și formațiunile fundamentului sau breciile de coș,

⁴ Op. cit. pct. 3.

⁵ I. Berbeleac. Processus de métamorphisme thermique et métasomatique associés aux andésites quartzifères d'âge tertiaire de Vălișoara, Monts Metalifères. 1975. Rév. Roum. Géol. Acad. R.S.R. București (în curs de publicare).

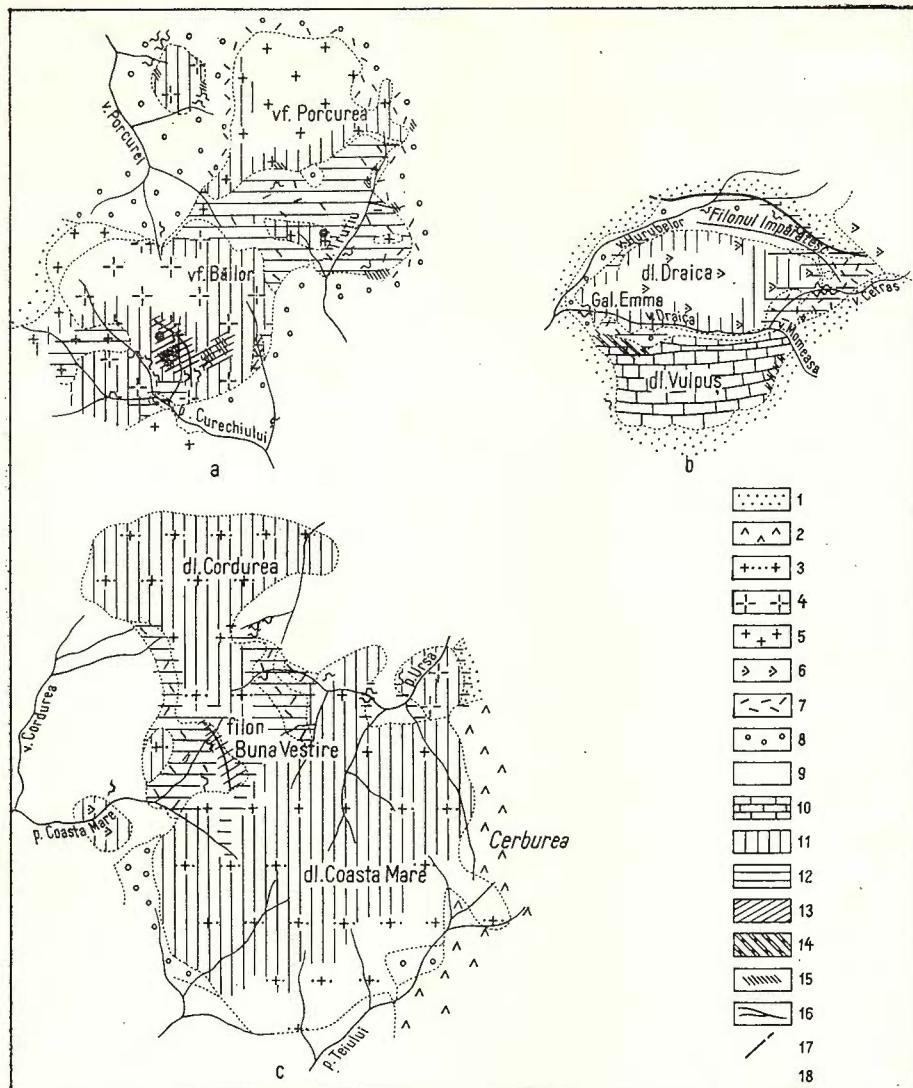


Fig. 1. — Schițele geologice, ariile hidrometasomatice și asociațiile de neominerale din regiunile Vălișoara (a), Săliște (b) și Hărțăgani (c).

1, Helvețian superior? — Badenian superior; 2, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Cetraș); 3, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Săcărimb); 4, andezite cuarțifere cu hornblendă (Barza); 5, andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit (Vălișoara); 6, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Căinel); 7, brecii de coș; 8, roci ophiolitice; 9, Cretacic inferior (Albian); 10, Jurasic; 11, asociația propilitică; 12, asociația intermediar și pronunțat argilitică; 13, asociația cu sericit și adular; 14, asociația cuarțitică; 15, volburi și coloane mineralizate; 16, filon mineralizat; 17, falie; 18, foraj.

Esquisses géologiques, aires hydrométasomatiques et associations de néominéraux des régions de Vălișoara (a), de Săliște (b) et de Hărțăgani.

1, Helvétien supérieur? — Badénien supérieur; 2, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Cetraș); 3, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Săcărimb); 4, andésites quartzifères à hornblende (Barza); 5, andésites quartzifères à hornblende ± biotite (Vălișoara); 6, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Căinel); 7, brèches de cheminée; 8, roches ophiolitiques; 9, Crétacé inférieur (Albian); 10, Jurassique; 11, l'association propilitique; 12, l'association moyennement et à dominance argilite; 13, l'association à séricite et adulaire; 14, l'association quartzitique; 15, stockwerks et colonnes minéralisées; 16, filon minéralisé; 17, faille; 18, sondage.



precum și pe liniile de fracturi și numeroasele fisuri formate anterior, sau în cursul definirii actualelor structuri vulcanice. Ultimul factor a influențat formarea și repartiția cantitativă și calitativă a neomineralelor, prin variațiile de compozitie, porozitate și permeabilitate existente în rocile inițiale, ulterior supuse proceselor hidrometasomatice. Prin conlucrarea factorilor enumerați soluțiile hidrotermale au exercitat o permanentă influență asupra rocilor prin care au circulat, determinând reacții de schimb metasomatic și apariția unor neominerale a căror distribuție delimită tează ariile hidrometasomatice.

La Săliște aria hidrometasomatică se înscrie atât în cadrul structurii înrădăcinante (andezite cuartifere din dealul Draica), cât și în rocile din jur ale fundamentului. Aceasta cuprinde două zone de intensă circulație și reacții metasomatice: una, cea mai importantă, situată în breciile de coș și rocile ofiolitice din partea estică a dealului Draica, iar alta — mult mai importantă — localizată în calcarele jurasice, rocile ofiolitice și breciile de coș din extremitatea estică și vestică a dealului Vulpus. Prima zonă cuprinde pe o suprafață relativ mare, asociații de neominerale de tip pronunțat argilitic, în interiorul căreia se dezvoltă local sericitizări și mineralizații cu aur, sulfosăruri de argint și sulfuri polimetale aurifere, cunoscute în filoanele Împărateso și Nou Împăratesc. În ceea ce altă zonă se constată de asemenea prezența în breciile de coș și rocile ofiolitice a asociațiilor de tip argilitic, dar se subliniază existența în calcare a unor corpuri neregulate de jasperoide ± baritină ± sulfuri polimetale precum și a fisurilor și filoanelor cu cuarț ± baritină ± sulfuri, toate formate în condiții de asociație cuarțitice.

Aria hidrometasomatică de la Vălișoara cuprinde, cu mici excepții, întreaga regiune situată între dealul Mosor și valea Curechi de către Porcurea. În cadrul acesteia, ca și la Săliște, s-au recunoscut două zone unde s-a manifestat o intensă activitate hidrometasomatică: una cuprinde zona cu brecii de coș și dyke-urile de andezite cuartifere de tip Vălișoara din structura vulcanului din dealul Porcurei și alta, ceva mai restrânsă, localizată în andezitele și breciile de coș situate în partea sudică a neckului din dealul Băilor. În cadrul primei zone predomină asociațiile de tip argilitic iar mineralizațiile, în marea lor majoritate excellent pirotoase și slab aurifere, alcătuiesc coloane (Preluca, Vrednicuța, Emma, Bajă Mare, etc.) și mai puțin filoane (Felix, Maria etc.). Cea de-a doua zonă, pe lîngă asociațiile de tip argilitic, conservă în arii restrânse, dar deosebit de reprezentative, asociații de tip sericitic și cu adulare în care sunt prezente volbui și filoane mineralizate cu sulfuri polimetale, deosebit de bogate în aur și argint. În regiunea Hăițagani, aria hidrometasomatică afectează cea mai mare parte din structura Cordurea-Coasta Mare. Maximum de intensitate al proceselor hidrometasomatice și metalogenetice s-a localizat în zona cu brecii de coș și înrădăcinările situate între obîrșia pîraielor Coasta Mare și Ursă. Aici asociația pronunțat argilitică este deosebit de reprezentativă, iar cea de tip sericitic și cu adulare se dezvoltă sub forma unei fișii înguste în zona filonului Buna Vestire. Această zonă este marcată de prezența în cadrul filonului a telururilor auro-argentifere și a sulfurilor polimetale.

Principalele asociații de neominerale

Neomineralele recunoscute în cadrul ariilor hidrometasomatice menționate au fost ordonate sub aspect genetic și petrochimic în șase asociații de tip: propilitic, intermediar argilitic, pronunțat argilitic, sericitic, cu adular și cuarțitic.

Primele cinci asociații din cele enumerate corespund ca sens cu cele prezentate de Meyer și Hemley (1967), în timp ce ultima s-a

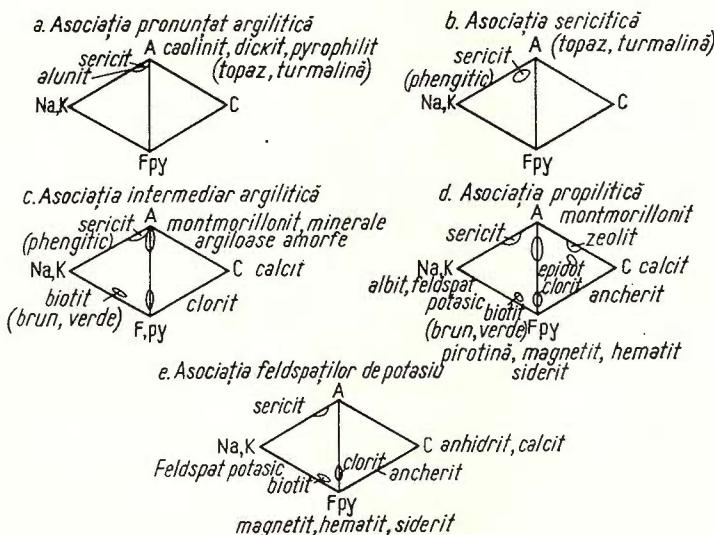


Fig. 2. — Diagramele ACF și AKF (după Meyer și Hemley, 1967).

Diagrammes ACF et AKF (suivant Meyer et Hemley, 1967).

introdus din necesitatea de a cuprinde întreaga variație mineralologică caracteristică ariilor investigate. Asociația cu adular corespunde parțial cu cea pe care autorii sus menționăți au denumit-o cu silicați de K și scoate în evidență importanța cantitativă a adularului în acest tip de alterare cît și legătura intimă dintre acest mineral și mineralizația în special auroargentiferă.

Asociațiile menționate se caracterizează prin parageneze distincte ale căror minerale pot fi văzute în diagramele ACF și AKF din figura 2. Asociațiile trebuie privite ca reprezentând stadii bine definite în evoluția proceselor hidrometasomatice și metalogenetice manifestate în cadrul ciclului II de erupție, unde ca și în alte regiuni din Munții Metaliferi (Iancovici et al., 1969) s-au recunoscut două faze de metamorfism magmatic și metalogeneză: una mai puțin importantă asociată fazei I de erupție a andezitelor cuarțifere de tip Căinel și alta mult mai consistentă afiliată fazei a II-a cu andezite cuarțifere de tip Vălișoara, Barza și Săcărîmb.

Observațiile realizate în ariile hidrometasomatice remarcă ordonarea zonală și genetică a asociațiilor de neominerale de la exteriorul zonei circulate către interiorul acesteia, care în general prezintă următoarea comportare : andezit relativ proaspăt, andezit propilitizat, apoi intermediu și pronunțat argilizat, sericitizat și adularizat. Față de această succesiune este greu de precizat poziția în evoluția proceselor hidrometasomatice a asociației cuarțitice prezentă în calcarele din dealul Vulpuș ; aceasta este posibil să reprezinte stadiul final de evoluție a unor soluții deosebit de bogate în SiO_2 . De la schema generală anunțată s-au remarcat și unele abateri printre care cea mai importantă este argilizarea parțială a asociației cu adular prezentă la Hărțăgani și Vălișoara. Este posibil însă ca această argilizare să cuprindă numai adularul format anterior stadiului ce a determinat asociația adularică propriu-zisă.

Compoziția mineralogică a asociațiilor de neominerale

Asociațiile de neominerale identificate în ariile hidrometasomatice prezintă variații cantitative și calitative remarcabile. Aceste variații să cum se poate vedea din tabelele 1–5, îmbrăcă forme comune în cadrul celor patru tipuri de andezite cuarțifere, reliefind faptul că desfășurarea proceselor hidrometasomatice manifestate în cadrul celor două faze de erupție s-au desfășurat în condiții geochimice, termodinamice și litologice asemănătoare.

Micile deosebiri remarcate, cum ar fi lipsa asociației adularice la Săliște sau a celei cuarțitice cu baritină în regiunile Vălișoara și Hărțăgani, par a prezenta unele aspecte particulare ale stadiului final de evoluție al soluțiilor hidrotermale. Cu aceste mici excepții, în regiunile cercetate s-au remarcat mineralele asociațiilor de tip propilitic, intermediu și pronunțat argilitic și sericitic. Aceste neominerale, precum și cele din asociația cu adular, au rezultat din substituția în proporții diferite, chiar pînă la dispariția totală a majorității mineralelor primare ; unicul mineral primar care se conservă, adesea puternic corodat, este cuarțul (tab. 1). În paralel cu această substituție și corodare a mineralelor primare de către soluțiile hidrotermale și pe măsura apropierea de zona internă intens circulată, reacțiile de schimb metasomatic manifestate mult mai intens au condus la apariția unei suite largi de neominerale a căror prezență, sub aspect calitativ și cantitativ, pentru fiecare tip de andezit alterat, poate fi văzută în tabelele 2–5. Variațiile menționate să cum rezultă din studiul mineralologic, se grupează în parageneze caracteristice (tab. 6) care definesc și delimită cadrul de extindere a asociațiilor hidrometasomatice. Cele mai numeroase parageneze, în toate regiunile cercetate, par a fi întâlnite în asociațiile de tip pronunțat argilitic și sericitic unde s-au remarcat patru grupe de neominerale în care mineralele argiloase, cuarțul și pirita, sau sericitul, cuarțul și pirita sunt compoziții de bază ai alterării pronunțat argilitice și respectiv sericitice. Pe măsura depărtării de aceste asociații, atât spre interiorul zonei circulate cât și spre exteriorul ei, s-a remarcat restrîngerea numărului de parageneze de la trei, întâlnite în asociațiile cu adular și intermediu



argilitică, la două, semnalate în cadrul asociației propilitice. Și în aceste asociații, ca și la celelalte, numărul de minerale principale, în paragenezele determinante, se reduce îndeosebi la participarea adularului și cuarțului în asociația cu adular, a mineralelor argiloase și cuarțului în cea de tip intermediu argilitică și a cloritului și carbonațiilor în asociația propilitică. Pentru ultima asociație — cuarțitică — o singură parageneză este caracteristică: cuarț + minerale argiloase ± baritină ± alunit ± sulfuri polimetale.

TABELUL 1

Comportarea mineralelor primare din andezitele cuarțifere în cadrul tipurilor de alterare hidrotermală

| Tipul de rocă | Componenți primari | Tipuri de asociații | | | | |
|-----------------------------------|--------------------|---------------------|------------------------|----------------------|------------|-----------|
| | | Propilitică | Intermediar argilitică | Pronunțat argilitică | Sericitică | Cu adular |
| αqhb (Căinel) | H | ++ | + | | | |
| | B | +++ | + | | | |
| | F | ++++ | +++ | + | +++ | |
| | Q | ++++ | ++++ | ++++ | +++ | |
| | M.F. | +++ | +++ | + | | |
| $\alpha qh \pm bi$ (Vălișoara) | H | ++ | + | | | |
| | B | ++ | + | | | |
| | F | ++++ | +++ | + | | |
| | Q | ++ | ++ | ++ | | |
| | M.F. | ++++ | +++ | + | | |
| αqh (Barza) | H | ++ | + | | | |
| | F | +++ | ++ | + | ++ | |
| | Q | ++ | ++ | ++ | ++ | |
| | M.F. | ++++ | +++ | + | + | ++ |
| $\alpha qhb\beta$ (Săcărîmb) | H | ++ | + | | | |
| | B | ++ | + | | | |
| | F | ++++ | +++ | + | ++ | |
| | Q | ++++ | ++++ | +++ | +++ | +++ |
| | M.F. | ++++ | +++ | + | ++ | |

Simboluri roci: $\alpha q h b$ (Căinel) — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit tip Căinel; $\alpha q h \pm bi$ (Vălișoara) — andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit, tip Vălișoara; $\alpha q h$ — andezite cuarțifere cu hornblendă, tip Barza; $\alpha q h bi$ — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, tip Săcărîmb.

Simboluri minerale: H — hornblendă; B — biotit; F — feldspați; Q — cuarț; M.F. — masă fundamentală.

+ sporadic; ++ rar; +++ frecvent; ++++ foarte frecvent.

În ceea ce privește limitele de demarcare a asociațiilor de neominerale menționate subliniem faptul că acestea sunt arbitrară între ele s-au surprins zone de tranziție a căror extindere este ceva mai limitată la Vălișoara și Săliște, decit la Hărtăgani.



TABELUL 2
Compoziția mineralologică a principalelor asociații de neominerale din andezitul cuarțifer cu hornblendă și biotit (Căinel) de la Săliște

| Componente primare | Neominerale | Asociația | | | |
|--------------------|-------------|-------------|------------------------|----------------------|------------|
| | | Propilitică | Intermediar argilitică | Pronunțat argilitică | Sericitică |
| H | Cl | ++ | + | | |
| | Cb | +++ | +++ | +++ | ++ |
| | Ep | + | | ++ | +++ |
| | Sr | | + | ++ | +++ |
| | Q | + | ++ | ++ | +++ |
| | Ma | + | ++ | ++++ | ++ |
| B | P | + | ++ | +++ | ++ |
| | B.g. | +++ | ++ | | |
| | Cl | +++ | + | | |
| | Hm | | + | +++ | + |
| | Sr | + | + | + | +++ |
| | Cb | + | ++ | ++ | ++ |
| Fd | O.Fe | + | ++ | + | + |
| | P | + | + | ++ | ++ |
| | Ab | + | + | | |
| | Ad | | + | + | + |
| | Sr | | + | + | ++++ |
| | Cb | ++ | ++ | +++ | +++ |
| M.F. | Q | + | ++ | +++ | +++ |
| | Cl | + | + | | |
| | Ma | + | +++ | ++++ | ++ |
| | P | + | ++ | +++ | ++ |
| | Cl | + | + | | |
| | Cb | + | ++ | +++ | ++ |
| F | Sr | | + | + | +++ |
| | Q | + | ++ | +++ | ++ |
| | Ab | + | | | |
| | Ad | | + | + | + |
| | Ma | + | +++ | ++++ | ++ |
| | P | + | ++ | +++ | ++ |
| S.P. | | | | ++ | ++ |

Simboluri componente primare: H — hornblendă; B — biotit; Fd — feldspați; M.F. — masă fundamentală; F — fisuri;

Simboluri neominerale: B.g. — biotit galben; Cl — clorit; Cb — carbonați; Ep — epidot; Ab — albit; Ad — adular; Sr — sericit; Hm — hidromice; Ma — minerale argiloase; Q — cuarț; O.Fe — oxizi de fier; P — pirită. + sporadic; ++ rar; +++ frecvent; ++++ foarte frecvent.

TABELUL 3

Compoziția mineralologică a principalelor asociații de neominerale din andezitul cuartifer cu hornblendă ± biotit (Vălișoara)

| Componență primară | Neominerale | Asociație | | |
|--------------------|-------------|-------------|------------------------|----------------------|
| | | Propilitică | Intermediar argilitică | Pronunțat argilitică |
| H | C1 | ++ | | |
| | Cb | ++ | ++ | +++ |
| | Ep | + | | |
| | Sr | + | + | ++ |
| | Q | + | + | ++ |
| | Ma | + | +++ | ++++ |
| | P | + | ++ | +++ |
| Bi | B.g. | + | | |
| | C1 | +++ | | |
| | Hm | | ++ | +++ |
| | Sr | + | ++ | |
| | Cb | +++ | +++ | ++ |
| | O.Fe | ++ | ++ | + |
| | P | + | ++ | +++ |
| Fd | Ab | + | + | |
| | Ad | | + | + |
| | Sr | + | + | + |
| | Cb | ++ | +++ | +++ |
| | Q | + | ++ | +++ |
| | C1 | +++ | + | |
| | Ma | + | +++ | ++++ |
| M.F. | P | + | ++ | +++ |
| | Cb | + | | |
| | C1 | ++ | ++ | +++ |
| | Q | + | ++ | + |
| | Sr | + | + | + |
| | Ma | + | +++ | ++++ |
| | Ad | + | + | + |
| F | P | + | ++ | ++ |
| | C1 | + | | |
| | Cb | ++ | ++ | +++ |
| | Sr | | + | ++ |
| | Q | + | ++ | +++ |
| | Ma | + | +++ | ++++ |
| | P | + | ++ | +++ |
| | | S.P. | | +++ |

Pentru simboluri vezi tabelul 4.



Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Compoziția mineralologică a principalelor asociații de neominerale din andezitul cuarțifer cu hornblendă (Barza) de la Vălișoara

| Componente primare | Neominerale | Asociații | | | | |
|--------------------|-------------|-------------|------------------------|----------------------|------------|-----------|
| | | Propilitică | Intermediar argilitică | Pronunțat argilitică | Sericitică | Cu adular |
| H | Cl | ++ | | + | + | |
| | Cb | ++ | ++ | ++ | ++++ | + |
| | Sr | + | + | ++ | +++ | + |
| | Q | + | + | ++ | +++ | + |
| | Ad | + | + | ++ | ++ | ++++ |
| | Ma | + | +++ | ++++ | ++ | + |
| | P | + | ++ | ++ | ++ | + |
| | S.P. | + | + | ++ | ++ | ++ |
| B | Bg | + | | | | |
| | Cl | ++ | + | | | |
| | Cb | ++ | +++ | ++ | | |
| | Hm | | +++ | +++ | + | |
| | Sr | + | + | ++ | ++++ | ++ |
| | Ad | | | ++ | ++ | ++++ |
| | O.Fe | ++ | + | | | |
| | P | + | + | ++ | ++ | ++ |
| Fd | S.P. | | | ++ | ++ | ++ |
| | Ab | + | | | | |
| | Ad | + | + | | ++ | ++++ |
| | Sr | + | + | ++ | ++++ | + |
| | Cb | ++ | +++ | +++ | ++ | + |
| | Q | + | + | ++ | ++ | +++ |
| | Cl | +++ | + | | | |
| | Ma | + | +++ | ++++ | ++ | + |
| M.F. | P | + | + | +++ | +++ | +++ |
| | S.P. | | | +++ | +++ | +++ |
| | Cl | ++ | | | | |
| | Cb | ++ | ++ | +++ | + | |
| | Q | + | + | ++ | +++ | ++++ |
| | Sr | + | + | ++ | ++++ | + |
| | Ma | + | ++ | ++++ | + | + |
| | Ad | | | | + | ++++ |
| F | P | + | ++ | +++ | +++ | +++ |
| | S.P. | | | +++ | +++ | +++ |
| | Cl | ++ | | | | |
| | Cb | ++ | ++ | ++ | ++ | |
| | Sr | | + | + | ++++ | + |
| | Q | + | ++ | ++ | +++ | ++++ |
| | Ab | + | | + | + | ++++ |
| | Ad | + | + | + | + | ++++ |

Simboluri componente primare : H – hornblendă ; B – biotit ; Fd – feldspați ; M.F. – masă fundamentală ; F – fisuri ;

Simboluri neominerale : B.g. – biotit galben ; Cl – clorit ; Cb – carbonați ; Ep – epidot ; Ab – albit ; Ad – adular ; Sr – sericit ; Hm – hidromice ; Ma – minerale argiloase ; Q – cuarț ; O.Fe – oxizi de fier ; P – pirită ; S.P. – sulfuri polimetalice .

+ sporadic ; ++ rar ; +++ frecvent ; ++++ foarte frecvent .



TABELUL 5

Compoziția mineralologică a principalelor asociații de neominerale din andezitul cuarțifer cu hornblendă și biolit (Săcărîmb) de la Hărăgani

| Componente primare | Neominerale | Asociații | | | | |
|--------------------|-------------|-------------|------------------------|----------------------|------------|-----------|
| | | Propilitică | Intermediar argilitică | Pronunțat argilitică | Sericitică | Cu adular |
| H | Cl | ++ | + | + | + | |
| | Cb | ++ | +++ | ++ | + | |
| | Ep | + | | | | |
| | Sr | + | + | ++ | ++++ | ++ |
| | Q | + | ++ | +++ | +++ | + |
| | Ab | + | + | | | |
| | Ad | + | + | + | ++ | ++++ |
| | Ma | + | +++ | ++++ | ++ | ++ |
| | P | + | + | ++ | +++ | +++ |
| | S.P. | + | + | + | + | + |
| Bi | Bg | ++ | | | | |
| | Cl | ++ | | | | |
| | Cb | ++ | ++ | ++ | ++ | + |
| | Hm | | +++ | ++++ | + | + |
| | Sr | + | ++ | ++ | +++ | ++ |
| | Ad | + | + | + | + | ++++ |
| | O.Fe | ++ | + | | | |
| | P | + | ++ | +++ | +++ | +++ |
| Fd | S.P. | + | + | + | + | + |
| | Ab | ++ | + | | | |
| | Ad | | | + | + | ++++ |
| | Ep | + | | + | | |
| | Sr | + | + | + | ++++ | |
| | Cb | + | ++ | + | ++ | |
| | Q | + | ++ | ++ | +++ | ++ |
| | Cl | + | | | | |
| | Ma | + | +++ | ++++ | ++ | |
| | P | + | + | ++ | +++ | +++ |
| M.F. | S.P. | + | | + | + | + |
| | Cl | + | | | | |
| | Cb | + | ++ | +++ | ++ | + |
| | Ep | + | | | | |
| | Q | + | + | +++ | +++ | +++ |
| | Sr | + | + | ++ | ++++ | +++ |
| | Ma | + | ++ | ++++ | ++ | ++ |
| | Ad | | | + | + | ++++ |
| | P | + | + | +++ | +++ | +++ |
| F | S.P. | + | | + | + | + |
| | Cl | + | | | | |
| | Cb | ++ | | | ++ | ++ |
| | Ep | + | | | | |
| | Sr | | + | + | ++++ | +++ |
| | Q | + | ++ | +++ | +++ | +++ |
| | Ad | | + | + | ++ | ++ |
| | Ma | + | +++ | ++++ | ++ | ++ |
| | P | + | | +++ | +++ | +++ |

Pentru simboluri vezi tabelul 4.



Referindu-ne la raportul dintre paragenezele de neominerale și mineralizație s-a putut constata asocierea în special a aurului, sulfosă-rurilor de argint, telururilor auro-argentifere și sulfurilor polimetalice aurifere, cu paragenezele întlnite în asociațiile de tip sericitic și cu adular

TABELUL 6

Principalele parageneze de neominerale prezente în asociațiile produselor hidrometasomatice din andezitele cuarțifere de Căinel, Vălișoara, Barza și Săcărîmb

| Asociația | Parageneze |
|------------------------|--|
| Propilitică | Clorit + carbonați + albit ± epidot + oxizi de fier + pirită Clorit + carbonați + sericit + minerale argiloase ± adular ± albit + oxizi de fier + pirită |
| Intermediar argilitică | Minerale argiloase ± carbonați + cuarț + pirită Minerale argiloase + cuarț + sericit + carbonați ± adular + clorit + pirită Minerale argiloase + hidromice + cuarț + carbonați + pirită ± sulfuri polimetalice |
| Pronunțat argilitică | Minerale argiloase + cuarț + carbonați + pirită Minerale argiloase + cuarț + hidromice + pirită Minerale argiloase + cuarț ± sericit ± adular + pirită ± sulfuri polimetalice Minerale argiloase + cuarț ± carbonați + pirită + sulfuri polimetalice |
| Sericitică | Sericit + carbonați + minerale argiloase + cuarț + pirită Sericit + cuarț + carbonați ± adular ± hidromice + pirită ± sulfuri polimetalice Sericit + adular + minerale argiloase + cuarț + carbonați + pirită + sulfuri polimetalice + Au + Te Sericit + cuarț + minerale argiloase + pirită + sulfuri polimetalice + Au + Te |
| Cu adular | Adular + sericit + cuarț + minerale argiloase + pirită + sulfuri polimetalice + Au Adular + cuarț ± carbonați ± sericit + minerale argiloase + pirită + sulfuri polimetalice ± telururi Adular + cuarț + pirită + sulfuri polimetalice + telururi |

de la Văleni (Vălișoara) și Hărțăgani. În paralel cu această observație, se remarcă lipsa sau prezența în cantități reduse a mineralizațiilor aurifere în porțiunea argilizată din volbura nr. 3 și în zonele mai profunde ale celor-lalte volburi și coloane mineralizate de la Vălișoara (fig. 1, 3) sau ale filoanelor Buna Vestire (Hărțăgani) și Împăratesc (Săliște), unde asociațiile de tip pronunțat argilitic cu parageneze bogate în carbonați au o dezvoltare deosebită.

Analizele termice-diferențiale realizate pe trei probe recoltate din roci intens argilizate remarcă asocierea illitului cu clorit în andezitul mineralizat cu sulfuri polimetalice și aur de la m 27 din laterală m 112 — galeria Barbura (Vălișoara, fig. 4); a illitului și caolinitului în brecia andezitică

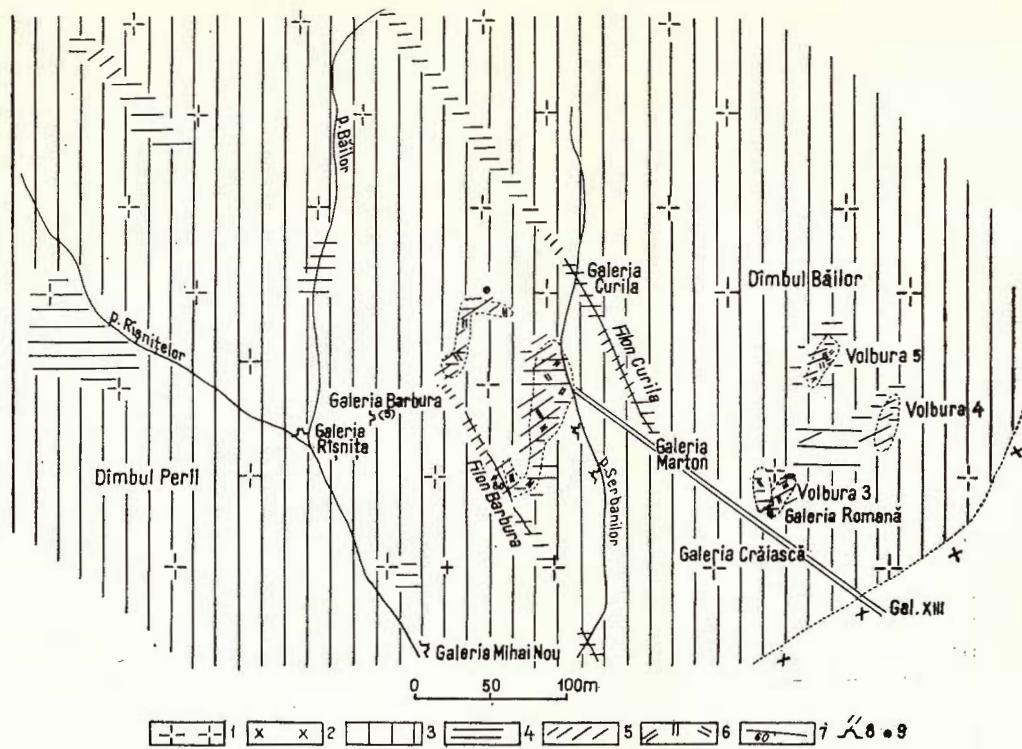


Fig. 3. — Detaliu privind asociațiile de neominerale în sectorul Văleni-Vălișoara.

1, andezite cuarțifere cu hornblendă ; 2, roci ofiolitice ; 3, asociația propilitică ; 4, asociația intermediară și pronunțat argilitică ; 5, asociația cu sericit și adular ; 6, brecii și andezite breciate ;
7, filon ; 8, galerie ; 9, foraj.

Détail concernant les associations de néominéraux dans le secteur de Văleni-Vălișoara.
1, andésites quartzifères à hornblende ; 2, roches ophiolitiques ; 3, l'association propilitique ;
4, l'association moyennement et à dominance argillicitique ; 5, l'association à sericite et adulaire ;
6, brèches et andésites bréchifiées ; 7, filon ; 8, galerie ; 9, sondage.

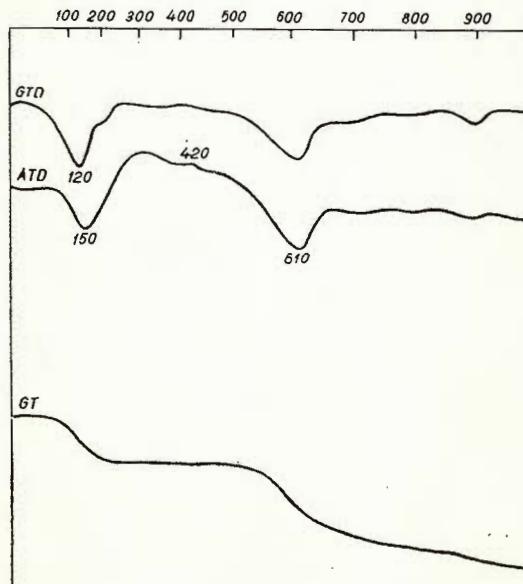


Fig. 4. — Curgele GTD, ATD și GT ale amestecului de illit și clorit din andezitul volburei Crăișor. Galeria Barbura, laterală 112 dreapta, metrul 27.

Courbes GTD, ATD et GT du mélange de l'illite et du chlorite de l'andésite du stockwerk de Crăișor. Galerie de Barbu-
ra, latérale 112 droite, mètre 27.

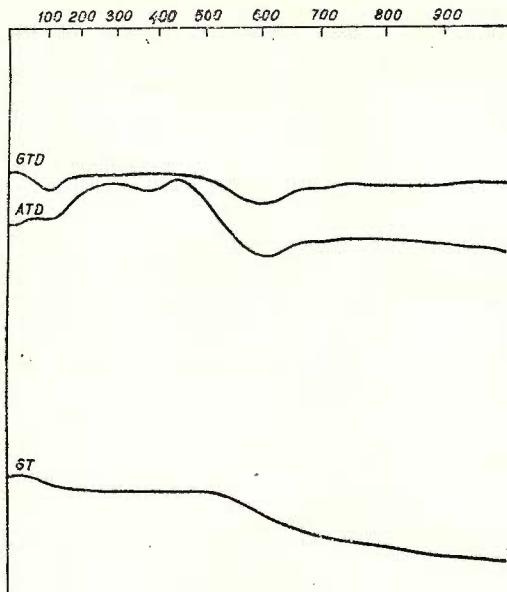


Fig. 5. — Curbele GTD, ATD și GT ale amestecului de illit cu caolinit din brecia andezitică de la Hărțăgani. Galeria Pătru, metrul 55.
Courbes GTD, ATD et GT du mélange de l'illite et du kaolinite de la brèche andésitique de Hărțăgani. Galerie de Pătru, mètre 55.

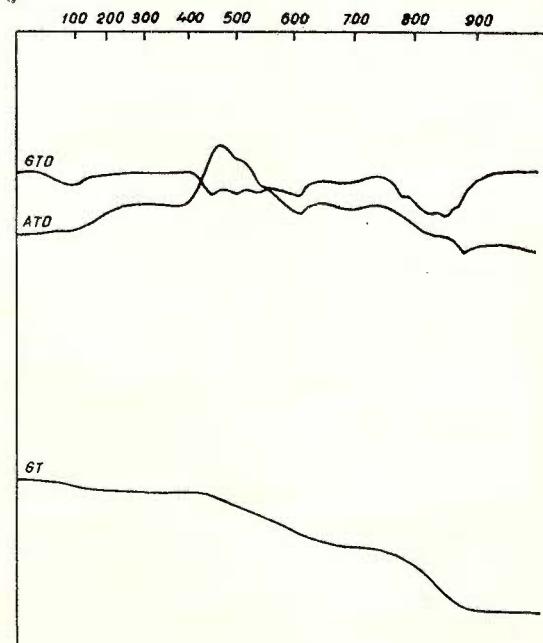


Fig. 6. — Curbele GTD, ATD și GT ale amestecului de illit cu clorit și carbonați din salbanda filonului Buna Vestire. Galeria Pavel, direcțională stângă, metrul 36, Hărțăgani. Courbes GTD, ATD et GT du mélange de l'illite, de la chlorite et des carbonats de la salbande du filon de Buna Vestire. Galerie de Pavel, directionnelle gauche, mètre 36, Hărțăgani.

din galeria Pătru (fig. 5); a illitului cu clorit și carbonați în filonul Buna Vestire (galeria Pavel-Hărțăgană, fig. 6) și a illitului cu coalinit și carbonați în filonul Împăratesc de la Săliște (B e r b e l e a c, 1972)⁶.

Interpretarea datelor chimice

Pentru a realiza o margine privind chimismul soluțiilor hidrotermale manifestate în regiunile investigate s-a procedat la probarea rocilor situate în ariile hidrometasomaticice. Această imagine a fost posibilă prin realizarea diagramelor de variație a oxizilor analizați: CaO, MgO, Na₂O și K₂O, a

TABELUL 7

Valorile oxizilor de Ca, Mg, Na și K, ale raporturilor K₁ și K₂ și ale sumei oxizilor (Σ) la rocile andezitice proaspete

| Nr. crt. | Denumirea rocii | CaO % | MgO % | Na ₂ O % | K ₂ O % | K ₁ | K ₂ | Σ % | Observații |
|----------|--|-------|-------|---------------------|--------------------|----------------|----------------|------------|-------------------|
| 1 | Andezite cuartifere cu hornblendă și biotit (Căinel) | 6,50 | 2,23 | 2,89 | 1,60 | 2,90 | 0,55 | 11,62 | media a 3 analize |
| 2 | Andezite cuartifere cu hornblendă ± biotit (Vălișoara) | 5,69 | 1,99 | 2,80 | 1,26 | 2,85 | 0,57 | 11,48 | media a 5 analize |
| 3 | Andezite cuartifere cu hornblendă (Barza) | 6,68 | 1,46 | 2,87 | 1,47 | 4,57 | 0,51 | 11,01 | media a 3 analize |
| 4 | Andezite cuartifere cu hornblendă și biotit (Săcărîmb) | 6,93 | 2,66 | 3,28 | 1,21 | 2,60 | 0,36 | 12,87 | media a 8 analize |

raporturilor K₁—K₂O : Na₂O și K₂—CaO : MgO și a sumei oxizilor levigabili — CaO + MgO + Na₂O (Σ), în rocile alterate (tab. 8—11), întotdeauna comparate cu valorile medii înregistrate pentru rocile proaspete (tab. 7).

În ceea ce privește natura rocilor probate, se menționează faptul că, cu excepția porțiunii dintre m 823—1215 din galeria Emma, de la Săliște (tab. 7, fig. 7) unde sunt numai bazalte și piroclastite ofiolitice, în multe cazuri porțiunea dintre m 1215—1242 din galeria amintită; galeria XIII (tab. 9, fig. 8) și forajul din dealul Băilor de la Vălișoara (fig. 9) — acestea reprezintă andezite cuartifere de tip Căinel, Vălișoara, Barza și Săcărîmb, alterate și în totalitate caracterizate printr-o gamă largă de neominerale. În cazul probelor provenite din regiunea Hărțăgană și sectorul estic de la Vălișoara (valea Truții, fig. 10), acestea în marea majoritate reprezintă brecii andezitice de coș.

⁶ Op. cit. pet. 3.



TABELUL 8

Valorile oxizilor de Ca, Mg, Na și K, ale raporturilor K_1 și K_2 și ale sumei oxizilor (Σ) pentru probele analizate și provenite din galeria Emma-Săliște

| Nr. crt. | Loc recoltare m | CaO % | MgO % | Na ₂ O % | K ₂ O % | K ₁ | K ₂ | Σ % |
|----------|-----------------|-------|-------|---------------------|--------------------|----------------|----------------|-------------|
| 1 | Directională | 823 | 8,50 | | 0,08 | 0,53 | | |
| 2 | Directională | 828 | 1,51 | | 1,68 | 0,84 | | |
| 3 | Directională | 830,5 | 7,73 | | urme | 1,05 | | |
| 4 | Directională | 833,5 | 6,16 | | urme | 1,61 | | |
| 5 | Directională | 829,5 | 1,34 | | 0,18 | 1,75 | | |
| 6 | Directională | 844,5 | 13,80 | | 0,19 | 1,45 | | |
| 7 | Directională | 849 | 9,03 | | urme | 0,80 | | |
| 8 | Directională | 852 | 8,06 | | 0,26 | 1,77 | | |
| 9 | Directională | 855 | 3,30 | | 0,13 | 0,42 | | |
| 10 | Directională | 856 | 1,40 | | 0,18 | 0,81 | | |
| 11 | Directională | 857 | 7,27 | | urme | 1,31 | | |
| 12 | Directională | 858,5 | 6,59 | | urme | 1,20 | | |
| 13 | Directională | 860 | 6,25 | | 0,08 | 1,66 | | |
| 14 | Directională | 861 | 1,94 | | 0,13 | 0,96 | | |
| 15 | Directională | 863 | 2,50 | | 0,04 | 1,70 | | |
| 16 | Directională | 864 | 2,04 | | 0,14 | 1,75 | | |
| 17 | Directională | 865 | 1,12 | | 0,15 | 1,95 | | |
| 18 | Directională | 866 | 1,25 | | 0,15 | 4,50 | | |
| 19 | Directională | 867 | 0,50 | | 0,05 | 2,53 | | |
| 20 | Directională | 868 | 5,50 | | 0,05 | 2,50 | | |
| 21 | Directională | 890 | 2,90 | 1,25 | 0,18 | 3,90 | 2,32 | 21,66 4,33 |
| 22 | Directională | 896 | 2,80 | 1,70 | 1,88 | 2,65 | 1,65 | 1,40 6,38 |
| 23 | Directională | 910 | 6,34 | 3,20 | 1,01 | 4,20 | 1,98 | 4,15 10,55 |
| 24 | Directională | 916 | 8,82 | 3,65 | 0,56 | 2,24 | 2,41 | 4,00 12,97 |
| 25 | Directională | 925 | 3,65 | 1,62 | 0,18 | 2,00 | 2,42 | 11,11 5,35 |
| 26 | Directională | 940 | 2,10 | 1,00 | 0,16 | 2,00 | 2,10 | 12,62 3,26 |
| 27 | Directională | 955 | 12,20 | 5,64 | 0,13 | 1,45 | 2,12 | 11,15 17,97 |
| 28 | Directională | 986 | 5,88 | 2,62 | 0,13 | 2,00 | 2,24 | 15,36 8,63 |
| 29 | Directională | 1012 | 6,86 | 3,62 | 0,16 | 1,97 | 1,62 | 12,31 10,64 |
| 30 | Directională | 1018 | 10,54 | 6,35 | urme | 0,62 | 1,50 | 0,62 16,89 |
| 31 | Directională | 1050 | 4,45 | 0,90 | 0,13 | 2,10 | 4,94 | 16,15 5,48 |
| 32 | Directională | 1069 | 1,89 | 1,55 | 0,10 | 1,48 | 1,20 | 14,80 3,54 |
| 33 | Directională | 1080 | 7,77 | 5,95 | 0,10 | 1,33 | 1,30 | 13,30 13,82 |
| 34 | Directională | 1110 | 1,70 | 0,30 | urme | 1,28 | 5,66 | 1,28 2,00 |
| 35 | Directională | 1116 | 2,45 | 1,75 | 0,10 | 2,50 | 1,40 | 25,00 4,30 |
| 36 | Directională | 1150 | 12,40 | 6,75 | 0,24 | 0,00 | 1,86 | 0,00 19,39 |
| 37 | Directională | 1157 | 12,30 | 4,05 | 0,13 | 0,68 | 3,03 | 5,23 16,48 |
| 38 | Directională | 1184 | 10,71 | 5,49 | 0,10 | 1,45 | 1,58 | 14,50 16,30 |
| 39 | Directională | 1200 | 1,96 | 0,85 | 0,13 | 2,00 | 2,30 | 15,38 2,94 |
| 40 | Directională | 1206 | 1,14 | 0,60 | 0,13 | 2,20 | 1,90 | 17,00 1,87 |
| 41 | Directională | 1210 | 8,54 | 6,10 | 0,16 | 0,80 | 1,40 | 5,00 14,76 |
| 42 | Directională | 1215 | 6,65 | 3,52 | 0,13 | 3,46 | 1,90 | 28,81 10,30 |
| 43 | Directională | 1220 | 5,04 | 0,45 | 0,40 | 3,37 | 15,20 | 8,40 5,89 |
| 44 | Directională | 1228 | 2,76 | 0,65 | 0,27 | 3,13 | 4,24 | 11,59 3,68 |
| 45 | Directională | 1242 | 3,17 | 0,70 | 0,21 | 3,32 | 4,52 | 15,80 4,08 |

Analist : Florica Negrescu (I.G.P.S.M.S. București).



Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Valorile oxizilor de Ca, Mg, Na și K ale raporturilor K_1 și K_2 și ale sumei oxizilor (Σ) pentru probele analizate și provenite din galeria 13 Vălișoara

| Nr. crt. | Loc recoltare m | CaO % | MgO % | Na ₂ O % | K ₂ O % | K ₁ | K ₂ | Σ % | |
|----------|-----------------|-------|-------|---------------------|--------------------|----------------|----------------|------------|-------|
| 1 | Transversală | 255 | 6,00 | 3,00 | 2,02 | 1,13 | 2,01 | 0,55 | 11,04 |
| 2 | Transversală | 258 | 4,49 | 2,40 | 1,77 | 1,77 | 1,97 | 1,00 | 8,66 |
| 3 | Transversală | 265 | 4,06 | 2,21 | 2,16 | 0,86 | 1,84 | 0,38 | 8,53 |
| 4 | Transversală | 290 | 4,49 | 2,30 | 2,48 | 1,02 | 1,95 | 0,41 | 9,27 |
| 5 | Transversală | 300 | 4,64 | 2,80 | 2,30 | 0,85 | 1,66 | 0,37 | 9,75 |
| 6 | Transversală | 320 | 6,37 | 3,50 | 2,48 | 1,62 | 1,80 | 0,67 | 12,35 |
| 7 | Transversală | 330 | 5,47 | 2,90 | 2,07 | 1,28 | 1,85 | 0,62 | 10,44 |
| 8 | Transversală | 340 | 4,76 | 1,61 | 2,02 | 1,25 | 2,90 | 0,61 | 8,39 |
| 9 | Transversală | 350 | 3,11 | 2,70 | 0,26 | 0,36 | 1,15 | 1,38 | 6,07 |
| 10 | Transversală | 360 | 0,50 | 0,55 | 0,10 | 1,28 | 0,99 | 12,80 | 1,15 |
| 11 | Transversală | 370 | 5,40 | 3,20 | 0,10 | 0,57 | 1,78 | 5,70 | 8,70 |
| 12 | Transversală | 380 | 0,84 | 1,02 | 0,13 | 0,96 | 0,82 | 7,38 | 1,99 |
| 13 | Transversală | 384 | 2,20 | 1,02 | 0,13 | 1,40 | 2,16 | 10,76 | 3,35 |
| 14 | Transversală | 392 | 2,94 | 1,40 | 1,85 | 2,41 | 2,10 | 1,31 | 6,17 |
| 15 | Transversală | 405 | 3,94 | 2,53 | 2,24 | 1,85 | 1,56 | 0,82 | 8,71 |
| 16 | Transversală | 430 | 1,54 | 1,70 | 1,10 | 2,89 | 0,90 | 2,38 | 4,45 |
| 17 | Transversală | 440 | 1,82 | 1,40 | 1,08 | 2,00 | 1,13 | 1,85 | 4,50 |
| 18 | Transversală | 450 | 3,36 | 0,80 | 1,18 | 2,41 | 4,20 | 2,04 | 5,34 |
| 19 | Transversală | 460 | 3,06 | 1,81 | 1,88 | 2,84 | 1,70 | 1,50 | 6,77 |
| 20 | Transversală | 470 | 1,82 | 1,50 | 1,48 | 3,50 | 1,20 | 2,43 | 4,80 |
| 21 | Transversală | 490 | 4,20 | 1,81 | 1,12 | 3,03 | 2,32 | 2,70 | 7,13 |
| 22 | Transversală | 500 | 9,52 | 4,20 | 0,37 | 4,28 | 2,26 | 1,56 | 14,07 |

Analist: Florica Negrescu (I.G.P.S.M.S. București).

TABELUL 10

Valorile oxizilor de Ca, Mg, Na și K, ale raporturilor K_1 și K_2 și ale sumei oxizilor (Σ) pentru probele analizate și provenite din galeria Pâlru

| Nr. crt. | Loc recoltare m | CaO % | MgO % | Na ₂ O % | K ₂ O % | K ₁ | K ₂ | Σ % | |
|----------|------------------------------|-------|-------|---------------------|--------------------|----------------|----------------|------------|------|
| 1 | Transversală dreapta 90 | 0,45 | 0,20 | 0,10 | 4,60 | 2,20 | 46,00 | 0,75 | |
| 2 | Transversală dreapta 80 | 0,63 | 0,35 | 0,10 | 5,00 | 1,80 | 50,00 | 1,01 | |
| 3 | Transversală dreapta 60 | 0,25 | 0,25 | 0,10 | 3,75 | 0,00 | 3,75 | 0,60 | |
| 4 | Transversală dreapta 50 | 0,80 | 1,20 | 1,39 | 2,45 | 0,66 | 1,76 | 3,39 | |
| 5 | Transversală dreapta 40 | 0,75 | 1,05 | 1,99 | 1,30 | 0,71 | 0,65 | 3,79 | |
| 6 | Transversală dreapta 30 | 1,40 | 0,28 | 0,37 | 3,88 | 5,00 | 10,40 | 2,05 | |
| 7 | Transversală dreapta 19 urme | urme | 0,10 | 2,72 | 0,00 | 27,20 | 0,10 | | |
| 8 | Transversală dreapta 10 | 1,28 | urme | 0,64 | 4,40 | 1,28 | 6,87 | 1,92 | |
| 9 | Direcțională filon | 12 | 0,42 | 0,85 | 0,10 | 4,50 | 0,47 | 45,00 | 1,37 |
| 10 | Direcțională filon | 21 | 0,50 | 0,65 | 0,13 | 3,01 | 0,76 | 23,68 | 1,28 |
| 11 | Direcțională filon | 30 | urme | 2,10 | 0,26 | 5,39 | 0,00 | 20,73 | 2,91 |
| 12 | Direcțională filon | 40 | 0,70 | 1,24 | 1,70 | 3,18 | 1,37 | 2,16 | 2,16 |
| 13 | Direcțională filon | 50 | 0,37 | 0,15 | 0,27 | 4,43 | 2,40 | 16,40 | 0,79 |
| 14 | Direcțională filon | 53 | 0,20 | 0,55 | 0,10 | 4,40 | 0,36 | 44,00 | 0,85 |
| 15 | Direcțională filon | 59 | 0,33 | 1,40 | urme | 3,66 | 0,23 | 3,66 | 1,73 |
| 16 | Direcțională filon | 70 | urme | urme | 0,18 | 3,50 | 0,00 | 19,44 | 0,18 |
| 17 | Direcțională filon | 80 | 0,26 | 0,28 | 1,43 | 2,41 | 0,42 | 1,68 | 1,97 |
| 18 | Direcțională filon | 90 | urme | urme | 0,16 | 8,53 | 0,00 | 53,31 | 0,16 |
| 19 | Direcțională filon | 100 | 0,42 | 0,12 | 0,89 | 5,78 | 3,50 | 30,42 | 0,73 |

Analist: Florica Negrescu (I.G.P.S.M.S. București).



Institutul Geologic al României

Interpretarea diagramelor de variație a oxizilor realizate pentru zonele unde s-a dispus de un număr suficient de probe a permis aprecierea caracterelor chimice ale soluțiilor care au condus la definirea asociațiilor de neominerale identificate în ariile hidrometasomatice. Astfel, la Săliște, cu excepția porțiunii unde sunt prezente brecile de ccs și andezitele cuarțifere, conținuturile în K_2O înregistrate în zona filonului Împărațesc, cu toate că se

TABELUL 11

Valorile oxizilor de Ca, Mg, Na și K, ale raporturilor K_1 și K_2 și ale sumei oxizilor (Σ) pentru probele analizate și provenite din galeria Pavel

| Nr. crt. | Loc recoltare m | CaO % | MgO % | Na ₂ O % | K ₂ O % | K ₁ | K ₂ | Σ % |
|-------------|---------------------|----------|----------|------------------------|-----------------------|----------------|----------------|---------------|
| 1 | Transversală | 170 | 1,98 | 2,40 | urme | 4,65 | 0,80 | 4,65 |
| 2 | Transversală | 168,5 | 3,29 | 1,71 | 0,27 | 3,88 | 1,92 | 5,27 |
| 3 | Transversală | 160 | urme | 1,40 | urme | 4,14 | urme | 4,14 |
| 4 | Transversală | 150 | 0,84 | 0,90 | 0,33 | 5,54 | 0,90 | 2,07 |
| 5 | Transversală | 146 | 0,63 | 0,80 | 0,10 | 3,01 | 0,78 | 30,10 |
| 6 | Transversală | 140 | 0,70 | 1,50 | 0,13 | 2,31 | 0,36 | 17,76 |
| 7 | Transversală | 130 | 4,41 | 1,51 | 0,99 | 4,48 | 3,04 | 4,51 |
| 8 | Transversală | 120 | 3,53 | 1,66 | 0,13 | 4,69 | 2,12 | 36,07 |
| 9 | Transversală | 119 | 1,82 | 2,06 | 0,10 | 3,10 | 0,88 | 3,98 |
| 10 | Transversală | 118 | 0,70 | 0,50 | 0,11 | 6,12 | 1,40 | 55,63 |
| 11 | Transversală | 117 | 0,28 | urme | 0,10 | 5,78 | 0,20 | 57,80 |
| 12 | Transversală | 116 | 0,35 | 0,65 | 1,83 | 2,02 | 0,53 | 1,10 |
| 13 | Transversală | 115 | 0,55 | 4,48 | 0,10 | 7,04 | 0,12 | 70,40 |
| 14 | Transversală | 114 | 0,81 | 0,80 | 0,14 | 3,56 | 0,00 | 25,42 |
| 15 | Transversală | 110 | 0,42 | 0,34 | 0,11 | 5,10 | 1,22 | 46,36 |
| 16 | Transversală | 100 | 0,42 | 0,55 | 1,34 | 6,30 | 0,76 | 4,70 |
| 17 | Transversală | 90 | 2,52 | 1,83 | 0,15 | 4,27 | 1,35 | 22,46 |
| 18 | Transversală | 80 | 1,03 | 0,44 | 0,65 | 6,67 | 2,34 | 10,26 |
| 19 | Transversală | 70 | 1,34 | 0,26 | 0,21 | 4,24 | 6,23 | 20,15 |
| 20 | Transversală | 60 | 1,12 | 1,51 | 1,34 | 2,77 | 0,74 | 2,05 |
| 21 | Transversală | 55 | 1,98 | urme | 0,56 | 4,09 | 1,98 | 7,30 |
| 22 | Directională stînga | 140 | 1,61 | 1,05 | 2,82 | 3,01 | 1,43 | 1,06 |
| 23 | Directională stînga | 129 | 0,56 | 0,85 | 0,10 | 7,00 | 0,65 | 70,00 |
| 24 | Directională stînga | 120 | 3,92 | 1,71 | 0,19 | 2,74 | 2,38 | 14,42 |
| 25 | Directională stînga | 115 | 4,60 | 0,95 | 0,26 | 2,00 | 4,84 | 7,69 |
| 26 | Directională stînga | 110 | 5,10 | 1,80 | 0,22 | 2,92 | 2,84 | 13,27 |
| 27 | Directională stînga | 108 | 0,28 | 0,48 | 0,20 | 7,51 | 0,58 | 37,75 |
| 28 | Directională stînga | 90 | 0,56 | 0,62 | 1,75 | 2,31 | 0,90 | 1,38 |
| 29 | Directională stînga | 85 | 3,50 | 0,44 | 0,16 | 4,60 | 7,60 | 28,75 |
| 30 | Directională stînga | 80 | 0,70 | 1,26 | 0,13 | 5,00 | 0,55 | 38,46 |
| 31 | Directională stînga | 70 | 1,23 | 0,66 | 0,10 | 6,43 | 1,86 | 64,30 |
| 32 | Directională stînga | 65 | 3,10 | 2,05 | 0,10 | 3,10 | 1,72 | 31,00 |
| 33 | Directională stînga | 60 | 0,52 | 0,25 | 0,08 | 4,25 | 0,48 | 54,13 |
| 34 | Directională stînga | 50 | 0,35 | 0,90 | 0,13 | 3,59 | 0,38 | 27,61 |
| 35 | Directională stînga | 40 | 3,99 | 1,86 | 0,04 | 4,82 | 2,09 | 96,40 |
| 36 | Directională stînga | 30 | 0,83 | 0,90 | 0,13 | 2,89 | 0,90 | 3,20 |
| 37 | Directională stînga | 20 | 1,40 | 0,60 | 0,46 | 2,78 | 2,33 | 6,04 |
| 38 | Directională stînga | 11 | 1,58 | 0,70 | 0,54 | 3,95 | 2,25 | 6,92 |
| 39 | Directională stînga | 0 | 0,31 | 0,40 | 0,13 | 7,10 | 0,77 | 54,61 |

Analist : Florica Negrescu (I.G.P.S.M.S. București)



Institutul Geologic al României

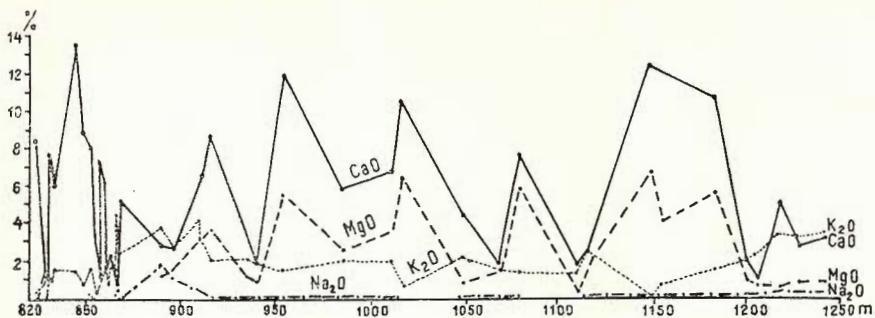


Fig. 7. — Variația oxizilor de Ca, Mg, Na și K în galeria Emma-Săliște.

1, roci proaspete ; 2, roci alterate.

Variation des oxydes de Ca, Mg, Na, K dans la galerie de Emma-Săliște.

1, roches fraîches ; 2, roches altérées.

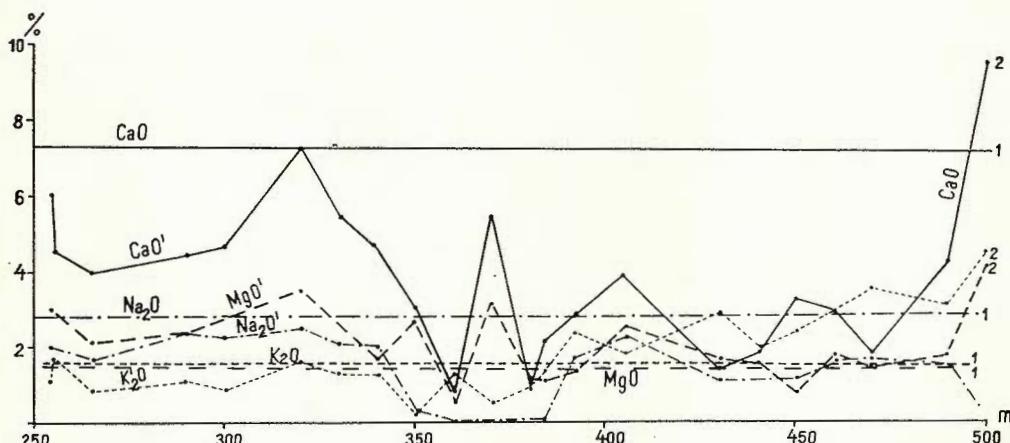


Fig. 8. — Variația oxizilor de Ca, Mg, Na și K în galeria 13 – Vălișoara, între metrul 250–500.

1, roci proaspete ; 2, roci alterate.

Variation des oxydes de Ca, Mg, Na et K dans la galerie 13 – Vălișoara, entre le mètre 250–500.

1, roches fraîches ; 2, roches altérées.



ridică deasupra mediei stabilită pentru rocile proaspete (tab. 7), reprezintă valori cu mult mai scăzute decât cele înregistrate de CaO și MgO.

În ceea ce privește comportarea Na₂O se remarcă situația valorilor lui cu mult sub limita conținutului mediu caracteristic rocilor proaspete,

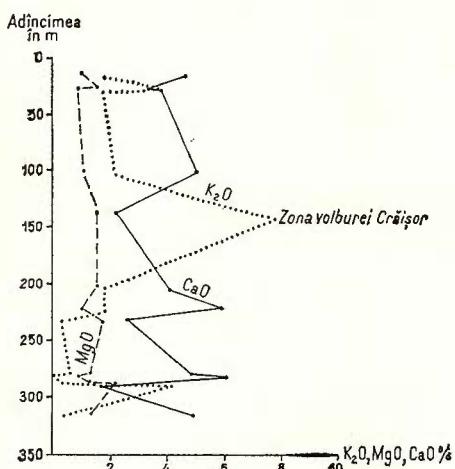


Fig. 9. — Variația oxizilor de Ca, Mg și K în rocile forajului din dealul Băilor-Vălișoara.
Variation des oxydes de Ca, Mg et K dans les roches du forage de la colline de Băilor-Vălișoara.

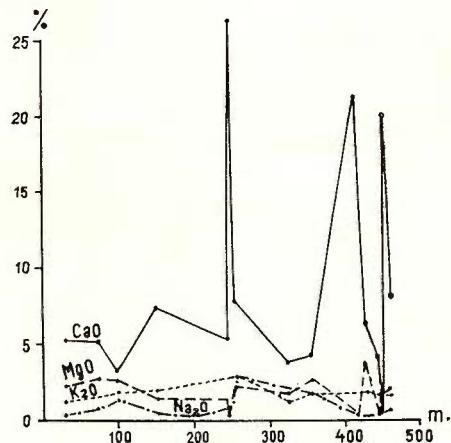


Fig. 10. — Variația oxizilor de Ca, Mg, Na și K în rocile din forajul din dîmbul Zăpozii-Vălișoara.
Variation des oxydes de Ca, Mg, Na et K dans les roches du forage de la colline de Zăpozii-Vălișoara.

uneori chiar fiind total îndepărtat. Ca urmare a acestor observații apreciem faptul că asociațiile de neominerale prezente în zona filonului Împărătesc s-au format în condițiile corespunzătoare asociației pronunțat argilitice și au rezultat din soluții relativ sărace în K₂O, dar bogate în CaO și MgO. Mai subliniem faptul că și aici ca și la Vălișoara și Hărțăgani, zonele cu concentrații mai ridicate în K₂O corespund cu porțiuni mai bogate în sulfuri polimetaleice auro-argentifere.

Rezultatele obținute prin analiza și interpretarea datelor probelor provenite din galeria XIII-Vălișoara (sector vestic) subliniază faptul că în circulația lor, soluțiile au îndepărtat din rocile inițiale cantități apreciabile de CaO și Na₂O. În ceea ce privește MgO se constată descreșterea conținutului din rocile situate între m 383—500, iar situații total inverse au fost recunoscute în comportarea K₂O. Curbele de variație a celor patru oxizi (fig. 8, 9) și studiile mineralogice realizate pe materialul probat denotă faptul că chimismul soluțiilor și condițiile termodinamice ale acestora au

determinat apariția de la exteriorul zonei circulate — contactul cu rocile ofiolitice (m 253) — către interiorul ei — grupul de volburi de la Văleni (fig. 3) — a următoarelor asociații: propilitică (m 253—340), pronunțat argilitică (m 340—384), intermediar argilitică și propilitică (m 384—470) și din nou pronunțat argilitică (m 470—500). După m 500, galeria intră în zona volburi Crăișor unde conținuturile în K_2O cresc brusc și sunt comparabile cu valoarea înregistrată în forajul din Dîmbul Băilor (fig. 9) iar asociațiile de neominerale corespund tipului sericitic și cu adular.

Tot la Vălișoara, dar în aria hidrometasomatică situată în sectorul estic, așa cum rezultă din studiile microscopice că și din interpretarea variației oxizilor din probele forajului executat în Dîmbul Truții (fig. 10), rezultă că soluțiile hidrotermale au fost deosebit de bogate în CaO ; Na_2O nu prezintă concentrații deosebite iar K_2O s-a menținut în limite de valori moderate (2%). În aceste condiții s-a putut ajunge la definirea în breciile de coș a asociațiilor intermediar și pronunțat argilitice.

Aria hidrometasomatică de la Hărțagani a fost probată în zona de maximă intensitate și relevă pentru toate cazurile analizate un conținut de K_2O deosebit de ridicat în soluții care are valori maxime pe direcționala filonului Buna Vestire, la ambele nivele investigate — galeria Pătru (cota 714 m) și Pavel (cota 680 m). Diagramele de variație a oxizilor (fig. 11 a-d) realizate pe materialul recoltat din galeriile menționate evidențiază mai mult ca în oricare altă zonă, excesul K_2O în soluții și valorile foarte slabe ale celorlalți oxizi analizați. Asemenea date confirmă observațiile mineralogice, reliefind larga dezvoltare în zona probată a asociației pronunțat argilitice și extinderea redusă a asociației sericitice și cu adular, care se limitează la o mică fâșie corespunzătoare acoperișului și culcușului filonului Buna Vestire.

Considerațiile referitoare la chimismul soluțiilor din regiunile cercetate sint completate de datele deduse din interpretarea diagramelor în care s-au introdus raporturile K_1 și K_2 , $K_2O - \Sigma$ — suma oxizilor levigabili (Σ) în condițiile hidromorfismului accentuat (fig. 12—17). În toate aceste figuri valorile ridicate ale raportului K_1 înregistrate pentru rocile intens argilizate, sericitizate și adularizate contrastează cu cele obținute pentru K_2 și Σ . Pentru separarea sub aspect chimic a asociațiilor de neominerale stabilite s-a apelat îndeosebi la diagrama $K_1 : K_2$ (fig. 18) și $K_2O'': \Sigma$ (fig. 19). În cadrul diagramei $K_1 : K_2$ s-a procedat la delimitarea a trei cimpuri care cuprind: I, probele de la Vălișoara și foarte puține din celelalte două cimpuri; II, probele din galeria Pătru și o parte din galeria Pavel și III, numai probe din galeria Pavel.

Primul cimp grupează asociații de tip propilitic și intermediar argilitic în care nu se remarcă modificări substantiale de chimism. Cimpul II are o poziție intermedieră în ceea ce privește intensitatea proceselor hidrometasomatice și corespunde mineralologic cu asociația pronunțat argilitică în timp ce ultimul — III — înscrie în aria sa asociațiile de tip sericitic și cu adular, formate în condiții de exces în soluții a K_2O și de sărăcire substantială a acestora în CaO , MgO și Na_2O .

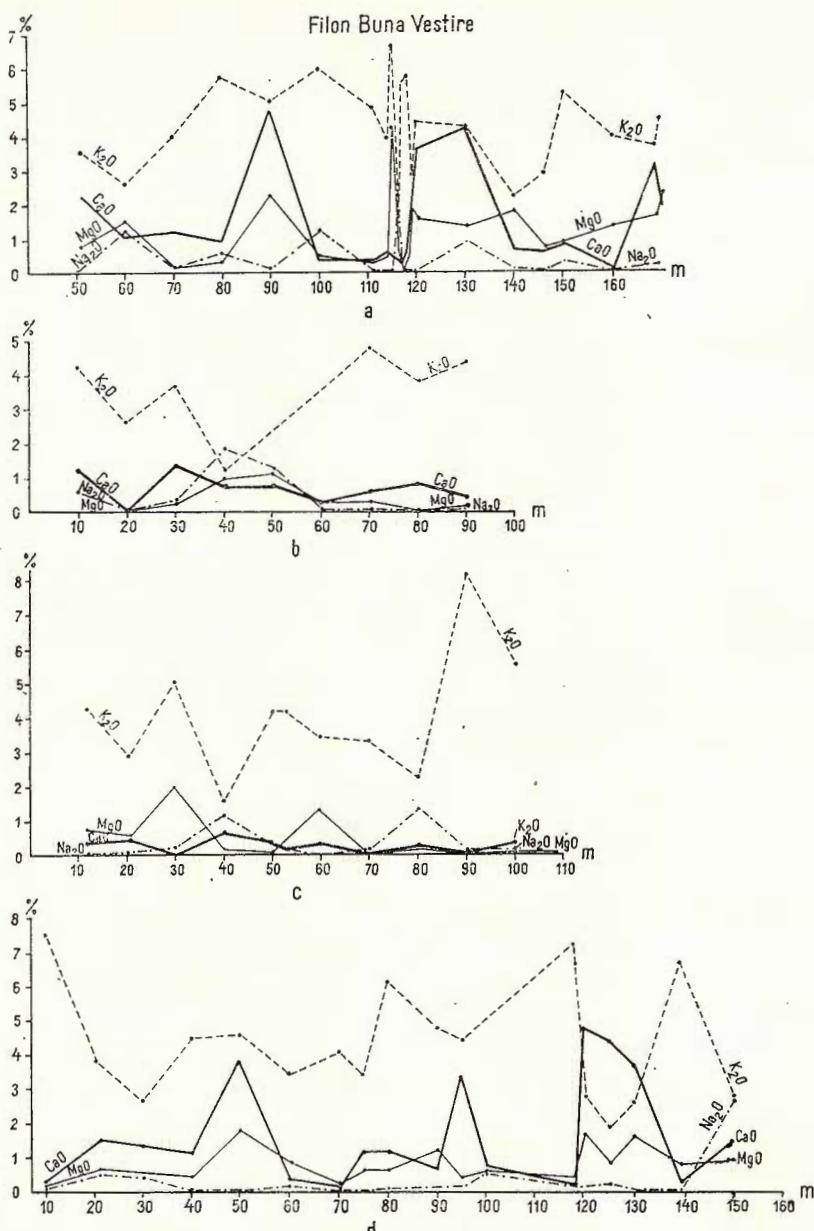


Fig. 11. — Variația oxizilor de Ca, Mg, Na și K în rocile întâlnite în galeriile Pătru și Pavel de la Hărțăgani.

Variation des oxydes de Ca, Mg, Na et K dans les roches rencontrées dans les galeries de Pătru et de Pavel de Hărțăgani.

Diagrama $K_2O : \Sigma$ (fig. 19) completează concluziile deduse din figura 18, conturind prin diagonala trăsă două cimpuri: I, în care rocile au suferit modificări mai puțin importante în procesele hidrometasomatice și care corespunde cu asociațiile de tip propilitic și intermediu argilitic și II, care include acele porțiuni din arile hidrometasomatice în care soluțiile cu exces de K_2O , au acționat intens și au determinat asociațiile de tip pronunțat argilitic, sericitic și cu adular.

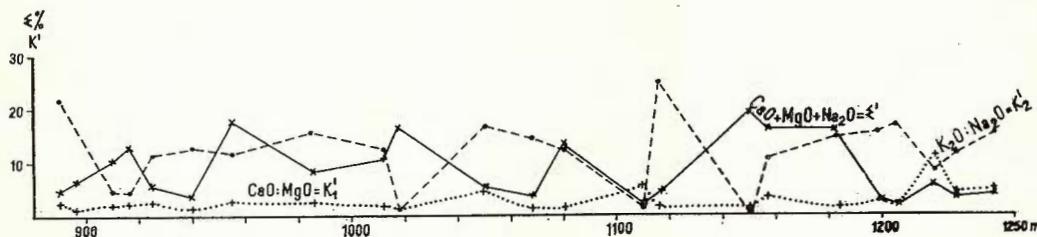


Fig. 12. — Variația raporturilor K_1 , K_2 și a sumei oxizilor (Σ) în rocile din direcționala galeriei Emma, între metrul 823–1242.

Variation des rapports K_1 , K_2 et de somme des oxydes (Σ) dans les roches de la directionnelle de la galerie de Emma, entre le mètre 823–1242.

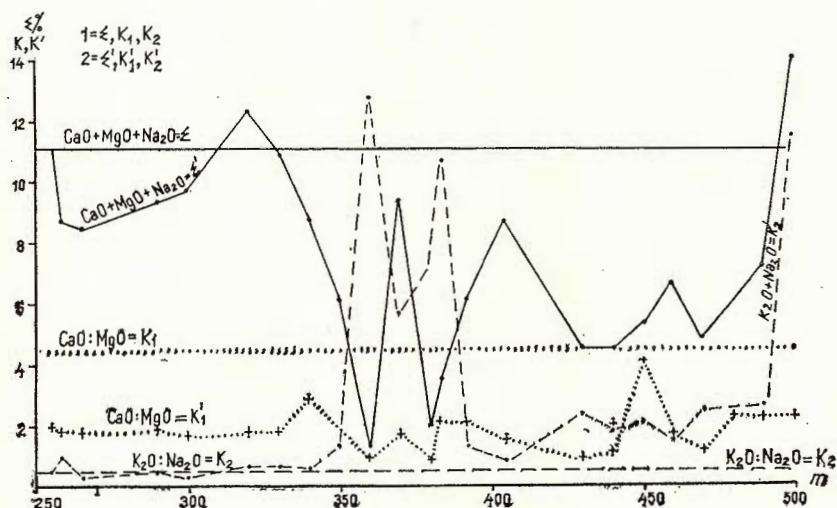


Fig. 13. — Variația raporturilor K_1 și K_2 și a sumei oxizilor (Σ) în rocile din galeria 13 Valeașoara, între metrul 250–500.

1, roci proaspete; 2, roci alterate.

Variation des rapports K_1 , K_2 et de la somme des oxydes (Σ) dans les roches de la galerie 13 de Valeașoara, entre le mètre 250–500.

1, roches fraîches ; 2, roches altérées.

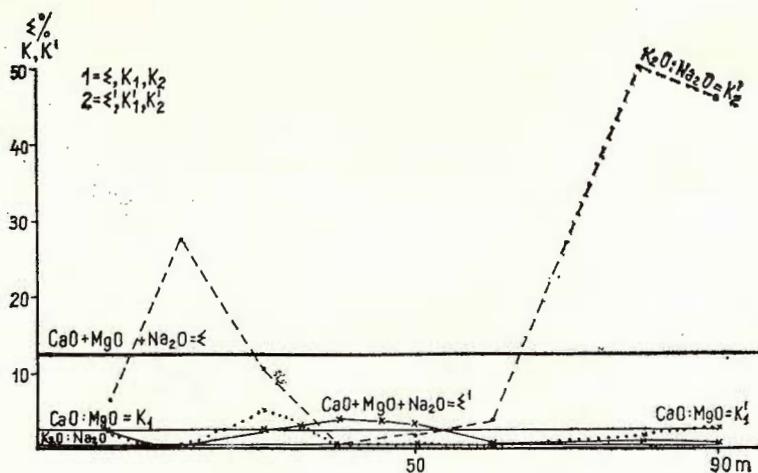


Fig. 14. — Variația raporturilor K_1 , K_2 și a sumei oxizilor (Σ) în rocile din galeria transversală Pătru — Hărțăgani.

1, roci proaspete; 2, roci alterate.

Variation des rapports K_1 , K_2 et de la somme des oxydes (Σ) dans les roches de la galerie transversale de Pătru-Hărțăgani. 1, roches fraîches ; 2, roches altérées.

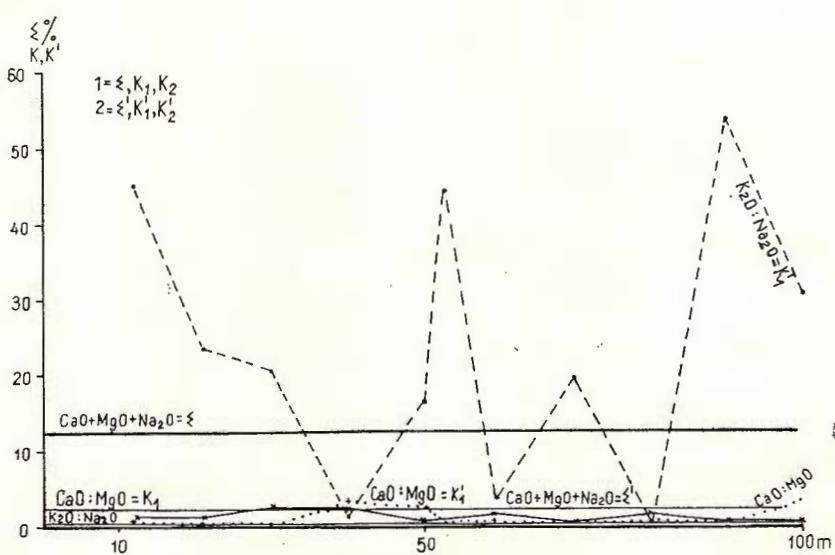


Fig. 15. — Variația raporturilor K_1 și K_2 și a sumei oxizilor (Σ) în rocile din direcționala filonului Buna Vestire. Galeria Pătru, Hărțăgani.

1, roci proaspete ; 2, roci alterate.

Variation des rapports K_1 et K_2 et de la somme des oxydes (Σ) dans les roches de la directionnelle du filon de Buna Vestire. Galerie de Pătru, Hărțăgani. 1, roches fraîches ; 2, roches altérées.

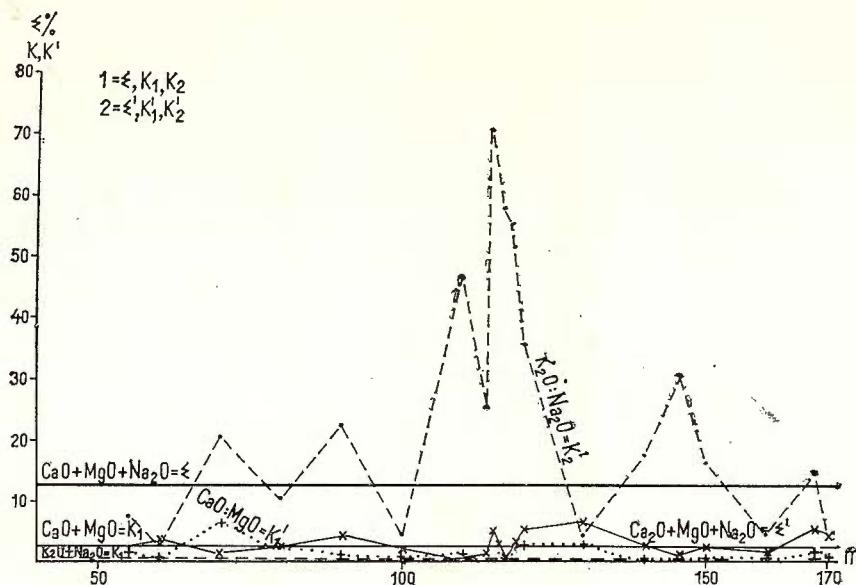


Fig. 16. — Variația raporturilor K_1 și K_2 și a sumei oxizilor (Σ) în rocile din galeria transversală Pavel-Hărțăgani.

1, roci proaspete; 2, roci alterate.

Variation des rapports K_1 et K_2 et de la somme des oxydes (Σ) dans les roches de la galerie transversale de Pavel-Hărțăgani.

1, roches fraîches, 2, roches altérées.

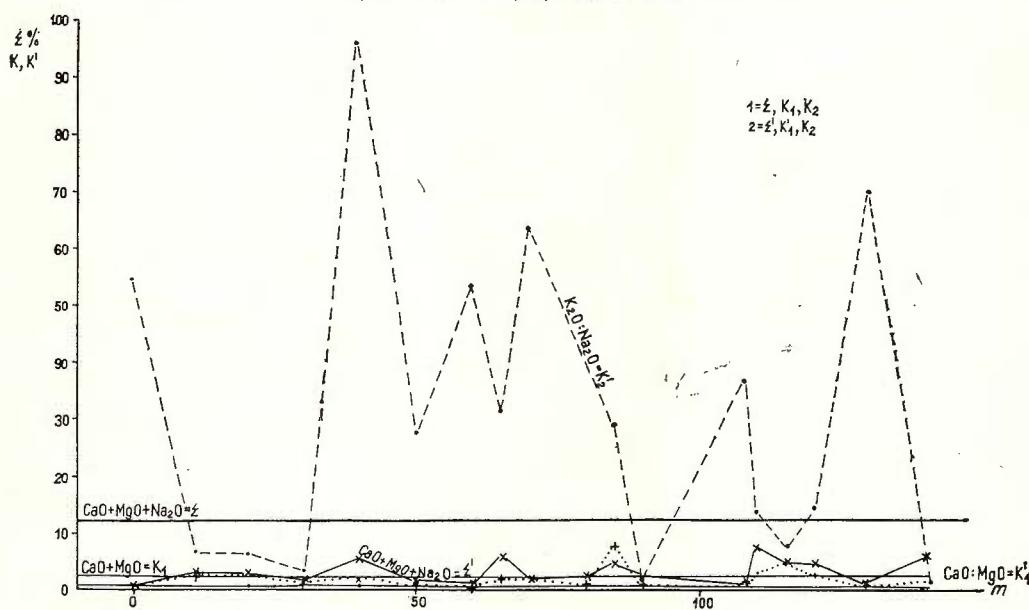


Fig. 17. — Variația raporturilor K_1 și K_2 și a sumei oxizilor (Σ) în rocile din direcționala stângă a filonului Buna Vestire. Galeria Pavel-Hărțăgani.

1, roci proaspete; 2, roci alterate.

Variation des rapports K_1 et K_2 et de la somme des oxydes (Σ) dans les roches de la directionnelle gauche du filon de Buna Vestire. Galerie de Pavel-Hărțăgani.

1, roches fraîches; 2, roches altérées.

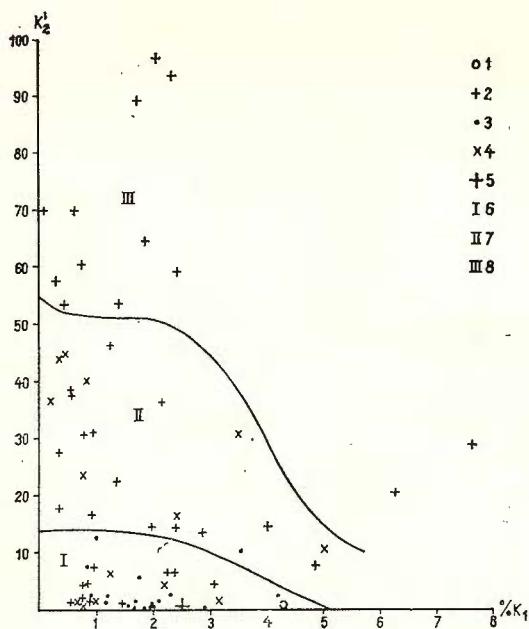


Fig. 18. — Diagramma $K_1 : K_2$.

- 1, andezite proaspete tip Barza ; 2, andezite proaspete tip Săcărîmb ; 3, andezite alterate tip Vălișoara ; 4, andezite alterate tip Săcărîmb-nivel gal. Pătru ; 5, andezite alterate tip Săcărîmb-nivel galeria Pavel ; 6, 7, 8, cimpuri de delimitare a asociațiilor.

Diagramme $K_1 : K_2$.

- 1, andésites fraîches du type de Barza ; 2, andésites fraîches du type de Săcărîmb ; 3, andésites altérées du type de Vălișoara ; 4, andésites altérées du type de Săcărîmb-niveau de la galerie de Pătru ; 5, andésites altérées du type de Săcărîmb-niveau de la galerie de Pătru ; 6, 7, 8, champs de délimitation des associations.

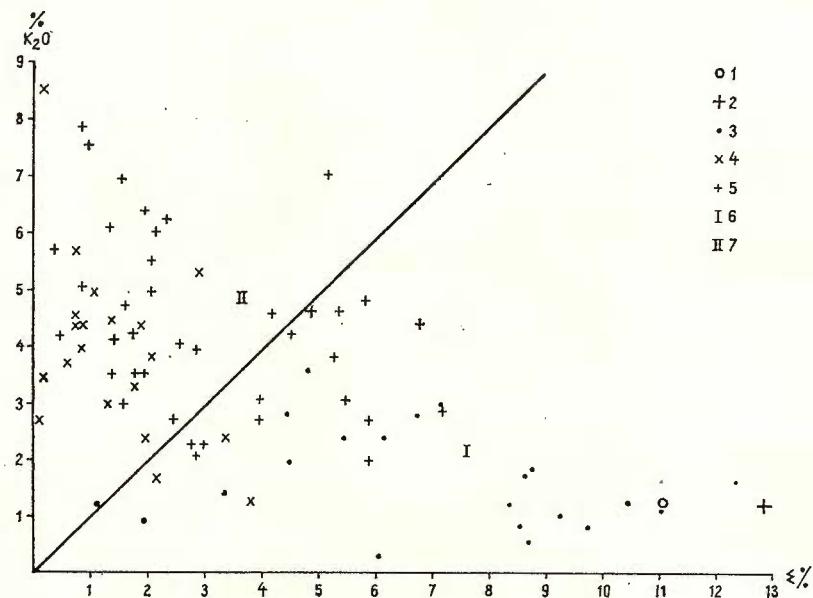


Fig. 19. — Diagramma $K_2O : (CaO + MgO + Na_2O)$.

- 1, andezite proaspete tip Barza ; 2, andezite proaspete tip Săcărîmb ; 3, andezite alterate tip Vălișoara ; 4, 5, andezite alterate tip Săcărîmb -nivel galeria Pătru și Pavel ; 6, 7, cimpuri de delimitare a asociațiilor.

Diagramme $K_2O : (CaO + MgO + Na_2O)$.

- 1, andésites fraîches du type de Barza ; 2, andésites fraîches du type de Săcărîmb ; 3, andésites altérées du type de Vălișoara ; 4, andésites altérées du type de Săcărîmb-niveau de la galerie de Pătru ; 5, andésites altérées du type de Săcărîmb-niveau de la galerie de Pavel ; 6, 7, champs de délimitation des associations.



Ca o concluzie privind studiul realizat, se menționează, linia în general comună a proceselor hidrometasomatice manifestate în cadrul celor două faze de erupție: I și a II-a din ciclul II; aspectele particulare, deși prezente, nu sunt suficient de convingătoare pentru a formula deosebiri marcante.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Stanciu Constantină (1963) Alteration hydrothermale de l'andésite quartzifère dans le gisement Haneș. *Carp.-Balk. Géol. Assoc. VI. Congr.*, Varșovia.
- Stanciu Constantină (1965) Hidrometamorfismul andezitului cuartifer neogen din sectorul Almașul Mare (Zlatna, Munții Metaliferi). *Stud. cerc. geol.* 10, 2, București.
 - Bratosin Irina Colios Elena, Ianç Rosette (1972) Observații petrogenetice și geo chimice asupra vulcanitelor neogene din ciclul II de erupție din Munții Metaliferi. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 1, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu P. T., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Meyer Ch., Hemley J. (1967) Wall rock alteration geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York.
- Rădulescu D. (1953) Contribuții la cunoașterea fenomenului de propilitizare a rocilor vulcanice. *Rev. Univ. C.I. Parhon, Ser. Șt. Nat.* 3, București.
- Stanciu Constantină, Dimitriu Al., Udrescu Constanța (1967) Studiu geochimic al procesului de sericitizare a andezitului cuartifer din Munții Metaliferi (zăcămîntul Bucium și Concordia). *Stud. cerc. geol.* 12, p. 145—158, București.

ALTÉRATION HYDROMÉTASOMATIQUE DE L'ANDÉSITE QUARTZIFÈRE NÉOGÈNE DES RÉGIONS DE SĂLIŞTE, DE VĂLIŞOARA ET DE HĂRTĂGANI

(Résumé)

Les andésites quartzifères tertiaires engendrées durant les phases I (Badénien supérieur) et II (Sarmatiens inférieur-Pliocène ?) du cycle II comportent dans les régions de Săliște, de Vălișoara et Hărțăgani une riche gamme de néo-minéraux inclus en cinq associations : propilitique, intermédiaire argilite, fortement argilite, sériciteuse et à adulaire.

Ces associations ainsi bien que celle quartzitique de la colline de Vulpuș tel qu'on résulte des études minéralogiques et géochimiques représentent des stades caractéristiques pour l'évolution des processus hydrométasomatiques et métallogénétiques. Ces stades se sont développés dans l'action et l'interdépendance dans le cadre des processus susmentionnés des facteurs de contrôle : chimique, thermodynamique, lithologique et tectonique ; ces facteurs sont responsables

de la définition et de la mise en évidence dans les roches andésitiques ainsi que dans celles du soubassemement des aires hydrométasomatiques à minéralisations de pyrite aurifère, de sulfures polymétalliques aurifères, de sulfosels d'Ag et de tellures auro-argentifères et de paragenèses de néominéraux en question.

Les nombreux diagrammes réalisés pour illustrer la variation des oxydes de CaO, MgO, Na₂O et K₂O dans le cadre des aires hydrométasomatiques vérifiées et analysées, la variation des rapports K — K₂O : Na₂O et K₂—CaO : MgO et celle de la somme des oxydes lévigés dans les conditions d'un hydrométamorphisme accentué (Σ —CaO+MgO+Na₂O) ont permis d'apprécier l'évolution du chimisme des solutions pendant le processus hydrothermal, traçant en même temps les apports ou les contenus réduits d'oxydes enregistrés par ceux-ci dans la réalisation des cinq associations présentes dans les andésites quartzifères tertiaires. En ce sens, on a réussi d'apprécier que les zones à hydrométamorphisme intense se superposent sur les apparitions minéralisées et correspondent à des concentrations élevées en K₂O, que les valeurs des autres oxydes sont négligées.

Sur la sixième association quartzitique présente dans les calcaires jurassiques de Săliște on suppose qu'elle a apparu durant le stade final d'évolution des solutions hydrothermales et pauvre en concentrations métallifères d'intérêt économique.



1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

GEOCHIMIA GRANITOIDELOR DE TISMANA¹

DE

TUDOR BERZA, CONSTANTĂ UDRESCU, ALEXANDRINA MEDEŞAN²

Abstract

Geochemistry of Tismana granitoids. Tismana granitoids (porphyroid granites and equigranular granitoids) made up a series in which the chemical variations are progressive from diorites, through granodiorites, to porphyroid granites, in the majority of diagrams conthe projection points plotting on median lines. In spite of the important chemical changes registered from diorites to porphyroid granites, the Tismana granitoides have some geochemical characteristics which individualize them within the Cadomian plutonic province of the South Carpathians: high contents in K, Ti, P, Ba, Zr and La, and rather reduced in Be.

Parte integrantă a cercetărilor privind geochemia granitoidelor din Carpații Meridionali realizate în Institutul de Geologie și Geofizică, prezentul studiu are ca obiect masivul de Tismana, corp deosebit de complex, a cărui alcătuire și geneză a fost, și este încă, un subiect controversat în petrologia românească.

Ionescu - Bujor (1911) separă la vest de rîul Sohodol (Jaleș) și sud de vîrfurile Păltinei și Piatra Borostenilor, în cadrul masivului de Șușița, un sîmbure acid pe care-l denumește „Tipul Tismana”. Maneole (1937) dă prima imagine cartografică a masivului de Tismana și emite ipoteza vîrstei mai noi a acestuia în raport cu plutonul de Șușița.

După studiile petrografice efectuate de Pavelescu și Pavelescu (1962 a, 1962 b), Dimitrescu et al. (1963)³ și Pavelescu, Dimitrescu (1966) interpretează masivul de Tismana ca un corp compus, în care granitoidele de Șușița, mai vechi, apar ca septe enclavate în granitul de Tismana, mai nou, format prin procese metasoma-

¹ Predată la 11 aprilie 1975, acceptată pentru publicare la 16 aprilie 1975, comunicată în ședința din 13 mai 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ R. Dimitrescu, N. Stan, N. Ceașu, O. Anton. Raport asupra prospecțiunilor geologice în masivul granitic de Tismana. 1963. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



tice. Răileanu et al. (1967) consideră că această metasomatoză potasică afectează și depozite atribuite Permianului, dar Berza (1972) încadrează granitoidele de Tismana, reprezentate prin granite porfiroide și granitoide microgranulară (anterior denumite de Șușita) în marea grupă a granitoidelor baicaliene din autohtonul danubian.

Primele informații privind chimismul granitelor porfiroide de Tismana au fost date de Giușcă, Pavelescu (1955) și de Minzatu et al. (1965)⁴; Berza (1972) prezintă 17 analize chimice ale principalelor tipuri petrografice din cadrul masivului de Tismana, remarcând caracterul gradat al schimbărilor de chimism în succesiunea diorite-granodiorite-granite porfiroide.

Corpul granitoid de Tismana este cantonat în șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș. El aflorează între Piatra Boroștenilor, în est și lacul Zaton, în vest, vîrful Păltinei, în nord și limita cu depresiunea getică, în sud, ca o fișie orientată concordant NE-SW, cu o lungime de 30 km și o lățime de 12 km; spre sud-vest, în podișul Mehedinți, granitoidele de Tismana dispar sub cuvertura mezozoică și pînza getică, astfel încît dimensiunile reale ale plutonului pot fi mult mai mari.

Contactele masivului de Tismana sunt în general tranșante, încadrîndu-l în categoria corporilor circumscrise (Ragulin, 1957). Face excepție zona de sud-est, din vecinătatea satului Topești, în care granitele porfiroide de Tismana îmbracă treptat un facies mai fin granular, cu textură gnaisică marcată (facies de Topești); aici septele de cristalin devin tot mai importante odată cu apropierea de limita masivului, iar apofizele granitice din exteriorul acestuia au un caracter migmatic (Berza, 1972).

Fluxul termic emanat de pluton duce la ridicarea gradului metamorfic al șisturilor cristaline din vecinătatea lui, ridicare marcată prin apariția sillimanitului. Din lipsa rocilor pelitice, lățimea zonei cu sillimanit nu poate fi apreciată în estul și nordul masivului, dar în vestul acestuia sillimanitul a fost identificat în formațiunea de Lainici-Păiuș pînă la fală Vîrful lui Stan-Curmătura Oltețului, la o distanță de cca 4 km de limita corpului de Tismana.

În interiorul conturului masivului, granitoidele de Tismana sunt reprezentate prin granite porfiroide și granitoide echigranulare: granodiorite, tonalite, monzonite cuarțifere, monzdiorite cuarțifere, diorite cuarțifere și diorite, ce apar pe fondul granitelor porfiroide ca șlire de dimensiuni variabile, cu o grosime de la cîțiva metri la cîteva sute de metri. Aceste șlire, orientate NE-SW, predomină asupra granitelor porfiroide în zona nord-vestică a masivului, sunt frecvente, dar subordonate granitelor porfiroide, în zona centrală a plutonului și lipsesc cu desăvîrșire în sud-estul corpului. Această alcătuire a masivului, în care două faciesuri diferite chimic, petrografic, mineralogic și structural (granite porfiroide, cu granula-

⁴ Silvia Minzatu, Elena Colios, Constanța Udreescu. Studiu geochimic al masivelor granitice de Ogradena și Tismana. 1965. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

ție centimetrică și granitoide mai bazice, echigranulare, cu cristalinitate milimetrică) apar intim întrepătrunse sub formă de șlire, constituie principala caracteristică a masivului granitoid de Tismana.

O altă trăsătură a plutonului este dată de frecvența orientare a megacristalelor centimetrice de feldspat potasic după un plan preferențial. Măsurarea acestuia a permis trasarea unor axe anticlinale și sinclinale, ce reprezintă continuarea în masiv a elementelor structurale ale cristalinului din exteriorul acestuia (Berza, 1972). Acest aspect, coroborat cu dispoziția concordantă cu axele structurale menționate a șlirilor de granitoide echigranulare, cu natura concordantă a contactelor masivului și cu datele oferite de diagramele de fisuri, justifică încadrarea plutonului de Tismana în grupa granitoidelor sinorogene (în sens larg) cadomiene (baicaliene), în ciuda chimismului potasic al granitelor porfiroide.

Din punct de vedere petrografic, caracteristică pentru masivul de Tismana este prezența, pe fondul granitelor porfiroide cu megacristale centimetrice de microclin-pertit maxim, a granitoidelor echigranulare. Aceste roci, întotdeauna bogate în minerale melanocrate, corespund unor tonalite, granodiorite, monzonite cuarțifere, monzodiorite cuarțifere, diorite cuarțifere și diorite. Ultimele, ce se încadrează uneori prin compoziția plagioclazului în grupa diorit-gabbrourilor, sunt bogate în biotit, hornblendă, clinopiroxen cu dezamestecuri de fază fero-magneziană și/sau ortopiroxen, și reprezintă cele mai bazice tipuri petrografice descrise printre granitoidele din autohtonul danubian.

Geneza masivului de Tismana a fost interpretată de Berza, Medesan (1972)⁵ ca datorată unei hibridizări a magmei granitice sialice cu o magmă bazică, primară (simatică), antrenată ascendent și parțial asimilată, din care au provenit șlirile de granitoide echigranulare. Granitele porfiroide sunt considerate de asemenea roci magmatice, dar în care fenomene tardive de recristalizare și endometasomatoză potasică au dus la apariția unor aspecte de înlocuire prin feldspat potasic a celorlalte minerale.

Vîrsta masivului granitoid de Tismana este sigur pre-siluriană, sisturile argiloase fosilifere silurian-inferioare ale formațiunii de Valea Izvorului (Stanoiu, 1972); neafectate de metamorfismul de contact, repăuzind pe gnaisele micacee cu grafit ale formațiunii de Lainici-Păiuș, în care fluxul termic emanat de pluton duce la apariția sillimanitului. Datele de vîrstă model K/Ar (Soroiu et al., 1970; Minzatu et al., 1975) indică, pe lîngă valori regenerate hercnic sau alpin, și cifre în jur de 550 milioane de ani, obținute pe biotite din granitele porfiroide și din granitoidele echigranulare, dar și pe un feldspat potasic din granitele porfiroide.

Pentru discutarea geo chimiei granitoidelor de Tismana, dispunem de 39 de analize chimice (din care 4 sunt citate din literatură) și de 35 de analize spectrale. În colectarea rocilor s-a urmărit o eșantionare cât mai

⁵ T. Berza, Alexandrina Medesan. Studiul mineralologic și petrografic al masivului de Tismana între V. Tismanei și V. Motrului. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

uniformă a suprafeței ocupate de masiv, includerea majorității tipurilor petrografice, evitarea rocilor alterate hidrotermal și obținerea unor probe reprezentative, greutatea acestora fiind proporțională cu dimensiunea cristalelor.

Din tabelul 1, în care analizele sunt dispuse în ordinea crescătoare a conținutului în SiO_2 , se remarcă în primul rînd valorile normale ale acestui oxid pentru termenii bazici și valorile moderate, mai mici decît cele întâlnite la majoritatea granitelor, pentru granitele porfiroide. Conținuturi mai mari în SiO_2 apar doar în granitele porfiroide în facies de Topești, din zona sud-estică a masivului, și la o segregăție aplitică din marginea vestică a corpului.

O altă particularitate a granitoidelor de Tismana este dată de conținuturile ridicate în TiO_2 : 1-2% pentru granitoidele echigranulare și 0,5-1% pentru granitele porfiroide și P_2O_5 : 0,4-1% pentru granitoidele echigranulare și 0,2-0,4% pentru granitele porfiroide.

Pentru a pune în evidență evoluția chimică în succesiunea diorite (incluzînd aici și dioritele cuarțifere și monzodioritele cuarțifere) — granodiorite (și tonalite) — granite porfiroide, analizele chimice au fost proiectate în diferite diagrame.

Astfel, în diagrama de variație Harker (fig. 1) se constată caracterul evolutiv și continuu al schimbărilor în conținuturile de diversi oxizi în raport cu creșterea procentului de SiO_2 , P_2O_5 , TiO_2 , CaO , MgO și oxizi de fier arată scăderi sensibile în acest sens, Al_2O_3 scade de asemenea, dar cu o pantă mai redusă, iar conținuturile în Na_2O se mențin practic constante. K_2O arată însă o creștere în succesiunea diorite-granodiorite-granite porfiroide, cu un maxim de 6-7% pentru valori ale SiO_2 de 63-65%, evidențind astfel natura monzonitică a unora dintre granitele porfiroide de Tismana.

În diagrama Peacock (fig. 2)⁶, intersecția curbelor CaO și $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ are loc la 55,6% SiO_2 , indicînd o serie la limita dintre alcali-calcică și calco-alcalină.

Schimbarea de chimism evidentiată de diagramele Harker și Peacock este reflectată și de modificările în chimismul mineralelor componente ale rocilor analizate — scăderea conținutului în anortit al plagioclazilor fiind cea mai însemnată, dar îndeosebi de variațiile în compoziția modală. Astfel, în seria diorite-granodiorite-granite porfiroide, se remarcă disparația piribolilor, în paralel cu creșterea ponderii feldspatului potasic și cuarțului.

Calcularea parametrilor Niggli (tab. 2) a permis construirea unor diagrame ce dau o mai bună reprezentare a chimismului acestor roci. În diagrama *al : alk* (fig. 3a) punctele de proiecție se plasează în cîmpurile: sărac în alcalii pentru diorite, sărac la intermediu pentru granodiorite și intermediu la bogat în alcalii pentru granitele porfiroide, iar în diagrama *al : fm* (fig. 3 b), proiecțiile se aliniază pe direcția semifemic (diorite)- izofal (granodiorite) - salic (granite porfiroide).

⁶ Aceeași legendă ca la figura 1, completată cu o linie în sus pentru curba CaO și una în jos pentru curba alcaliilor. În continuare, legenda figurilor este identică cu cea a figurii 1.

TABELUL 1

Analiza chimică a rocilor granitoide de Tismana

| nr. | Proba | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | CO ₂ | S | Fe(S) | H ₂ O ⁺ | Total |
|-----|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|-------|-------------------------------|--------|
| | 550 | 47,81 | 17,41 | 1,37 | 7,44 | 0,18 | 6,72 | 8,99 | 2,97 | 1,99 | 1,68 | 0,87 | 0,30 | 0,10 | 0,08 | 1,67 | 99,58 |
| | 1143 | 49,56 | 19,46 | 2,04 | 7,93 | 0,19 | 4,52 | 6,63 | 3,68 | 2,77 | 1,24 | 1,07 | urme | 0,03 | 0,02 | 1,37 | 100,51 |
| | 955 | 50,00 | 17,10 | 1,05 | 8,00 | 0,10 | 6,35 | 8,97 | 2,05 | 1,49 | 1,10 | 0,78 | 0,00 | 0,11 | 0,09 | 2,38 | 99,48 |
| | 1029 | 51,28 | 17,76 | 1,92 | 6,54 | 0,16 | 5,50 | 6,62 | 3,10 | 3,42 | 1,21 | 0,78 | 0,00 | 0,06 | 0,05 | 1,53 | 99,93 |
| | 504 | 51,50 | 16,95 | 1,75 | 5,84 | 0,11 | 6,46 | 7,58 | 2,34 | 2,84 | 1,61 | 0,31 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 2,29 | 99,63 |
| | 826 | 53,00 | 18,90 | 1,40 | 6,97 | 0,12 | 4,45 | 7,60 | 2,45 | 2,15 | 1,45 | 0,45 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 2,42 | 99,44 |
| | 926 | 54,45 | 16,19 | 2,31 | 8,07 | 0,17 | 2,58 | 5,65 | 2,91 | 3,90 | 1,98 | 0,99 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 1,18 | 100,47 |
| | 432 | 54,95 | 17,33 | 1,55 | 8,81 | 0,19 | 3,25 | 5,76 | 3,02 | 2,57 | 1,04 | 0,46 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,96 | 99,89 |
| | 51 | 57,36 | 17,18 | 1,75 | 5,93 | 0,06 | 2,52 | 5,18 | 2,96 | 4,38 | 1,00 | 0,41 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 1,09 | 99,88 |
| | 28 | 57,50 | 17,50 | 1,10 | 7,52 | 0,06 | 2,24 | 4,56 | 2,86 | 3,74 | 1,20 | 0,54 | 0,22 | 0,10 | 0,08 | 0,61 | 99,75 |
| | 1310 | 57,50 | 15,88 | 1,50 | 5,10 | 0,10 | 4,95 | 7,07 | 2,65 | 2,49 | 0,82 | 0,27 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 1,17 | 99,51 |
| | 1316 | 58,61 | 15,26 | 1,91 | 5,48 | 0,11 | 3,21 | 5,01 | 2,83 | 3,20 | 1,49 | 0,58 | urme | 0,00 | 0,00 | 1,42 | 99,31 |
| | 46 | 59,00 | 17,30 | 2,50 | 5,74 | 0,16 | 1,60 | 4,55 | 3,26 | 3,13 | 0,82 | 0,88 | 0,28 | 0,00 | 0,00 | 0,30 | 99,52 |
| | 1264 | 59,06 | 16,02 | 1,61 | 5,22 | 0,13 | 2,83 | 4,45 | 2,72 | 4,20 | 1,38 | 0,62 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 1,28 | 99,57 |
| | 52 | 60,50 | 16,20 | 2,66 | 4,75 | 0,11 | 2,16 | 5,26 | 3,50 | 2,24 | 0,80 | 0,35 | 0,00 | 0,04 | 0,03 | 1,22 | 99,79 |
| | 1313 | 60,58 | 16,27 | 1,34 | 4,72 | 0,11 | 2,35 | 4,24 | 2,73 | 4,41 | 1,12 | 0,49 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,21 | 99,57 |
| | 375 | 62,36 | 14,60 | 2,20 | 4,87 | 0,10 | 1,75 | 3,28 | 3,02 | 4,82 | 0,82 | 0,42 | 0,29 | 0,00 | 0,00 | 0,93 | 99,46 |
| | 1265 | 62,95 | 16,04 | 1,54 | 3,87 | 0,10 | 2,36 | 3,16 | 2,54 | 5,10 | 1,10 | 0,43 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 1,23 | 100,51 |
| | 1 | 63,59 | 16,52 | 0,52 | 3,63 | 0,07 | 2,15 | 1,96 | 2,57 | 7,08 | 0,55 | 0,06 | 0,00 | 0,13 | 0,11 | 0,53 | 99,57 |
| | 827 | 64,30 | 18,00 | 0,83 | 1,39 | 0,03 | 1,00 | 1,95 | 3,05 | 7,50 | 0,40 | 0,12 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 1,03 | 99,62 |
| | 2 | 64,90 | 16,62 | 1,36 | 2,91 | 0,11 | 0,70 | 2,23 | 3,28 | 6,40 | 0,44 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,85 | 99,88 |
| | 7 | 65,99 | 14,91 | 2,72 | 2,88 | 0,14 | 1,55 | 1,76 | 2,06 | 6,74 | 0,78 | 0,38 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,82 | 99,73 |
| | 56 | 64,49 | 15,21 | 1,41 | 3,74 | 0,07 | 1,64 | 2,74 | 2,57 | 5,46 | 0,85 | 0,34 | — | — | — | 0,96 | 100,48 |
| | 431A | 65,87 | 15,14 | 0,80 | 3,48 | 0,15 | 1,60 | 2,65 | 2,70 | 5,24 | 0,70 | 0,37 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,84 | 99,54 |
| | 431B | 66,18 | 14,30 | 2,35 | 3,50 | 0,08 | 1,05 | 2,59 | 2,31 | 5,92 | 0,52 | 0,42 | 0,24 | 0,00 | 0,00 | 0,53 | 99,99 |
| | 927 | 66,40 | 15,80 | 1,39 | 2,15 | 0,07 | 1,00 | 2,52 | 2,53 | 6,17 | 0,62 | 0,19 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,72 | 99,65 |
| | 1311 | 66,49 | 15,36 | 1,02 | 2,99 | 0,06 | 1,54 | 2,42 | 3,03 | 5,16 | 0,67 | 0,30 | urme | 0,00 | 0,00 | 0,81 | 99,85 |
| | 1256 | 66,87 | 15,27 | 1,00 | 2,79 | 0,06 | 1,45 | 2,86 | 2,60 | 5,09 | 0,73 | 0,35 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,80 | 99,87 |
| | 430 | 66,96 | 13,70 | 1,15 | 4,51 | 0,05 | 2,17 | 2,01 | 2,23 | 4,80 | 0,75 | 0,35 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,94 | 99,67 |
| | 965 | 67,18 | 15,10 | 1,01 | 3,53 | 0,09 | 1,27 | 2,83 | 2,67 | 4,68 | 0,72 | 0,25 | — | — | — | 1,17 | 100,50 |
| | 928 | 67,20 | 15,40 | 1,31 | 3,28 | 0,06 | 1,00 | 2,60 | 3,07 | 3,95 | 0,50 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,21 | 99,79 |
| | 933 | 67,20 | 15,80 | 0,88 | 3,14 | 0,06 | 1,00 | 2,52 | 2,86 | 4,67 | 0,50 | 0,13 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,59 | 100,04 |
| | 5 | 68,16 | 14,67 | 1,38 | 2,56 | 0,03 | 1,50 | 1,98 | 2,42 | 5,33 | 0,59 | 0,26 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,95 | 99,83 |
| | 53 | 68,80 | 14,80 | 1,11 | 2,03 | 0,05 | 0,50 | 2,80 | 2,96 | 5,06 | 0,50 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,15 | 89,93 |
| | 1266 | 68,98 | 14,56 | 1,08 | 2,33 | 0,04 | 0,43 | 2,30 | 2,76 | 5,11 | 0,52 | 0,24 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,80 | 99,15 |
| | 433 | 69,30 | 15,40 | 0,62 | 3,79 | 0,10 | 1,59 | 1,46 | 2,70 | 3,50 | 0,40 | 0,18 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 1,41 | 100,48 |
| | 6 | 69,73 | 15,76 | 0,11 | 2,78 | 0,12 | 1,00 | 1,70 | 1,89 | 5,44 | 0,52 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,64 | 89,90 |
| | 241 | 69,90 | 15,07 | 1,03 | 2,37 | 0,00 | 1,70 | 0,77 | 2,70 | 5,06 | 0,45 | 0,16 | 0,00 | 0,04 | 0,03 | 1,05 | 100,30 |
| | 1267 | 74,97 | 13,91 | 0,45 | 0,50 | 0,05 | 0,30 | 0,17 | 2,42 | 5,76 | 0,09 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,39 | 100,04 |



(Anexă la tab. I)

- 1 550 Anclavă supramicacee, valea Giula. Analist Alexandra Medeșan.
- 2 1143 Diorit, pîrul Runcul. Analist Alexandra Medeșan.
- 3 955 Diorit cuarțifer, valea Răchițea. Analist Florica Negrescu.
- 4 1029 Diorit cuarțifer, Valea lui Pătru. Analist Alexandra Medeșan.
- 5 504 Diorit cuarțifer, Valea Mare. Analist Alexandra Medeșan.
- 6 826 Monzodiorit cuarțifer, pîrul Frasinului. Analist Florica Negrescu.
- 7 926 Monzodiorit cuarțifer, valea Bistricioarei. Analist Alexandra Medeșan.
- 8 432 Separație microdioritică cuarțiferă, valea Pocruiiei. Analist M. Cristea.
- 9 51 Separație tonalitică, valea Tismanei. Analist Florica Negrescu.
- 10 28 Granodiorit, valea Pocruiiei. Analist Georgeata Zăvoianu.
- 11 1310 Granodiorit, valea Pocruiiei. Analist Alexandra Medeșan.
- 12 1316 Tonalit, pîrul Runcul. Analist Alexandra Medeșan.
- 13 46 Granodiorit, valea Tismanei. Analist Suzi Iliescu.
- 14 1264 Granodiorit, Valea lui Pătru. Analist Alexandra Medeșan.
- 15 52 Granodiorit, valea Tismanei. Analist Florica Negrescu.
- 16 1313 Granodiorit, pîrul Runcul. Analist Alexandra Medeșan.
- 17 375 Granit porfiroid cu hornblendă, pîrul Poiana cu Fragi. Analist M. Cristea.
- 18 1265 Granit porfiroid cu hornblendă, Valea lui Pătru. Analist Alexandra Medeșan.
- 19 Granit porfiroid, Piatra Tăiată. Analist Sanda Lupan.
- 20 827 Granit porfiroid, pîrul Frasinului. Analist Florica Negrescu.
- 21 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist Sanda Lupan.
- 22 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist Elena Colios.
- 23 56 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist Alexandra Medeșan.
- 24 431A Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist Alexandra Medeșan.
- 25 431B Granit porfiroid, valea Pocruiiei. Analist Suzi Iliescu.
- 26 927 Granit porfiroid, valea Bistricioarei. Analist Florica Negrescu.
- 27 1311 Granit porfiroid, valea Pocruiiei. Analist Alexandra Medeșan.
- 28 1256 Granit porfiroid, Valea Mare. Analist Alexandra Medeșan.
- 29 430 Granit porfiroid, valea Tismăniței. Analist Georgeata Zăvoianu.
- 30 965 Granit porfiroid (facies de Topești), pîrul Pîrgavului. Analist Alexandra Medeșan.
- 31 928 Granit echigranular marginal, valea Bistricioarei. Analist Florica Negrescu.
- 32 933 Granit porfiroid (facies de Topești), valea Bistricioarei. Analist Florica Negrescu.
- 33 5 Granit porfiroid, valea Pocruiiei. Analist Alexandra Medeșan.
- 34 53 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist Florica Negrescu.
- 35 1266 Granit porfiroid, valea Neguroasă. Analist Alexandra Medeșan.
- 36 433 Granit porfiroid (facies de Topești), pîrul Cireșului. Analist Georgeata Zăvoianu.
- 37 Granit porfiroid (facies de Topești), valea Bistricioarei. Analist Elena Colios.
- 38 241 Granit porfiroid marginal, pîrul Păltinei. Analist Georgeata Zăvoianu.
- 39 1267 Aplit marginal, valea Neguroasă. Analist Alexandra Medeșan.



TABELUL 2
Parametri Niggli

| Nr, crt. | Proba | <i>si</i> | <i>al</i> | <i>fm</i> | <i>c</i> | <i>alk</i> | <i>k</i> | <i>mg</i> | <i>ti</i> | <i>p</i> | <i>w</i> | <i>qz</i> | <i>c/fm</i> | <i>Q</i> | <i>M</i> | <i>L</i> | Tipul de magmă |
|-------------|-------|-----------|-----------|-----------|----------|------------|----------|-----------|-----------|----------|----------|-----------|-------------|----------|----------|----------|----------------------------|
| 1 | 550 | 115,36 | 24,75 | 42,01 | 23,23 | 10,00 | 0,31 | 0,57 | 3,05 | 0,87 | 0,14 | -24,66 | 0,55 | 28,01 | 31,08 | 40,90 | normal gab-broidă |
| 2 | 1143 | 127,22 | 29,43 | 38,65 | 18,23 | 13,69 | 0,33 | 0,45 | 2,39 | 1,16 | 0,18 | -27,52 | 0,47 | 29,46 | 23,51 | 47,03 | dioritică |
| 3 | 955 | 126,14 | 25,42 | 42,94 | 24,24 | 7,41 | 0,32 | 0,56 | 2,09 | 0,83 | 0,10 | -3,49 | 0,56 | 33,49 | 29,03 | 37,48 | normal gab-broidă |
| 4 | 1029 | 135,03 | 27,55 | 40,13 | 18,67 | 13,65 | 0,32 | 0,54 | 2,39 | 0,87 | 0,20 | -19,58 | 0,47 | 30,88 | 25,03 | 44,09 | monzodio-ritică |
| 5 | 504 | 135,18 | 26,21 | 41,77 | 21,31 | 10,70 | 0,44 | 0,60 | 3,18 | 0,34 | 0,21 | -7,64 | 0,51 | 32,79 | 27,07 | 40,13 | monzodio-ritică |
| 6 | 826 | 149,50 | 28,09 | 38,39 | 22,96 | 10,56 | 0,37 | 0,49 | 3,07 | 0,54 | 0,15 | 7,25 | 0,60 | 36,70 | 23,63 | 39,67 | dioritică |
| 7 | 926 | 163,18 | 28,59 | 37,38 | 18,13 | 15,90 | 0,47 | 0,31 | 4,46 | 1,26 | 0,20 | -0,43 | 0,49 | 35,55 | 22,03 | 42,42 | monzodio-ritică |
| 8 | 432 | 159,38 | 29,61 | 39,25 | 17,89 | 13,24 | 0,36 | 0,36 | 0,56 | 2,27 | 0,13 | 6,42 | 0,46 | 37,09 | 20,84 | 42,06 | dioritică |
| 9 | 51 | 182,62 | 32,23 | 32,09 | 17,66 | 18,02 | 0,49 | 0,37 | 2,39 | 0,55 | 0,21 | 10,53 | 0,55 | 38,54 | 16,65 | 44,82 | si-monzonitică |
| 10 | 28 | 186,38 | 33,42 | 34,04 | 15,83 | 16,71 | 0,46 | 0,32 | 2,92 | 0,74 | 0,12 | 19,53 | 0,47 | 40,33 | 18,29 | 41,39 | si-monzonitică |
| 11 | 1310 | 169,45 | 27,57 | 37,87 | 22,31 | 12,25 | 0,38 | 0,57 | 1,82 | 0,34 | 0,21 | 20,47 | 0,59 | 39,47 | 22,22 | 38,32 | dioritică |
| 12 | 1316 | 195,16 | 29,94 | 36,27 | 17,87 | 15,92 | 0,43 | 0,44 | 3,73 | 0,82 | 0,24 | 31,48 | 0,49 | 41,71 | 18,57 | 39,72 | tonalitică |
| 13 | 46 | 200,56 | 34,63 | 31,27 | 16,56 | 17,52 | 0,39 | 0,26 | 2,10 | 1,27 | 0,28 | 30,47 | 0,53 | 42,55 | 17,31 | 40,14 | tonalitică |
| 14 | 1264 | 200,76 | 32,08 | 33,65 | 16,20 | 18,06 | 0,50 | 0,43 | 3,53 | 0,89 | 0,21 | 28,51 | 0,48 | 41,56 | 16,20 | 42,23 | si-monzonitică |
| 15 | 52 | 206,63 | 32,60 | 31,70 | 19,24 | 16,46 | 0,30 | 0,35 | 2,05 | 0,51 | 0,33 | 40,79 | 0,61 | 43,78 | 15,20 | 41,02 | cuarțdioritică |
| 16 | 1313 | 215,35 | 34,08 | 30,38 | 16,14 | 19,40 | 0,52 | 0,41 | 2,99 | 0,74 | 0,20 | 37,75 | 0,53 | 43,33 | 13,70 | 42,98 | cuarțdioritică-monzonitică |
| 17 | 375 | 235,04 | 32,42 | 31,73 | 13,24 | 22,61 | 0,51 | 0,31 | 2,32 | 0,67 | 0,28 | 44,59 | 0,42 | 44,00 | 14,07 | 41,93 | sienitgranitică |
| 18 | 1265 | 237,18 | 35,61 | 30,12 | 12,75 | 21,52 | 0,57 | 0,44 | 3,12 | 0,69 | 0,26 | 51,08 | 0,42 | 45,33 | 14,24 | 40,43 | sienitgranitică |
| 19 | 1 | 249,13 | 38,13 | 26,20 | 8,22 | 27,44 | 0,64 | 0,48 | 1,62 | 0,10 | 0,11 | 39,38 | 0,31 | 43,82 | 10,94 | 45,24 | sienitgranitică |
| 20 | 827 | 270,94 | 44,69 | 13,91 | 8,80 | 32,60 | 0,62 | 0,45 | 1,27 | 0,21 | 0,34 | 40,53 | 0,63 | 44,62 | 6,47 | 48,92 | granosienitică |
| 21 | 2 | 270,07 | 40,75 | 19,11 | 9,94 | 30,21 | 0,56 | 0,23 | 1,38 | 0,07 | 0,29 | 49,24 | 0,52 | 45,31 | 7,14 | 47,55 | granosienitică |
| 22 | 7 | 272,56 | 33,84 | 28,86 | 7,91 | 26,39 | 0,68 | 0,34 | 2,46 | 0,67 | 0,45 | 66,98 | 0,27 | 47,23 | 12,73 | 40,04 | granosienitică |
| 23 | 56 | 266,69 | 36,49 | 27,24 | 11,95 | 24,32 | 0,58 | 0,37 | 2,60 | 0,59 | 0,25 | 69,42 | 0,44 | 47,63 | 11,45 | 40,92 | sienitgranitică |
| 24 | 431 A | 277,50 | 37,58 | 25,37 | 11,96 | 25,10 | 0,56 | 0,40 | 2,22 | 0,66 | 0,17 | 77,11 | 0,47 | 48,65 | 10,66 | 40,68 | sienitgranitică |
| 25 | 431 B | 281,17 | 35,79 | 26,87 | 11,78 | 25,55 | 0,63 | 0,25 | 1,66 | 0,75 | 0,37 | 78,98 | 0,44 | 48,69 | 10,02 | 41,29 | sienitgranitică |
| 26 | 927 | 291,42 | 40,85 | 19,26 | 11,84 | 28,02 | 0,62 | 0,34 | 2,05 | 0,35 | 0,36 | 79,32 | 0,61 | 48,97 | 7,73 | 43,30 | granosienitică |
| 27 | 1311 | 283,19 | 38,54 | 23,90 | 11,04 | 26,52 | 0,53 | 0,41 | 2,15 | 0,54 | 0,23 | 77,12 | 0,46 | 48,62 | 9,88 | 41,50 | granitică |
| 28 | 1256 | 289,23 | 38,91 | 22,90 | 13,25 | 24,93 | 0,56 | 0,41 | 2,37 | 0,64 | 0,24 | 89,50 | 0,58 | 50,19 | 9,61 | 40,20 | granitică |
| 29 | 430 | 286,69 | 34,56 | 33,87 | 9,22 | 22,36 | 0,59 | 0,41 | 2,41 | 0,63 | 0,18 | 97,27 | 0,27 | 50,86 | 14,25 | 34,89 | sienitgranitică |
| 30 | 965 | 289,85 | 38,38 | 24,50 | 13,08 | 24,04 | 0,54 | 0,33 | 2,34 | 0,46 | 0,20 | 93,71 | 0,53 | 50,68 | 9,95 | 39,37 | sienitgranitică |
| 31 | 928 | 297,10 | 40,11 | 23,29 | 12,31 | 24,29 | 0,46 | 0,28 | 1,66 | 0,39 | 0,26 | 99,95 | 0,53 | 51,56 | 9,83 | 38,61 | adamelitică |
| 32 | 933 | 297,56 | 41,22 | 21,38 | 11,95 | 25,46 | 0,52 | 0,31 | 1,66 | 0,24 | 0,20 | 95,74 | 0,56 | 51,08 | 8,95 | 39,97 | adamelitică |
| 33 | 5 | 310,59 | 39,39 | 24,78 | 9,66 | 26,17 | 0,59 | 0,41 | 2,02 | 0,50 | 0,32 | 105,91 | 0,39 | 51,84 | 10,28 | 37,88 | adamelitică |
| 34 | 53 | 325,57 | 41,26 | 15,71 | 14,19 | 28,84 | 0,53 | 0,22 | 1,78 | 0,34 | 0,32 | 110,21 | 0,90 | 52,13 | 5,65 | 42,22 | rapakiwitică |
| 35 | 1266 | 337,99 | 42,03 | 16,83 | 12,07 | 29,07 | 0,55 | 0,19 | 1,92 | 0,50 | 0,29 | 121,72 | 0,72 | 53,25 | 6,49 | 40,26 | rapakiwitică |
| 36 | 433 | 321,24 | 42,06 | 28,22 | 7,25 | 22,47 | 0,46 | 0,39 | 1,39 | 0,35 | 0,13 | 131,35 | 0,26 | 55,11 | 13,44 | 31,44 | tasnagranitică |
| 37 | 6 | 341,75 | 45,51 | 19,59 | 8,92 | 25,98 | 0,65 | 0,37 | 1,92 | 0,44 | 0,03 | 137,85 | 0,46 | 55,42 | 9,95 | 34,63 | rapakiwitică |
| 38 | 241 | 335,50 | 42,62 | 25,38 | 3,96 | 28,04 | 0,55 | 0,48 | 1,62 | 0,32 | 0,28 | 123,33 | 0,16 | 53,60 | 11,55 | 34,85 | rapakiwitică |
| 39 | 1267 | 448,61 | 49,04 | 7,45 | 7,50 | 36,01 | 0,61 | 0,36 | 0,40 | 0,08 | 0,42 | 204,58 | 1,01 | 59,25 | 3,25 | 37,50 | aplitgranitică |

TABELUL 3
Compoziția modală C.I.P.W. a granitoidelor de Tismana

| Nr. crt. | Proba | qu | or | ab | an | c | di | hy | al | ap | il | mt | Q | A | P |
|----------|-------|------|------|------|------|-----|-----|------|------|------|------|-----|------|------|------|
| 1 | 550 | — | 11,1 | 24,6 | 28,3 | — | 6,6 | 3,0 | 14,3 | 2,0 | 3,0 | 1,8 | — | 17,4 | 82,6 |
| 2 | 1143 | — | 16,5 | 31,2 | 25,8 | 0,8 | — | 3,0 | 12,8 | 2,5 | 2,3 | 3,0 | — | 22,5 | 77,5 |
| 3 | 955 | 2,0 | 8,9 | 17,3 | 33,1 | — | 4,9 | 24,9 | — | 1,8 | 2,1 | 1,5 | 3,3 | 14,5 | 82,2 |
| 4 | 1029 | — | 20,0 | 26,2 | 24,5 | — | 2,2 | 9,7 | 7,9 | 1,6 | 2,2 | 2,7 | — | 28,3 | 71,7 |
| 5 | 504 | 0,6 | 16,8 | 19,8 | 27,3 | — | 6,9 | 19,3 | — | 0,6 | 3,0 | 2,5 | 1,1 | 25,9 | 73,0 |
| 6 | 826 | 6,0 | 12,6 | 20,7 | 28,9 | — | 4,8 | 18,0 | — | 1,2 | 2,8 | 2,0 | 8,8 | 18,5 | 72,7 |
| 7 | 926 | 4,4 | 22,8 | 24,7 | 19,7 | — | 2,2 | 17,1 | — | 2,3 | 3,8 | — | 6,1 | 31,9 | 62,0 |
| 8 | 432 | 5,7 | 15,4 | 25,4 | 25,2 | 0,4 | — | 21,5 | — | 1,2 | 2,0 | 2,2 | 8,0 | 21,4 | 70,6 |
| 9 | 51 | 6,7 | 26,1 | 25,1 | 20,6 | — | 1,6 | 13,2 | — | 1,0 | 1,7 | 2,6 | 8,5 | 33,3 | 58,2 |
| 10 | 28 | 10,9 | 21,9 | 24,2 | 17,4 | 2,4 | — | 16,1 | — | 1,3 | 2,3 | 1,6 | 14,7 | 29,4 | 55,9 |
| 11 | 1310 | 9,4 | 14,9 | 22,5 | 23,9 | — | 7,6 | 17,0 | — | 0,4 | 1,5 | 2,0 | 13,3 | 21,1 | 65,6 |
| 12 | 1316 | 13,5 | 18,9 | 23,6 | 19,5 | — | 4,7 | 12,1 | — | 1,3 | 2,7 | 2,8 | 17,9 | 25,0 | 57,1 |
| 13 | 46 | 15,4 | 18,9 | 27,6 | 15,2 | 2,9 | — | 11,4 | — | 2,0 | 1,5 | 3,7 | 20,0 | 24,5 | 55,5 |
| 14 | 1264 | 12,2 | 25,0 | 23,0 | 18,0 | 0,2 | — | 12,8 | — | 1,3 | 2,6 | 2,3 | 15,6 | 32,0 | 52,4 |
| 15 | 52 | 17,1 | 13,0 | 29,3 | 22,0 | — | 3,9 | 7,9 | — | 0,8 | 1,5 | 3,8 | 21,0 | 16,0 | 63,0 |
| 16 | 1313 | 13,9 | 26,1 | 23,2 | 17,3 | 0,5 | — | 11,6 | — | 1,2 | 2,1 | 1,9 | 17,3 | 32,4 | 50,3 |
| 17 | 375 | 16,2 | 28,5 | 25,4 | 11,5 | 0,2 | — | 10,2 | — | 1,1 | 1,5 | 3,2 | 19,9 | 35,0 | 45,1 |
| 18 | 1265 | 18,0 | 30,0 | 21,0 | 12,5 | 1,7 | — | 9,6 | — | 1,0 | 2,1 | 2,0 | 22,1 | 36,8 | 41,1 |
| 19 | 1 | 13,5 | 41,7 | 19,4 | 9,2 | 1,8 | — | 10,7 | — | 0,2 | 1,1 | 0,7 | 16,1 | 49,8 | 34,1 |
| 20 | 827 | 12,0 | 44,5 | 25,7 | 8,7 | 1,6 | — | 3,7 | — | 0,3 | 0,8 | 1,1 | 13,2 | 49,0 | 37,8 |
| 21 | 2 | 14,4 | 37,8 | 27,5 | 10,6 | 0,6 | — | 5,0 | — | 0,1 | 0,8 | 2,0 | 15,9 | 41,9 | 42,2 |
| 22 | 7 | 21,5 | 39,5 | 17,3 | 5,8 | 2,0 | — | 5,6 | — | 0,8 | 1,4 | 3,9 | 25,5 | 47,0 | 27,5 |
| 23 | 56 | 19,8 | 32,0 | 21,7 | 11,6 | 0,9 | — | 9,7 | — | 0,8 | 1,6 | — | 23,3 | 37,6 | 39,1 |
| 24 | 431 A | 20,4 | 30,9 | 23,0 | 10,6 | 1,0 | — | 9,4 | — | 0,6 | 1,4 | 0,1 | 24,0 | 36,4 | 39,6 |
| 25 | 431 B | 23,2 | 35,1 | 19,5 | 7,9 | 1,1 | — | 6,4 | — | 1,1 | 1,0 | 3,4 | 27,1 | 40,9 | 32,0 |
| 26 | 927 | 21,0 | 36,1 | 21,1 | 11,5 | 0,8 | — | 4,3 | — | 0,3 | 1,2 | 1,8 | 23,4 | 40,3 | 36,3 |
| 27 | 1311 | 20,3 | 30,1 | 25,2 | 10,1 | 1,0 | — | 7,4 | — | 0,7 | 1,2 | 1,4 | 25,2 | 37,3 | 37,6 |
| 28 | 1256 | 24,7 | 29,8 | 22,0 | 11,7 | 1,0 | — | 6,8 | — | 0,7 | 1,4 | 1,4 | 28,0 | 33,8 | 38,2 |
| 29 | 430 | 26,5 | 28,4 | 18,6 | 7,8 | 2,0 | — | 11,4 | — | 0,8 | 1,4 | 1,7 | 32,6 | 34,9 | 32,5 |
| 30 | 965 | 23,7 | 27,7 | 22,7 | 12,8 | 0,9 | — | 8,6 | — | 0,5 | 1,4 | — | 27,2 | 31,9 | 40,9 |
| 31 | 928 | 25,5 | 23,1 | 25,7 | 12,8 | 1,4 | — | 6,7 | — | 0,3 | 0,9 | 1,9 | 29,3 | 26,5 | 44,2 |
| 32 | 933 | 24,1 | 27,4 | 24,1 | 11,4 | 1,7 | — | 6,7 | — | 0,3 | 0,9 | 1,2 | 22,7 | 31,5 | 40,8 |
| 33 | 5 | 26,4 | 31,2 | 21,1 | 8,3 | 1,6 | — | 5,8 | — | 0,4 | 1,1 | 1,9 | 30,4 | 35,8 | 33,8 |
| 34 | 53 | 25,2 | 29,5 | 25,1 | 12,2 | — | 0,6 | 2,9 | — | 0,3 | 0,9 | 1,8 | 27,4 | 32,1 | 40,5 |
| 35 | 1266 | 27,2 | 30,0 | 23,1 | 10,0 | 0,7 | — | 3,5 | — | 0,3 | 0,9 | 1,4 | 30,1 | 33,2 | 36,7 |
| 36 | 433 | 32,3 | 20,6 | 23,1 | 6,4 | 4,8 | — | 9,8 | — | 0,3 | 0,8 | 0,9 | 39,3 | 24,9 | 35,8 |
| 37 | 6 | 31,1 | 31,7 | 15,8 | 7,2 | 4,0 | — | 7,1 | — | 0,3 | 0,9 | 0,2 | 36,2 | 36,9 | 26,8 |
| 38 | 241 | 32,1 | 29,7 | 23,1 | 2,8 | 4,1 | — | 2,9 | — | 0,3 | 0,8 | 1,4 | 36,6 | 33,9 | 29,5 |
| 39 | 1267 | 35,7 | 33,9 | 20,4 | 5,3 | 1,5 | — | 1,1 | — | 0,01 | 0,02 | 0,7 | 37,5 | 35,4 | 27,1 |

TABELUL 4

Elemente minore (ppm) în rocile granitoide de Tismana

| Nr. crt. | Nr. probei | Pb | Cu | Ga | Sn | Ni | Co | Cr | V | Sc | Y | Yb | La | Be | Zr | Ba | Sr | Li |
|-------------|---------------|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|-----|
| 1 | 550 | 7 | 20 | 18 | 3,5 | 34 | | 41 | 68 | 15 | 21 | 4,3 | 52 | <1 | 260 | 1100 | 750 | 34 |
| 2 | 1143 | 10 | 11 | 17 | 4 | 10 | | 4 | 60 | 11 | 33 | 4,2 | 110 | <1 | 220 | 2000 | 1350 | 65 |
| 3 | 955 | 4 | 16 | 13 | <2 | 33 | 42 | 40 | 125 | 19 | 26 | 2,9 | 44 | 1,1 | 140 | 480 | 660 | 24 |
| 4 | 1029 | 7,5 | 22 | 17 | 3 | 12 | | 5 | 95 | 11 | 25 | 4,0 | 85 | 1,0 | 200 | 1700 | 1750 | 60 |
| 5 | 504 | 3 | 16 | 20 | <2 | 20 | | 32 | 130 | 18 | 31 | 4,0 | 85 | 1,3 | 290 | 1350 | 900 | 47 |
| 6 | 826 | 8 | 11 | 21 | <2 | 22 | 25 | 48 | 115 | 21 | 36 | 4,2 | 60 | 1,3 | 340 | 1100 | 650 | 32 |
| 7 | 926 | 15 | 15 | 18 | <2 | 7,5 | 25 | 3 | 75 | 17 | 54 | 6,7 | 95 | 1,3 | 430 | 2400 | 780 | 38 |
| 8 | 432 | 4 | 26 | 24 | <2 | 9,5 | 22 | 3 | 180 | 25 | 58 | 6,5 | 90 | 2,5 | 480 | 1350 | 600 | 43 |
| 9 | 51 | 12 | 16 | 22 | <2 | 14 | 12 | 20 | 78 | 14 | 33 | 4,0 | 72 | 1,5 | 470 | 2100 | 850 | 38 |
| 10 | 28 | 19 | 18 | 21 | 5 | 5 | 13 | 4 | 70 | 15 | 58 | 6,0 | 185 | 1,2 | 700 | 2700 | 800 | 42 |
| 11 | 1310 | 8,5 | 15 | 20 | <2 | 20 | | 57 | 65 | 18 | 32 | 4,3 | 46 | 1,2 | 240 | 1500 | 560 | 48 |
| 12 | 1316 | 7,5 | 18 | 21 | <2 | 12 | | 7 | 50 | 11 | 30 | 4,2 | 78 | 1,3 | 320 | 1200 | 580 | 52 |
| 13 | 46 | 6,5 | 15 | 20 | <2 | 7 | 11 | 3,5 | 72 | 11 | 47 | 4,0 | 90 | 1,5 | 530 | 1650 | 800 | 50 |
| 14 | 1264 | 7 | 12 | 20 | 5,5 | 6,5 | | 5 | 38 | 12 | 36 | 4 | 82 | 1,1 | 500 | 1800 | 520 | 43 |
| 15 | 52 | 8,5 | 10 | 23 | 2,5 | 5 | 9,5 | 3,5 | 72 | 7,5 | 28 | 3,8 | 48 | 3,8 | 410 | 900 | 720 | 57 |
| 16 | 1313 | 12 | 10 | 23 | <2 | 9 | | 10 | 45 | 13 | 42 | 4,4 | 90 | 1,5 | 510 | 1800 | 500 | 52 |
| 17 | 375 | 15 | 17 | 20 | <2 | 8 | 8,5 | 10 | 50 | 9 | 35 | 4,0 | 130 | 1,7 | 670 | 1700 | 550 | 52 |
| 18 | 1265 | 9 | 12 | 21 | <2 | 4 | | 4,5 | 38 | 7 | 26 | 3,4 | 90 | 1,3 | 480 | 1500 | 460 | 55 |
| 19 | 827 | 16 | 3,5 | 19 | <2 | 3 | 2,5 | 5,5 | 25 | 2 | 8,5 | 0,7 | 30 | 1,0 | 270 | 2700 | 650 | 19 |
| 20 | 56 | 19 | 7 | 23 | <2 | 7 | 6,5 | 5,5 | 39 | 6 | 20 | 2,6 | 115 | 1,2 | 470 | 1900 | 550 | 38 |
| 21 | 431 A | 19 | 4 | 23 | <2 | 4 | | 4 | 40 | 6 | 24 | 3,2 | 85 | 1,6 | 400 | 1600 | 360 | 42 |
| 22 | 431 B | 24 | 7,5 | 18 | <2 | 4,5 | 6,5 | 5 | 38 | 5,5 | 30 | 3,2 | 70 | 1,8 | 560 | 2200 | 580 | 42 |
| 23 | 927 | 17 | 4 | 14,5 | <2 | 7,5 | 4,5 | 8 | 31 | 6,5 | 18 | 2,8 | 60 | 1,0 | 330 | 2100 | 630 | 26 |
| 24 | 1311 | 16 | 6 | 23 | <2 | 4 | | 5 | 28 | 6 | 23 | 3,0 | 80 | 2,2 | 400 | 980 | 250 | 60 |
| 25 | 1256 | 17 | 4 | 20 | <2 | 4 | | 5 | 38 | 5,5 | 20 | 3,2 | 85 | 1,3 | 400 | 1900 | 630 | 29 |
| 26 | 430 | 20 | 6 | 18 | <2 | 6,5 | 6 | 5 | 31 | 7 | 23 | 2,8 | 75 | 1,3 | 600 | 1200 | 330 | 55 |
| 27 | 965 | 20 | 6 | 18 | <2 | 4,5 | 9 | 7 | 33 | 6,5 | 20 | 1,3 | 100 | 1,2 | 430 | 1450 | 370 | 30 |
| 28 | 928 | 13 | 13 | 19 | <2 | 3,5 | 4,5 | 4 | 33 | 6 | 15 | 1,5 | 115 | 2,2 | 270 | 2100 | 850 | 52 |
| 29 | 933 | 23 | 4,5 | 17 | <2 | 6 | 4 | 7,5 | 31 | 6 | 16 | 1,7 | 90 | <1 | 300 | 1300 | 460 | 29 |
| 30 | 5 | 15 | <2 | 19 | <2 | 4,5 | | 2,5 | 33 | 4,5 | 17 | 1,9 | 80 | 1,5 | 340 | 1200 | 400 | 38 |
| 31 | 53 | 15 | 11 | 19 | <2 | 3,5 | 9,5 | 6 | 24 | 3,5 | 14 | 2,3 | 180 | 1,9 | 420 | 1950 | 900 | 26 |
| 32 | 1266 | 21 | <2 | 18 | <2 | 3,5 | | 25 | 36 | 6 | 19 | 2,1 | 110 | 2,0 | 290 | 850 | 360 | 32 |
| 33 | 433 | 25 | 8 | 22 | <2 | 8 | 13 | 46 | 30 | 6 | 21 | 3,3 | 78 | 1,2 | 360 | 900 | 320 | 43 |
| 34 | 241 | 18 | 7 | 18 | <2 | 4,5 | 9 | 4 | 26 | 6 | 32 | 4,7 | 115 | 1,8 | 380 | 1200 | 270 | 18 |
| 35 | 1267 | 38 | 2,5 | 17 | <2 | 2 | | 2,5 | 6 | 4 | 26 | 6,5 | 52 | <1 | 120 | 860 | 230 | 5,5 |



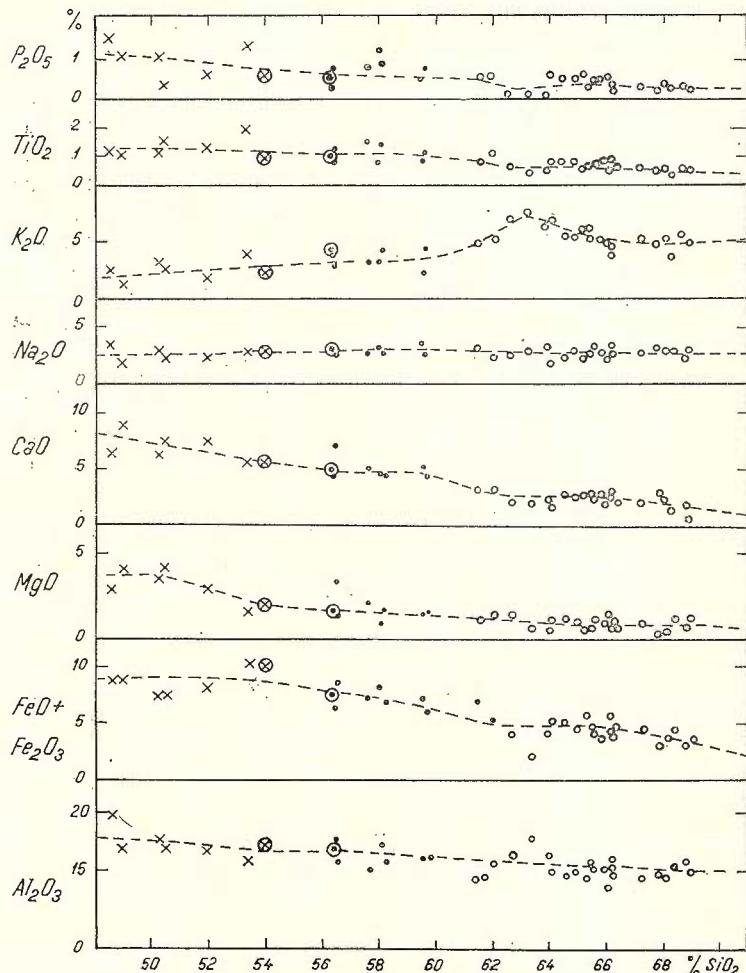


Fig. 1. — Diagramma Harker a granitoidelor de Tismana.

x, diorite, diorite cuarifere, monzodiorite cuarifere; puncte, granodiorite și tonalite; cercuri, granite; incercuit, separații.

Diagramme Harker des granitoïdes de Tismana.

x, diorites, diorites quartzifères, monzodiorites quartzifères; points, granodiorites et tonalites; cercles, granites; cerné, séparations.

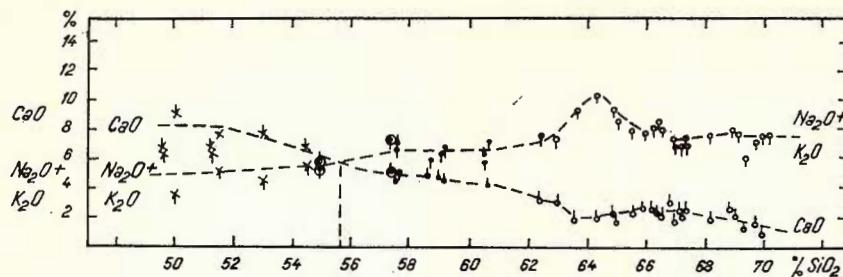


Fig. 2. — Diagrama Peacock a granitoidelor de Tismana.

Diagramme Peacock des granitoïdes de Tismana.

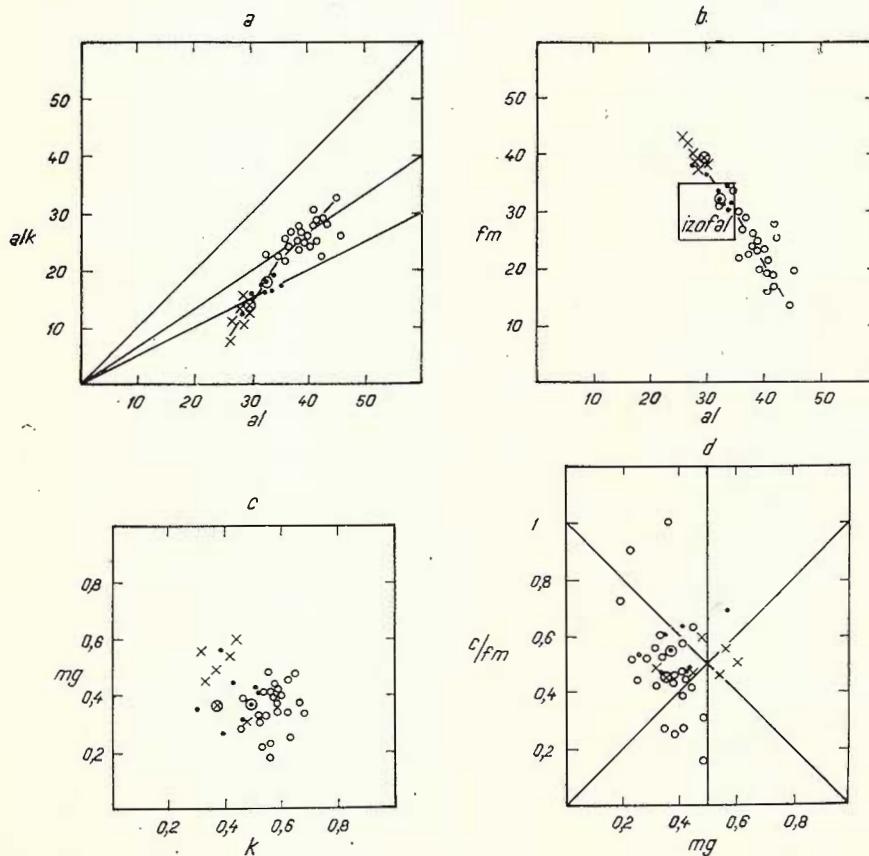


Fig. 3 a, b, c, d — Diagramale Niggli ale granitoidelor de Tismana.

Diagrammes Niggli des granitoïdes de Tismana.



Ambele reprezentări evidențiază o aliniere remarcabilă a punctelor, împreștierea de la linia mediană fiind puțin mai mare doar în domeniul granitelor porfiroide. La interpretarea acestor diagrame, trebuie însă ținut cont de faptul că, dacă scăderea parametrului fm , respectiv creșterea parametrului alk , sunt reale în seria diorite-granite porfiroide, reflectând variațiile în concentrație ale acestor oxizi (FeO , Fe_2O_3 , MgO , K_2O și

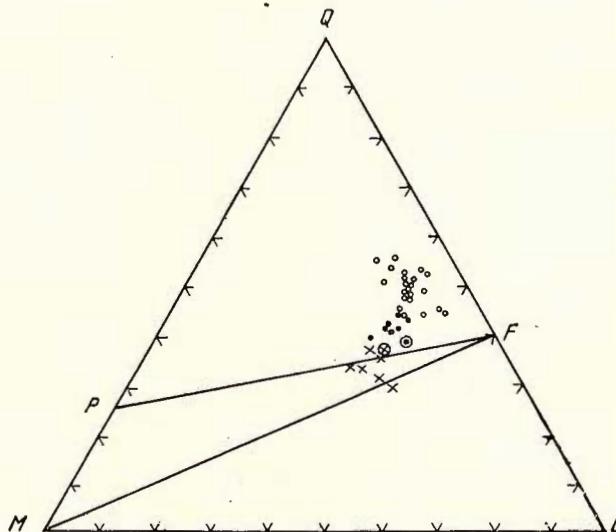


Fig. 4. — Diagrama QML a granitoidelor de Tismana.
Diagramme QML des granitoïdes de Tismana.

Na_2O), creșterea parametrului al este artificială, fiind dată de metoda de calcul Niggli. Datorită scăderii mult mai rapide a fm și c , în raport cu creșterea alk , are loc o mărire compensatorie a parametrului al , ce este în contradicție cu reala diminuare a Al_2O_3 (fig. 1).

Diagrama $k : mg$ (fig. 3c) demonstrează lipsa de corelație dintre cei doi parametri, în conformitate cu observațiile petrografice, roci cu conținuturi egale de feldspat potasic putind avea cantități și specii de minerale melanocrate variate. În plus, participarea potasiului atât în feldspatul potasic cât și în biotit, ce conține însă și fier și magneziu, contribuie, datorită proporției variabile de biotit în raport cu feldspatul potasic, la disperzia proiecțiilor.

Diagrama $c/fm : mg$ (fig. 3d) arată de asemenea inexistența unei corelații între acești parametri, majoritatea analizelor proiectindu-se în cîmpul cu $mg = 0,2 - 0,5$, dar la valori foarte variabile ale raportului c/fm .

Diagrama QML (fig. 4) indică caracterul calco-alcalin al seriei de Tismana, analizele proiectindu-se, cu o excepție, în cîmpul supra-saturat (granitele porfiroide și granodioritele) și saturat (dioritele).

Diagrama Mg, Fe^{tot} , Alk (fig. 5) arată, într-o primă etapă, creșterea simultană a conținuturilor în alcalii și fier (de la diorite la granodiorite), urmată de o îmbogățire numai în alcalii (de la granodiorite la granitele porfiroide), curba mediană fiind asemănătoare celor trasate pentru diverse serii calco-alcaline de N o c k o l d s, Allen (1953).

În diagrama Ca, Na, K (fig. 6) se remarcă de asemenea o aliniere a proiecțiilor pe o curbă mediană, ce indică într-o primă etapă o creștere generală a conținutului în alcalii, urmată de o îmbogățire selectivă în potasiu pentru granitele porfiroide.

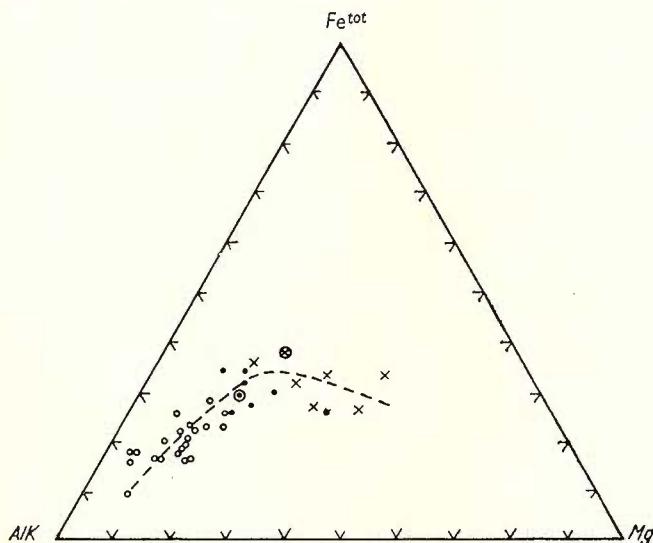


Fig. 5. — Diagrama Mg, Fe^{tot} , Alk a granitoidelor de Tismana.

Diagramme Mg, Fe^{tot} , Alk des granitoïdes de Tismana.

Proiecția proporțiilor normative CIPW (tab. 3) de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz ale granitoidelor de Tismana într-o diagramă QAP (fig. 7), este utilă îndeosebi pentru granitele porfiroide, roci a căror granulație centimetrică face dificilă estimarea proporțiilor modale ale acestor minerale. Se constată astfel, că majoritatea acestor roci se proiectează în cîmpul monzogranitelor, avînd conținuturi în cuarț sub 32%, iar unele puncte figurative apar chiar în cîmpul monzonitelor cuarțifere, cuarțul putînd scădea pînă la 15%. Pentru granitoidele echigranulare de Tismana, roci extrem de bogate în biotit, această proiecție nu mai este însă în acord cu compozitia modală, recalcularea potasiului din biotit ca feldspat potasic, cerută de metoda CIPW, ducînd la o sensibilă deplasare spre stînga a punctelor figurative.

Rezultatele analizelor elementelor minore, determinate prin spectrografie de emisie, sunt prezentate în tabelul 4. Pentru o serie de roci lipsesc

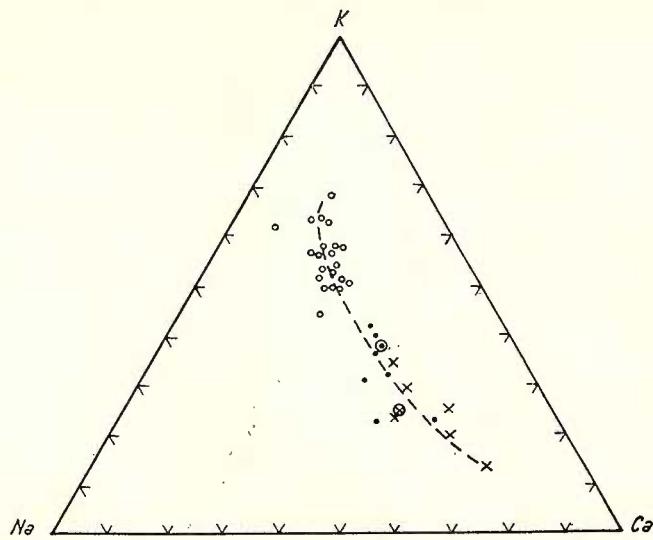


Fig. 6. — Diagramma Ca, Na, K a granitoidelor de Tismana.
Diagramme Ca, Na, K des granitoïdes de Tismana.

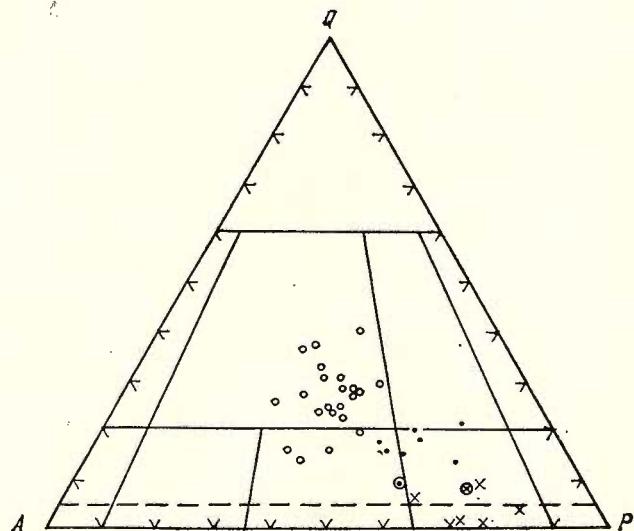


Fig. 7. — Diagramma QAP normativă a granitoidelor de Tismana.
Diagramme QAP normative des granitoïdes de Tismana.

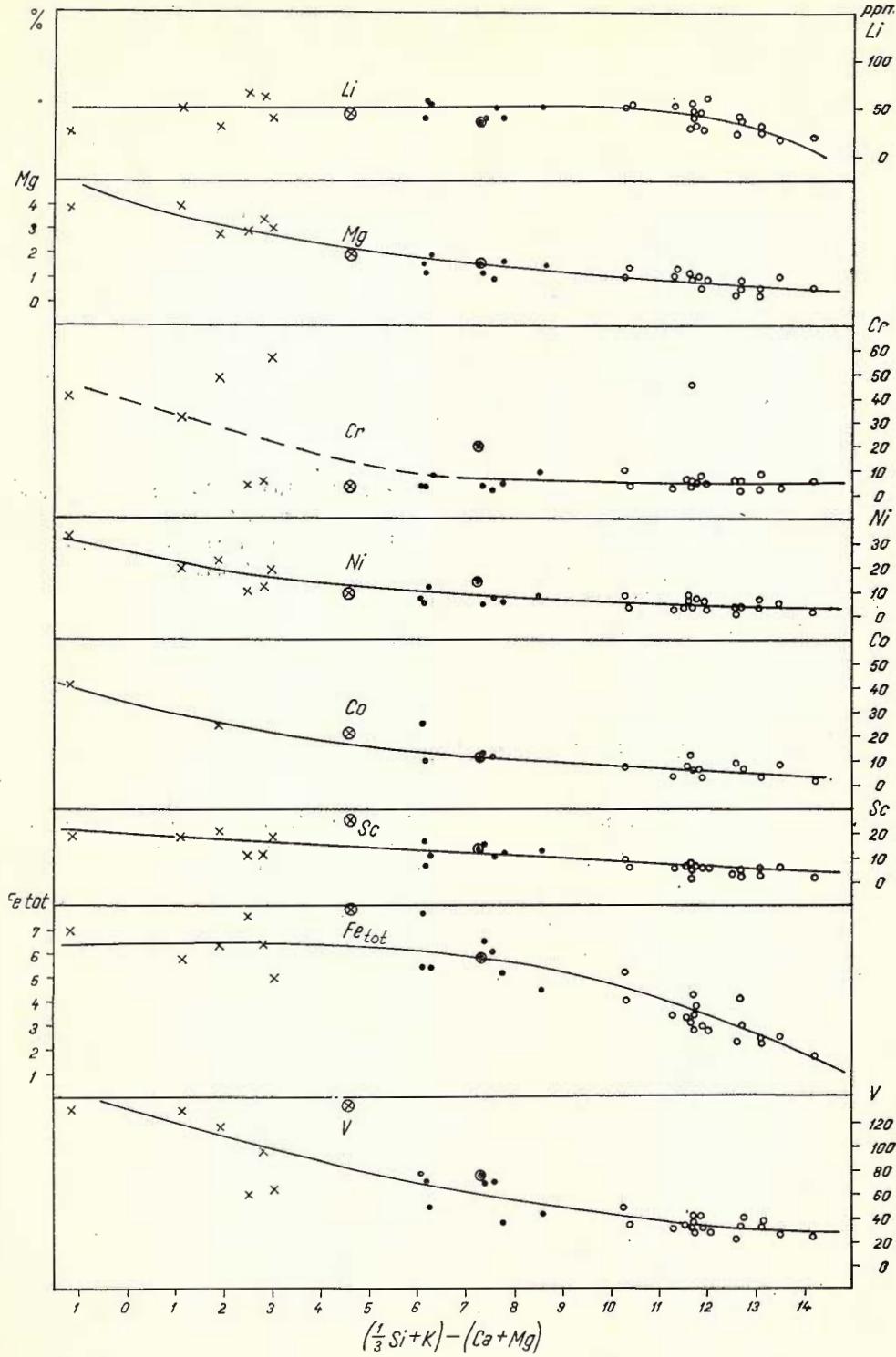


Fig. 8. — Diagrama Nockolds-Allen a elementelor siderofile din granitoidele de Tismana.
Diagramme Nockolds-Allen des éléments sidérofiles des granitoïdes de Tismana.

determinările de Co, datorită unor impurificări cu acest element în timpul mojarării probelor.

Conținuturile în elemente minore ale granitoidelor de Tismana au fost reprezentate grafic în funcție de indicele de diferențiere $(1/3 \text{Si} + \text{K}) / (\text{Ca} + \text{Mg}) - \text{N o e k o l d s, Allen (1953)}$.

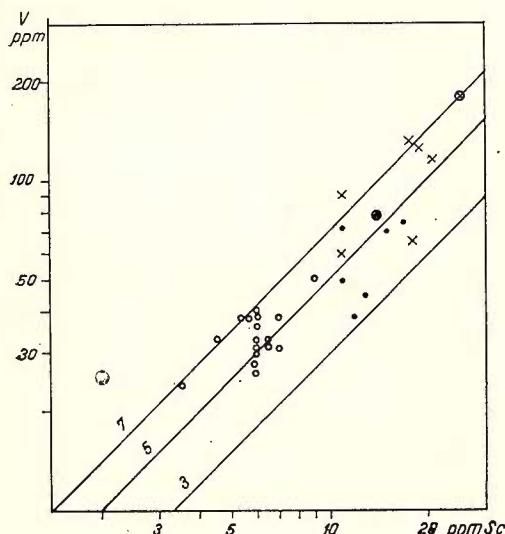


Fig. 9. — Relația V-Sc în granitoidele de Tismana.

Relation V-Sc dans les granitoïdes de Tismana.

Urmărind diagramele din figura 8, se constată că concentrațiile V, Sc, Co, Ni și Cr scad de la diorite spre granitele porfiroide, tendință mai accentuată în intervalul diorite-granodiorite. Această comportare este asemănătoare cu cea a magneziului și este diferită de cea a fierului, care prezintă o curbă aproape paralelă cu abscisa în intervalul diorite-granodiorite, ce apoi scade brusc spre granitele porfiroide. Pentru elementele în discuție, dispersarea punctelor este mai accentuată în grupa dioritelor (trsătură mai evidentă în cazul Cr și V), această împreștiere fiind probabil legată de variații mai importante ale cantităților în care apar oxizii de fier în aceste roci, în raport cu granodioritele și granitele porfiroide.

Spre deosebire de magneziu, ale cărui conținuturi scad treptat în seria de Tismana, valorile Li oscilează puțin în toată seria, cu excepția granitelor porfiroide cu indice de diferențiere mai mare de 12, roci în care valorile lui scad.

Lipsa corelației între Li și Mg poate fi explicată prin faptul că, dintre mineralele fero-magneziene, structura rețelei biotitului este mai favorabilă pentru ionul de Li decit cea a piroxenilor și amfibolilor. În seria granitoidelor de Tismana, conținuturile de biotit sunt relativ constante, cu excepția unora dintre granitele porfiroide, în care proporția de biotit este mai redusă.

Pentru probele necontaminate cu Co, s-a observat o corelație pozitivă între Ni și Co, raportul Ni/Co variind între 1 și 1/3. De asemenea, o corela-

ție pozitivă se observă și între V și Sc, raportul V/Sc fiind situat la valori cuprinse între 3 și 7 (fig. 9). Din această diagramă se observă o suprapunere parțială a domeniilor dioritelor și granodioritelor, granitele porfiroide fiind grupate la valori mai scăzute ale V și Sc și având raportul V/Sc cuprins între 5 și 7.

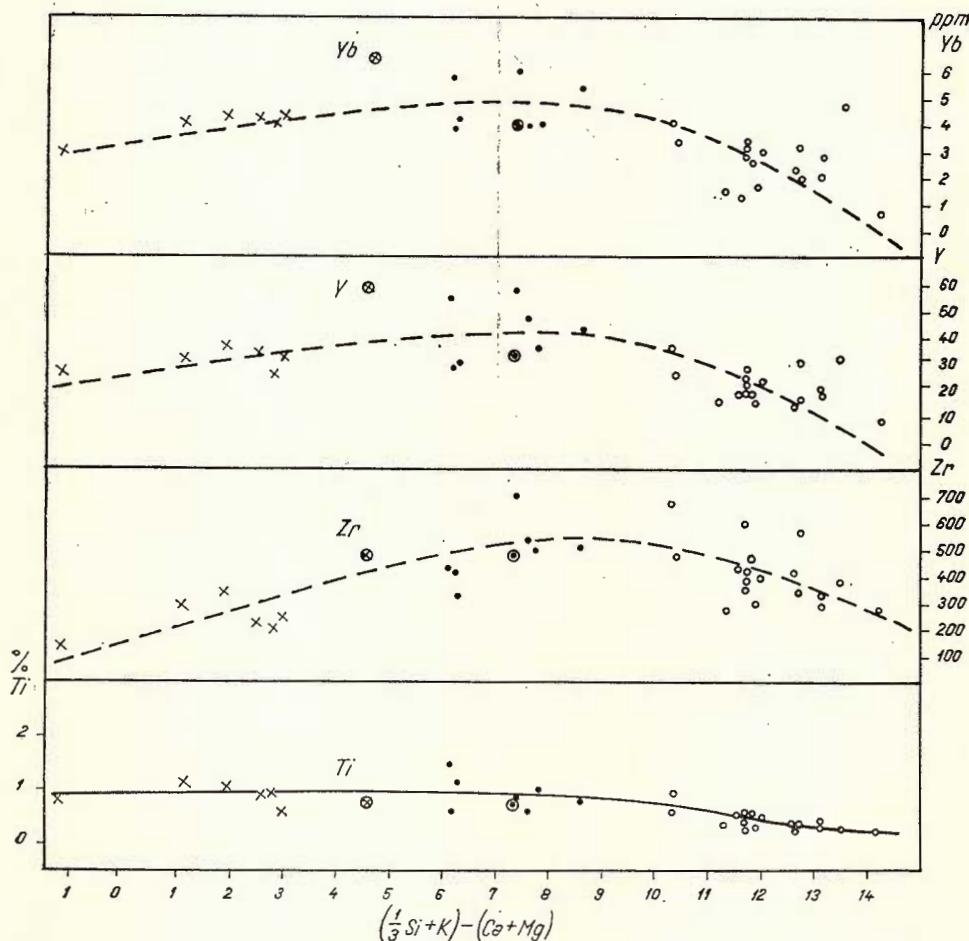


Fig. 10. — Diagrama Nockolds-Allen pentru Yb, Y, Zr, Ti a granitoidelor de Tismana.

Diagramme Nockolds-Allen pour Yb, Y, Zr, Ti des granitoïdes de Tismana.

Curbele de variație ale Y și Yb (fig. 10) indică conținuturi destul de constante în diorite și mai variabile în granodiorite și granite porfiroide. Se constată de asemenea prezența valorilor maxime în cadrul grupei granodioritelor. Comportarea asemănătoare a acestor elemente este bine

reprezentată în diagrama din figura 11, în care se observă că, în seria de Tismana, raportul Y/Yb oscilează în limite foarte strânse (6-10).

Asemănarea curbelor de variație ale Y și Yb cu cea a Zr ar permite interpretarea că aceste elemente apar în rețeaaua zirconului (Vlasov,

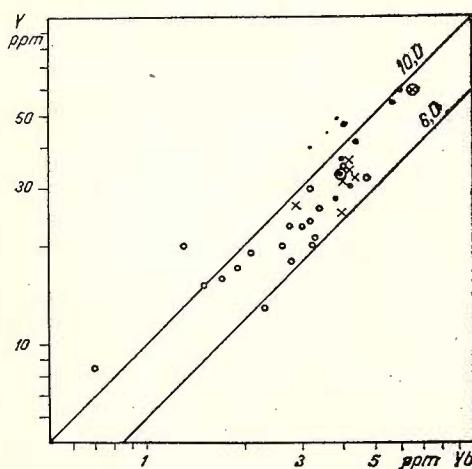


Fig. 11. — Relația Y-Yb în granitoidele de Tismana.
Relation Y-Yb dans les granitoïdes de Tismana.

1964, menționează substituția $Y^{3+} + P^{5+} \rightleftharpoons Zr^{4+} + Si^{4+}$), iar diagrama din figura 12 pune în evidență această corelație pozitivă. Se observă însă că pentru granitele porfiroide raportul $(Y + Yb)/Zr$ variază între 1/15 și 1/30, iar pentru diorite și granodiorite acest raport oscilează între 1/5 și

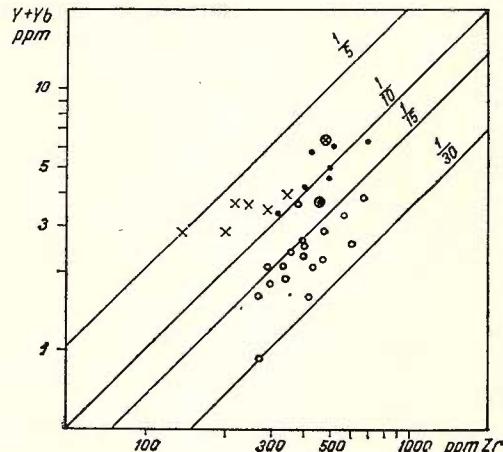


Fig. 12. — Relația $(Y + Yb)-Zr$ în granitoidele de Tismana.
Relation $(Y + Yb)-Zr$ dans les granitoïdes de Tismana.

1/10, la conținuturi egale de Zr rocile granodioritice fiind mai bogate în Y și Yb decât granitele porfiroide. O explicație a acestei situații ar putea fi substituția Y și Yb pentru Ca în rețeaaua amfibolilor (Ranckama, Sahama, 1950). Două analize de hornblendă din masiv au indicat

conținuturi de 220-430 ppm Y și 26-45 ppm Yb, valori cu un ordin de mărime mai ridicate decât cele ale rocilor. Faptul că dintre granitoïdele de Tismana, granodioritele conțin cantități cele mai mari de amfiboli, ar putea explica valorile ridicate ale Y și Yb din aceste roci.

La este prezent în toată seria de Tismana în cantități variabile și ridicate, care în general depășesc media de 43 ppm stabilită de Haskin et

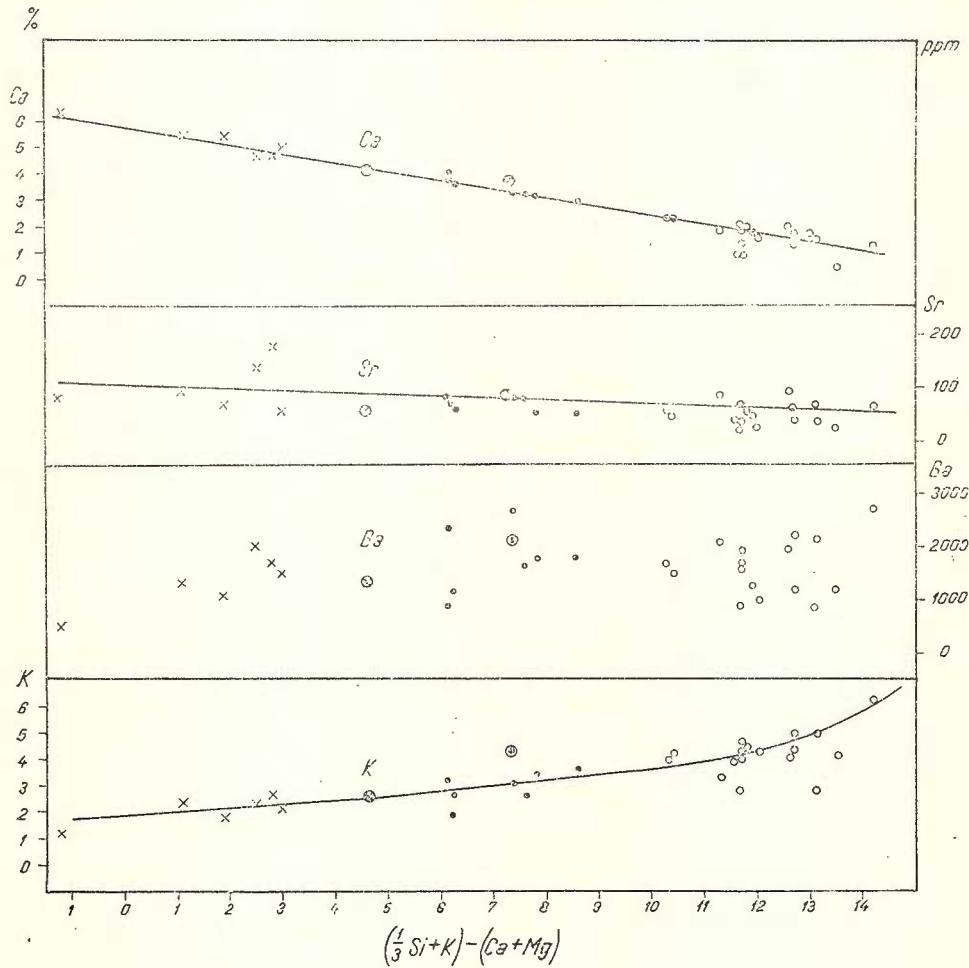


Fig. 13. — Diagrama Nockolds-Allen pentru Ca, Sr, Ba, K a granitoidelor de Tismana.

Diagramme Nockolds-Allen pour Ca, Sr, Ba, K des granitoïdes de Tismana.

al. (1968) pentru roci granitoïde, media conținuturilor de La pe masiv fiind dublă față de această valoare.

Conținuturile de bariu sint în general ridicate în toată seria granitoidelor de Tismana, cea mai mare parte a rocilor analizate depășind 1000 ppm. În figura 13 se observă că punctele de proiecție sint foarte disperse pe-

tru toate categoriile de roci, dar mediile celor trei grupe principale sunt apropriate, fiind de aproximativ 1500-1700 ppm. Faptul că variația în Ba nu o urmărește pe cea în K, cum se întimplă de regulă, este explicat prin comportarea particulară a Ba în biotitele din aceste granitoide. Astfel, din datele asupra 9 biotite de la Tismana, s-a constatat că biotitele din diorite și granodiorite au conținuturi duble pînă la triple de Ba față de cele din

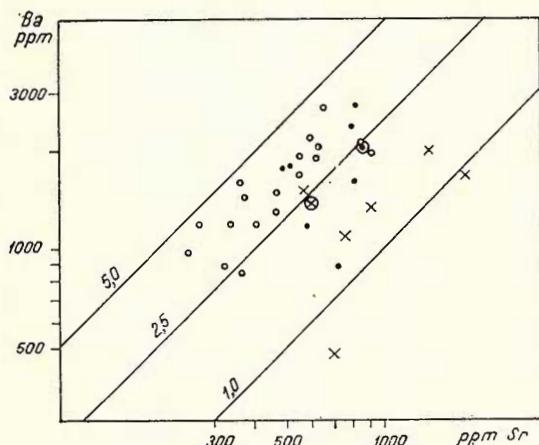


Fig. 14. — Relația Ba-Sr în granitoidele de Tismana.

Relation Ba-Sr dans les granitoïdes de Tismana.

granitele porfiroide. Din această cauză, deși dioritele și granodioritele au un conținut redus sau nul de feldspat potasic, Ba se menține la valori ridicate.

În figura 13 se remarcă și tendința de descreștere a conținuturilor de Sr în seria granitoidelor de Tismana, tendință asemănătoare cu cea a Ca, dar mult mai puțin accentuată. Această situație se explică prin faptul că, Ca este prezent atât în plagioclazi, cit și în amfiboli și clinopiroxeni, pe cind Sr substituie Ca îndeosebi în rețeaua plagioclazului⁷. Cum conținutul în anortit al plagioclazilor din granitoidele de Tismana scade relativ puțin de la diorite (An_{44-52}) la granitele porfiroide (An_{28-36}), panta redusă a descreșterii Sr este astfel ușor explicabilă.

Diagrama Ba-Sr (fig. 14) arată o corelație pozitivă strinsă în cadrul grupei granitelor porfiroide (cu raport Ba/Sr cuprins între 2,5 și 5) și o dispersie mare a proiecțiilor rocilor din celelalte două grupe.

Diagrama din figura 15 evidențiază corelația pozitivă dintre Pb și K (raportul Pb/K variază între 1/1500 și 1/5000), granitele porfiroide având cele mai ridicate valori ale acestor elemente. După R a n k a m a, S a h a - m a (1950), Pb substituie K de preferință în feldspatul potasic.

Conținuturile de Cu scad în seria granitoidelor de Tismana de la diorite și granodiorite spre granitele porfiroide, între Cu și Fe^{2+} existînd o corelație pozitivă. Raportul Cu/ Fe^{2+} (fig. 16) variază în limite mai strînse

⁷ Cele două hornblende analizate conțin Sr cu un ordin de mărime mai scăzut decît rocile masivului.

($1/2\ 000 - 1/5\ 000$) în diorite și granodiorite și în limite ceva mai largi ($1/2000-1/10000$) în granitele porfiroide.

Galiul prezintă valori oscilante, mediile situându-se pentru granitele porfiroide, granodiorite și diorite la 19, respectiv 21 și 18 ppm.

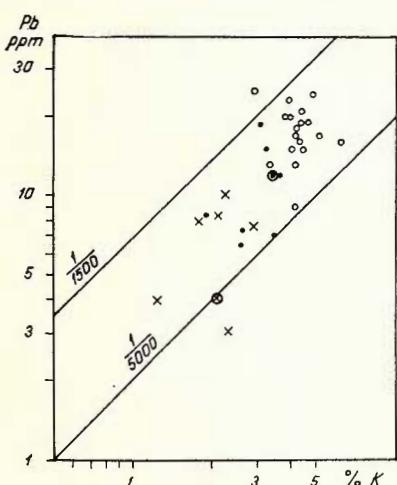


Fig. 15. — Relația Pb-K în granitoidele de Tismana.

Relation Pb-K dans les granitoïdes de Tismana.

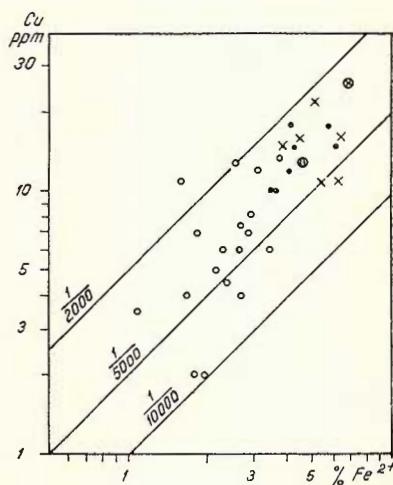


Fig. 16. — Relația Cu- Fe^{2+} în granitoidele de Tismana.

Relation Cu- Fe^{2+} dans les granitoïdes de Tismana.

Staniul este situat în general la valori sub limita de detecție (<2 ppm). Singurele valori relativ mai ridicate apar în unele diorite și granodiorite.

Beriliul este prezent în conținuturi reduse și variabile în toate cele trei grupe de roci, valorile medii fiind situate între 1,2 și 1,7 ppm.

Din datele prezentate rezultă că granitoidele de Tismana (granite porfiroide și granitoide echigranulare) alcătuiesc o serie în care variațiile de chimism sunt progresive de la diorite, prin granodiorite, pînă la granitele porfiroide, în majoritatea diagramelor punctele de proiecție aliniindu-se pe linii mediane. Cu toate schimbările chimice importante înregistrate de la diorite la granitele porfiroide, granitoidele de Tismana au cîteva caracteristici geochimice ce le individualizează în provincia plutonică cadomiană (baicaliană) a Carpaților Meridionali (Savu et al., 1975)⁸: conținuturi ridicate în potasiu, titan, fosfor, bariu, zirconiu și lantan și

⁸ H. Savu, Constanța Udrescu, Maria Lemne, Olivia Romanescu, I. Tiepac, Elvira Bercia. Studiu privind perspectiva determinării unor acumulări de elemente rare și disperse de importanță economică în masivele granitoide din Carpații Meridionali. 1975. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

relativ scăzute în beriliu. Aceste particularități susțin ipoteza consangvinitatei granitelor porfiroide cu granitoidele echigranulare (granodiorite, tonalite, monzonite cuarțifere, monzdiorite cuarțifere, diorite cuarțifere și diorite), toate rocile ce alcătuiesc masivul de Tismana formând o serie magmatică unică.

BIBLIOGRAFIE

- Berza T. (1972) Sisturi cristaline și roci granitoide între valea Tismanei și valea Bistriței (Munții Vulcan). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/1, p. 79, București.
- Maskin L. A., Frey F. A., Wildeman T. R. (1968) Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. Origin and distribution of the elements. Editor L. H. Ahrens, p. 889, Pergamon Press, Oxford.
- Ionescu-Bujor D. (1911) Granitul de Şușita. București.
- Manolescu G. (1937) Studiu geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Accd. Rom. Mem. Secț. Șt. Seria III*, XII, 6. București.
- Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioneică Magdalena, Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXI/5, București.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 4, p. 105. Oxford.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani — Munțele Oslea. *D.S. Inst. Geol.* XLVIII, p. 153, București.
- Pavelescu Maria (1962 b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — V. Bistrița. *D.S. Inst. Geol.* XLVIII, p. 177, București.
 - Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Inst. Geol.* LII/1, p. 95, București.
- Ragouin E. (1957) Géologie du granite. Masson & Cie, Paris.
- Rankama K., Sahama Th. (1950) Geochemistry. University Press, Chicago.
- Răileanu Gr., Berecia I., Pop Gr. (1967) Asupra vîrstei unor roci granitoide din munții Vulcan (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LIII/1, p. 127, București.
- Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Ziemermann P. (1970) K-Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Roumanian Carpathians. *Ecl. geol. Helv.* 63/1, Berna.
- Stănoiu J. (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunilor de la obârșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, p. 57, București.
- Vlasov K. A. ed. (1964) Geohimia, mineralogia i geneticheskie tipi mestorojdenii redkih elementov. Izd. Nauka, Moskva.



GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES DE TISMANA

(Résumé)

Le corps granitoidé cadomien de Tismana est cantonné dans les schistes cristallins de la formation précambrienne de Lainici-Păiuș, en affleurant comme une bande d'une longueur d'environ 30 km et d'une largeur de 12 km. Les contacts du massif sont en général tranchants, à l'exception de la région sud-est, où une zone migmatique fait son apparition. Le flux thermique émané par le pluton exerce une influence sur les schistes cristallins, qui enregistrent un accroissement du degré métamorphique ; dans ces schistes on a délimité une zone à sillimanite à largeur de moins 4 km.

Les granitoides de Tismana sont représentés par les granites porphyriques et les granitoides échigranulaires : granodiorites, tonalites, monzonites quartzifères, monzodiorites quartzifères, diorites quartzifères et diorites, qui apparaissent sur le fond des granites porphyriques en tant que schlieren de dimensions variables de quelques mètres à des centaines de mètres. Les granites porphyriques sont caractérisés par la présence des mégacristaux centimétriques de microcline-perthite maximum et par un contenu relativement élevé en biotite, tandis que les granitoides échigranulaires se caractérisent par un taux grand en biotite, hornblende, clinopyroxène et/ou ortopyroxène.

On explique la genèse du massif de Tismana comme le résultat d'une hybridation du magma granitique sialique avec le magma basique simatique, entraîné ascendant et partiellement assimilé ; dans les granites porphyriques, des phénomènes des récristallisation et d'endo-métasomatose conduisent à des substitutions par feldspath potassique des autres minéraux.

L'étude géochimique des granitoides de Tismana se sert de 39 analyses chimiques et de 35 analyses spectrales (tab. 1, 2, 3, 4). Des diagrammes des figures 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 13 on résulte que les granitoides de Tismana constituent une série dont les variations de chimisme sont progressives à partir des diorites jusqu'aux granites porphyriques ; dans la grande des diagrammes, les points de projection se présentent sous formes de lignes médianes. Malgré les changements chimiques, importants enregistrés des diorites aux granites porphyriques, les granitoides de Tismana présentent quelques caractéristiques géochimiques en s'individualisant ainsi dans la province plutonique cadomienne des Carpates Méridionales : contenus élevés en potassium, titane, phosphore, baryum, zircon et lantane et relativement réduits en beryllium. Ces particularités expliquent l'hypothèse de la consanguinité des granites porphyriques avec les granitoides échigranulaires, toutes les roches qui constituent le massif de Tismana formant une série magmatique unique.



Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

CONTRIBUȚII LA GEOCHIMIA ȘI GEOTERMOMETRIA PEGMATITELOR DE LA COPALNIC (MASIVUL PRELUCA- LĂPUȘ)¹

DE

TITUS MURARIU, MARIA DUMITRESCU²

Abstract

Contributions to the Geochemistry and Geothermometry of the Copalnic Pegmatites (Preluca-Lăpuș Massif). The geochemical and geothermometrical data show that the evolution of the formation process of the Copalnic pegmatites took place during successive stages, as a result of metasomatic transformations of some initially magmatic quartz-feldspar bodies, under the influence of postmagmatic solutions, at temperatures ranging between 180° and 630° C.

Pe linia preocupărilor noastre privind cunoașterea pegmatitelor din România, vom prezenta în această lucrare unele aspecte geochemice și geotermometrice ale pegmatitelor de la Copalnic.

Referiri asupra pegmatitelor de la Copalnic găsim în rapoartele întocmite de Prisăcaru³, Kalmăr⁴, Pomărleanu, Murariu, Movileanu, Dumitrescu⁵ precum și într-o lucrare mai recentă a lui Kalmăr (1973).

¹ Predată la 10 martie 1975, acceptată pentru publicare la 25 martie 1975, comunicată în ședința din 8 aprilie 1975.

² Institutul de Geologie și Geofizică, colectivul de geochemie. Aleea Gr. Ghica Vodă nr. 41 A, Iași.

³ V. Prisăcaru. Cercetarea zăcămintelor de mică din regiunea Copalnic și Răzoare. 1952. Arh. M.M.P.G. București.

⁴ I. Kalmăr. Prospecțiuni geologice pentru muscovit, cuarț și feldspat în munții Preluca (Maramureș). 1967. Arh. M.M.P.G. București.

⁵ V. Pomărleanu, T. Murariu, Aurelia Movileanu, Maria Dumitrescu. Contribuții la geochemia și geotermometria pegmatitelor de la Răzoare și Copalnic. 1974. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



A) Localizarea, forma, dimensiunile și structura pegmatitelor

În cuprinsul masivului cristalin al Prelucii, cîmpul pegmatitic de la Copalnic este situat între rîul Lăpuș la sud și vest, pîriul Cavnicului cu affluentul său, valea Pleșii, la nord și valea Cocioabei la est (fig. 1). Principa-

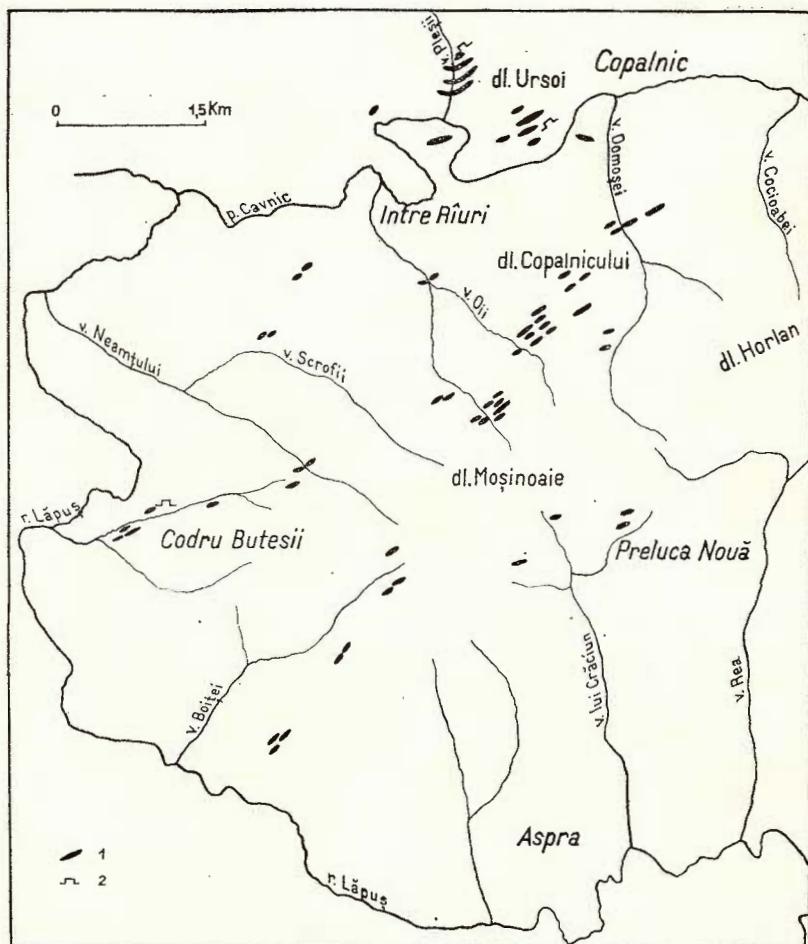


Fig. 1. — Schiță cu localizarea principalelor ocurențe pegmatitice de la Copalnic.
Esquisse de la localisation des principales occurrences pegmatitiques de Copalnic.

lele iviri pegmatitice apar pe valea Pleșii, în dealul Ursoi, pe valea Domoșei, în dealul Copalnicului, pe valea Oii și la Codru Butesii, sub formă de filoane și lentile concordante în sisturile cristaline ale seriilor de Preluca și Răzoare (Kalmár, 1971).

Dimensiunile pegmatitelor sunt destul de variate, de la ordinul metrilor la cca 500 m în lungime și de la cîțiva cm la 10–15 m în grosime.

Pegmatitele sunt deschise în secțiuni transversale pe valea Oii, valea Domoșei și prezintă o aureolă de contact cu roca înconjurătoare.

Structura internă a corpuri pegmatitice este alcătuită din zone, corpuri metasomatici și fracturi de umplere. Unele pegmatite au structură zonală de tip simetric sau asimetric, altele aparțin tipului structural cu zonare parțială (pl. I, fig. 1) iar uneori zonarea lipsește complet.

Zona externă se caracterizează printr-o imbogățire în elemente feromagneziene (turmalină, biotit, granați) și prezența unui feldspat mai bogat în molecule de anortit. În zona intermedie dimensiunile mineralelor cresc și apar frecvent structuri pegmatoide sau în blocuri (pl. I, fig. 1; pl. II, fig. 1). Cind este prezent, nucleul pegmatitic este constituit din cuart masiv sau din feldspat concrescut grafic cu cuartul.

Umplutura fracturilor include cuarț și muscovit verzui iar prezența unor corpuri metasomatici constituie rezultatul substituțiilor care au afectat pegmatitele deja consolidate (Cameron et al., 1949).

B) Considerații petrochimice asupra șisturilor cristaline din vecinătatea pegmatitelor

Referiri asupra șisturilor cristaline din masivul Preluca-Lăpuș se datorează lui Szadeczy (1930), Kräutner (1937), Stančiu (1955), Dimitrescu (1963), Kalmár (1971, 1972). O descriere a principalelor roci metamorfice în care sunt localizate pegmatitele de la Copalnic a fost prezentată de către Pomărleanu, Murariu, Movileanu, Dumitrescu⁶.

În cele ce urmează aducem cîteva date suplimentare privind chimismul unor șisturi cristaline (micașisturi, paragnaise, amfibolite) cu care se asociază pegmatitele de la Copalnic.

După cum rezultă din analizele chimice (tab. 1), în micașisturi și paragnaise se remarcă conținuturi ridicate în silice și oxid de aluminiu ceea ce indică natura sedimentară pelitică a acestor roci. În ceea ce privește Ti, acesta oscilează între limite restrinse, însă proporțional cu valoarea oxidului feros. Datele analitice mai pun în evidență predominarea Fe^{2+} asupra Fe^{3+} , valori în general constante de CaO și MgO precum și participarea ridicată a elementelor alcaline în micașistul cu granați de pe valea Domoșei.

Amfibolitele asociate pegmatitelor se caracterizează prin valori ridicate în oxizi de fier, calciu și magneziu : $(FeO + Fe_2O_3) > CaO > MgO$. Conținutul în Ti este mai mare ca în micașisturi și paragnaise iar dintre alcalii se remarcă predominarea K asupra Na.

Proiecția valorilor lui „al”, „alk” și „c+fm” în secțiunea IV a tetraedrului lui Niggli situează proba analizată în cîmpul rocilor eruptive. Un alt argument în favoarea originii magmato-

⁶ Op. cit. pct. 5.

gene a acestor roci o constituie prezența în cantități destul de ridicate a mineralelor titanifere proprie rocilor magmatice. De asemenea, conținutul de 45 ppm Co întărește observația privind originea eruptivă a rocii analizate.

TABELUL 1

Analizele chimice ale unor șisturi cristaline din vecinătatea pegmatitelor de la Copalnic

| Oxizi % | Micașist cu granat (432) valea Domoșei | Paragnais cu biotit și granat (433) valea Domoșei | Amfibolit (431) valea Oii |
|--------------------------------|--|---|---------------------------|
| SiO ₂ | 49,08 | 63,64 | 45,76 |
| TiO ₂ | 0,97 | 1,20 | 1,32 |
| Al ₂ O ₃ | 27,43 | 18,20 | 16,69 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,60 | 0,27 | 0,73 |
| FeO | 7,43 | 7,78 | 10,16 |
| MnO | 0,21 | 0,33 | 0,18 |
| MgO | 2,09 | 1,71 | 7,91 |
| CaO | 2,27 | 2,80 | 10,36 |
| Na ₂ O | 1,50 | 1,80 | 1,33 |
| K ₂ O | 5,03 | 1,90 | 4,28 |
| H ₂ O ⁻ | 0,43 | 0,24 | 0,30 |
| H ₂ O ⁺ | 2,14 | 0,65 | 0,82 |
| Suma | 100,09 | 100,52 | 99,84 |
| <u>Parametrii Niggli:</u> | | | |
| si | 146 | 245 | 100 |
| al | 48,1 | 41,3 | 21,6 |
| fm | 31,0 | 35,6 | 45,0 |
| c | 7,2 | 11,6 | 24,4 |
| alk | 13,8 | 11,4 | 9,0 |
| c/fm | 0,23 | 0,32 | 0,54 |
| k | 0,68 | 0,40 | 0,68 |
| mg | 0,30 | 0,27 | 0,57 |
| qz | 99,4 | -9,2 | -36,0 |

Metamorfismul care a afectat rocile inițiale a avut o intensitate medie, corespunzînd zonei cu granat și zonei cu staurolit-disten.

C) Observații mineralogice și date geochimice asupra pegmatitelor

În compoziția mineralologică a pegmatitelor de la Copalnic iau parte: cuarțul, feldspații, miclele, turmalina, granații și apatitul. Ca minerale secundare, legate de o fază hidrotermală mai nouă, apar: cloritul, illitul, caolinitul, pirita, calcopirita, calcedonia.

După compoziția mineralologică pegmatitele cercetate aparțin tipului muscovitic (valea Pleșii, dealul Ursoi) și feldspatic (dealul Copalnicului, valea Oii etc.).



Cuarțul este mineralul care predomină și se asociază cu toate mineralele pegmatitelor. Participă alături de feldspați la formarea structurilor în blocuri sau pegmatoide (pl. I, fig. 1 ; pl. II, fig. 1), a structurilor grafice sau pegmatice, apare pe fisuri (pl. II, fig. 3) și în cavități microlitice sau constituie rezultatul substituției.

TABELUL 2

Compoziția chimică și formulele cristalochimice ale feldspațiilor

| Proba | Compoziția chimică (%) | | | | | | | | |
|--------|------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|--------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Suma |
| Mi-397 | 64,88 | 19,91 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,36 | 1,70 | 13,05 | 99,98 |
| Ab-440 | 68,28 | 20,47 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,85 | 10,20 | 0,20 | 100,05 |

Formulele cristalochimice :

Mi-397 : $(K_{0,76}Na_{0,15}Ca_{0,01})_{0,92}(Al_{1,00}Si_{3,00})_{4,00}O_8$
 Ab-440 : $(Na_{0,85}Ca_{0,07}K_{0,01})_{0,93}(QAl_{1,03}Si_{2,97})_{14,00}O_8$

Mi-397 : Microclin pertit din zona intermediară cu structură în blocuri. Pegmatitele de pe valea Pleșii.

Ab-440 : Albit din zona intermediară cu structură în blocuri. Pegmatitele de pe valea Domoșei.

În constituția pegmatitelor cercetate, feldspații participă într-un procent ridicat. Ei sunt reprezentați prin feldspați potasici și plagioclazi acizi.

Feldspații potasici (ortoză, microclin) se prezintă în cristale hipidiomorfe, cu dimensiuni de la ordinul milimetrilor și pînă la aspectul de blocuri. Apar frecvent în zona intermediară a corpurilor pegmatitice și conțin albit de dezamestec și de substituție. Pertitul se dezvoltă în forme variate, ca lamele fine (pl. II, fig. 2), benzi, pete și uneori este maclat polisintetic.

Deoarece la feldspații examinați valorile unghiului axelor optice (—) 2 V sunt cuprinse între 45 și 85°, iar limita dintre ortoză și microclin este considerată la (—) 2 V = 77°, se deduce că suntem în prezența unor termeni cu ordonare maximă și medie, caracteristici pentru temperaturi scăzute.

Formarea feldspațiilor potasici a avut loc în etapa potasică a procesului pegmatitic (fig. 9).

Analiza chimică a microclinului din pegmatitele de pe valea Pleșii scoate în evidență valoarea ridicată a sumei oxizilor alcalini, conținutul scăzut în fier precum și lipsa Mn și Mg (tab. 2).

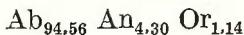
Proba analizată corespunde la un microclin maximal ($\Delta = 0,96$) cu următoarea compoziție : $Or_{82,15}Ab_{16,06}An_{1,79}$.

Feldspații plagioclazi sunt reprezentați prin termeni ai seriei izomorfice albit-oligoclaz. Se întîlnesc în zona externă și intermediară a corpurilor



pegmatitice și sint maclați polisintetic (pl. II, fig. 3). În unele pegmatite, plagioclazii asociați cu muscovit predomină feldspații potasici și formează structuri pegmatoide.

Determinările microscopice, completate cu unele analize chimice (tab. 2), arată că albitul este termenul cu cea mai mare dezvoltare (pl. II, fig. 3). Se caracterizează printr-un conținut ridicat în sodiu și scăzut în fier, având compoziția :



Formula cristalochimică (tab. 2) indică un mic exces de Al rezultat probabil în urma substituției Si sau prezenței muscovitului în masa feldspaților plagioclazi.

În diagrama $\text{Or} : \text{Ab} : \text{An}$ (Turner și Verhoogen, 1967) probele analizate se situează în domeniul monofeldspatic.

Muscovitul este prezent sub forma cristalelor larg dezvoltate (pl. I, fig. 2) și a lamelelor fine în masa altor minerale (turmalină, granați). Este incolor, uneori cu nuanțe verzui și participă frecvent, alături de quart și feldspatul sodic la formarea structurilor pegmatoide.

Dintre pegmatitele cercetate, în ocorențele de pe valea Pleșii și dealul Ursoi se remarcă cele mai ridicate conținuturi în muscovit. Demn de menționat este filonul de pe culmea La Colac în care muscovitul participă într-o proporție de 80% (Kalmár, 1973).

Datele analitice (tab. 3) arată în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic un conținut apropiat al silicei (45,46–45,70% SiO_2) precum și valori ridicate ale oxidului de aluminiu (35,32–36,15% Al_2O_3). De asemenea, se mai remarcă prezența unor elemente ca Fe, Mg și Mn care pot substitui Al din pozițiile octaedrice. În ceea ce privește Ca și Mg, se constată că valorile găsite nu provoacă nici o abatere de la structura normală a muscovitului (tab. 3). Conținutul în Na variază între 0,66 și 0,80% Na_2O și se coreleză cu datele experimentale prezentate de Eugster și Yoder (1955) după care limita solubilității paragonitului în muscovit este egală cu 24 mol%, ceea ce corespunde la un procent de 2% Na_2O .

Curba termică diferențială a muscovitului din pegmatitele de pe valea Domoșei (proba M–436) prezintă un efect endodermic mai caracteristic la 868°C, cind se presupune că are loc pierderea apei de constituție (Tvetkov și Valiașina, 1956).

Formarea muscovitului a avut loc în etapele de hidroliză ale procesului pegmatitic (fig. 9) ca urmare a acțiunii intense a OH asupra feldspaților (Sucikov, 1966).

Muscovitul din micașisturile asociate pegmatitelor de pe valea Domoșei se caracterizează prin valori mai ridicate în Fe, Mg, Ti și printr-un conținut mai scăzut în oxid de aluminiu (tab. 3).

Examinarea formulelor cristalochimice ale muscovitului (tab. 3) scoate în evidență comportarea dublă a Al (Al_{IV} și Al_{VI}) precum și participarea largă a elementelor alcaline în poziția X.

Compoziția normativă a muscovitului din pegmatite arată conținuturi scăzute de ferimuscovit, ferofengit, picrofengit precum și o valoare ridicată a componentului „muscovit” (tab. 4).

TABELUL 3

Compoziția chimică și formulele cristalochimice ale muscovitului

| Oxizi % | Muscovit din pegmatite | | | Muscovit din micașist (mM - 432) valea Domosei |
|--------------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|--|
| | (M - 423) valea Plășii | (M - 436) valea Domoșei | (M - 410) Codru Butesii | |
| SiO ₂ | 45,70 | 45,46 | 45,53 | 45,31 |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,16 | 0,12 | 1,02 |
| Al ₂ O ₃ | 36,15 | 35,59 | 35,32 | 33,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,51 | 0,93 | 1,04 | 0,80 |
| FeO | 0,67 | 1,12 | 0,91 | 2,11 |
| MnO | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,03 |
| MgO | 0,44 | 0,42 | 0,41 | 1,45 |
| CaO | 0,59 | 0,42 | 0,42 | 0,75 |
| Na ₂ O | 0,72 | 0,80 | 0,66 | 0,74 |
| K ₂ O | 9,47 | 9,73 | 9,97 | 10,70 |
| H ₂ O + | 4,79 | 4,63 | 4,41 | 2,39 |
| H ₂ O - | 0,66 | 1,00 | 1,34 | 0,88 |
| Suma | 100,09 | 100,30 | 100,17 | 99,98 |

Formulele cristalochimice :

M - 423 : (K_{0,80}Na_{0,00}Ca_{0,04})_{0,93}(Al_{1,84}Fe_{0,04}²⁺Mg_{0,04}Fe_{0,02}³⁺Ti_{0,02})_{1,96}(Si_{3,02}Al_{0,98})_{4,00}O₁₀OH_{2,11}

M - 436 : (K_{0,83}Na_{0,10}Ca_{0,03})_{0,96}(Al_{1,84}Fe_{0,06}²⁺Mg_{0,04}Fe_{0,04}³⁺Ti_{0,01})_{1,99}
(Si_{3,04}Al_{0,96})_{4,00}O₁₀OH_{2,08}

M - 410 : (K_{0,85}Na_{0,08}Ca_{0,03})_{0,96}(Al_{1,83}Fe_{0,05}²⁺Mg_{0,04}Fe_{0,05}³⁺Ti_{0,01})_{1,98}
(Si_{3,02}Al_{0,98})_{4,00}O₁₀(OH_{1,97}O_{0,03})_{2,00}

mM - 432 : (K_{0,94}Na_{0,09}Ca_{0,05})_{1,08}(Al_{1,89}Fe_{0,12}²⁺Mg_{0,15}Fe_{0,04}³⁺Ti_{0,05})_{2,25}
(Si_{3,14}Al_{0,86})_{4,00}O₁₀(OH_{1,10}O_{0,90})_{2,00}

TABELUL 4

Compoziția normativă a muscovitului

| % | Muscovit din pegmatite | | | Muscovit din micașist (Mm - 432) |
|--------------|------------------------|-----------|-----------|-------------------------------------|
| | (M - 423) | (M - 436) | (M - 410) | |
| muscovit | 94,2 | 92,5 | 92,9 | 86,2 |
| ferimuscovit | 1,2 | 2,3 | 2,5 | 1,8 |
| ferofengit | 2,4 | 3,1 | 2,5 | 5,3 |
| picrofengit | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 6,7 |
| Total | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

În muscovitul din micașisturile asociate pegmatitelor s-a pus în evidență participarea mai largă a picrofengitului, ferofengitului și scăderea componentului „muscovit” (tab. 4).

Variația compoziției normative a muscovitului din pegmatitele și micașisturile de la Copalnic este redată în diagrama de însumare a componentelor din figura 2.

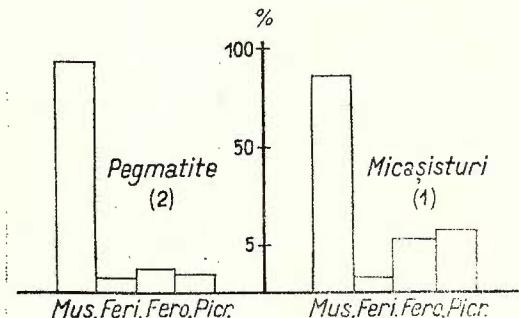


Fig. 2. — Compoziția normativă a muscovitului din pegmatitele și micașisturile de la Copalnic.

Composition normative du muscovite des pegmatites et des micaschistes de Copalnic.

Biotitul apare frecvent în zona externă a corpurilor pegmatitice, la contactul cu rocile metamorfice, unde se asociază cu cuart, turmalină granați, muscovit și feldspați plagioclazi. Este subordonat muscovitului (pl. II, fig. 2), prezintă o culoare brună și uneori este cloritizat.

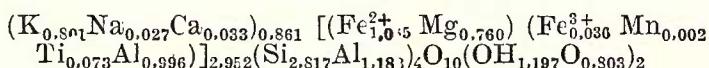
Aspectul chimic principal pe care-l reflectă compoziția biotitului din pegmatitele de pe valea Pleșii îl constituie conținutul ridicat în Fe^{2+} și Mg :

| B-434 : | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | FeO | MnO | MgO | CaO |
|---------|-----------------------|----------------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| (%) | 37,60 | 1,32 | 24,70 | 0,69 | 17,29 | 0,04 | 6,81 | 0,44 |
| | Na_2O | K_2O | H_2O^- | H_2O^+ | Suma | | | |
| | 0,20 | 8,40 | 0,62 | 2,40 | 100,51 | | | |

Analist : A. Movileanu.

Proba analizată prezintă o fericitate ridicată ($F = 60$), un coeficient redus de oxidare a fierului ($f_0 = 3$) precum și o valoare de 29 a gradului de substituție a Si cu Al în poziția de coordonare tetraedrică (a_{si}).

În diagrama lui Heinrich (1946) proba se situează în cimpul biotitelor din pegmatite iar în seria micelor trioctaedrice (Foster, 1960) biotitul se proiectează în apropierea cimpului siderofilitelor, având următoarea formulă cristalochimică :



Turmalina are culoare neagră, cu dimensiuni ce cresc de la contactul cu rocile înconjurătoare spre interiorul corpurilor pegmatitice (pl. II, fig. 3). Se asociază frecvent cu feldspați, cuart, biotit și uneori cu muscovit, granați și apatit. Prezintă pleocroism pronunțat iar la unele cristale, în

secțiuni transversale, se remarcă o distribuție zonară a intensității de culoare de la verde în părțile marginale la albastru spre partea centrală (pl. II, fig. 4).

Din punct de vedere chimic, compoziții care caracterizează turmalina din pegmatitele de la Copalnic sunt: Al, B, Fe și Mg (tab. 5). Domeniul

TABELUL 5

Compoziția chimică și formulele cristalochimice ale turmalinei din pegmatite

| % | T - 420 | T - 430 | Formulele cristalochimice |
|--------------------------------|---------|---------|---|
| SiO ₂ | 36,54 | 35,50 | T - 420 : (Na _{0,18} K _{0,12} Ca _{0,11}) _{0,39} (Mg _{1,23} Fe _{0,58} ²⁺ Fe _{0,44} ³⁺ Al _{3,37}) _{5,62} Al _{3,18} B _{2,96} Ti _{0,04} Si _{5,85} (O _{27,57} OH _{2,48}) ₈₀ |
| TiO ₂ | 0,38 | 0,08 | |
| Al ₂ O ₃ | 34,63 | 32,63 | |
| B ₂ O ₃ | 10,71 | 9,72 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,72 | 6,53 | T - 430 : (Na _{0,24} K _{0,22} Ca _{0,09}) _{0,55} (Mg _{0,11} Fe _{1,41} ²⁺ Fe _{0,83} ³⁺ Al _{3,20}) _{5,54} Al _{3,24} B _{2,81} Ti _{0,01} Si _{5,94} (O _{27,85} OH _{2,15}) ₈₀ |
| FeO | 4,35 | 10,06 | |
| MnO | 0,06 | 0,32 | |
| MgO | 5,16 | 0,44 | |
| CaO | 0,67 | 0,53 | T - 420 : turmalină asociată cu cuarț, muscovit și biotit. Valea Pleșii |
| Na ₂ O | 0,53 | 0,74 | T - 430 : turmalină asociată cu feldspați, cuarț și granați. Valea Domoșei |
| K ₂ O | 0,63 | 1,04 | |
| H ₂ O - | 0,30 | 0,42 | |
| H ₂ O + | 2,28 | 1,94 | |
| Suma | 99,96 | 99,95 | |

de variație al Al₂O₃ este determinat în mare parte de prezența în asociație a muscovitului iar conținutul ridicat în B₂O₃ este destul de constant. Se mai remarcă predominarea Fe²⁺ asupra Fe³⁺ și oscilația între 0,44 și 5,38% a MgO.

Conținuturile ridicate în Fe și B precum și variația largă a Mg scot în evidență că turmalina din pegmatitele de la Copalnic aparține varietății feruginoase, schörlit, cu treceri spre dravit, de tipul celei descrise de Pomărleanu și Murariu (1970) în pegmatitele de la Răzoare, Voislova, Teregova și de Murariu și Barbu (1974) în pegmatitele din munții Rodnei.

Granații sunt roz-bruni, cu dimensiuni de la ordinul milimetrelor și pînă la cca 3 cm în diametru (pegmatitele din valea Pleșii). În mod obișnuit apar în asociație cu cuarț, muscovit, feldspați și uneori cu turmalină și biotit.

Analiza chimică a pus în evidență un conținut ridicat în Fe, Mn și scăzut de Ti și Mg (tab. 6). Soluția solidă din care sunt alcătuși granații piralspici din pegmatitele de pe valea Pleșii arată că almandinul și spessartinul sunt compoziții principali (fig. 3). Se mai remarcă lipsa grosularului, aspect întins și în cazul unor granați din alte cimpuri pegmatitice (Lazarenko et al., 1960; Murariu, Barbu, 1974).



TABELUL 6

Compoziția chimică, normativă și formulele cristalochimice ale granaților

| % | Compoziția chimică | | Compoziția normativă (%) |
|--------------------------------|--------------------|----------|----------------------------|
| | G - 423 | gG - 433 | |
| SiO ₂ | 36,72 | 36,78 | G - 423 : almandin = 56,2 |
| TiO ₂ | 0,19 | 1,11 | spessartin = 38,6 |
| Al ₂ O ₃ | 18,15 | 19,22 | andradit = 3,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,10 | 3,26 | pyrop = 2,2 |
| FeO | 22,56 | 29,12 | gG - 433 : almandin = 67,4 |
| MnO | 16,14 | 2,20 | pyrop = 10,8 |
| MgO | 0,61 | 2,64 | andradit = 10,0 |
| CaO | 0,90 | 5,65 | grosular = 6,6 |
| Suma | 100,37 | 99,98 | spessartin = 5,1 |
| FeO : MgO | 44 | 11 | |

Formulele cristalochimice :

G - 423 : $(Fe_{1,68}^{2+}Mn_{1,15}Ca_{0,08}Mg_{0,06})_{2,95}(Al_{1,80}Fe_{0,20}^{3+}Ti_{0,01})_{2,01}(Si_{2,92}Al_{0,08})_{3,00}O_{12}$

gG - 433 : $(Fe_{1,99}^{2+}Ca_{0,49}Mg_{0,92}Mn_{0,15})_{2,95}(Al_{1,74}Fe_{0,20}^{3+}Ti_{0,06})_{2,00}(Si_{2,96}Al_{0,04})_{3,00}O_{12}$

G - 423 granat asociat cu muscovit (M-423), cuarț, feldspați și apatit; pegmatitele de pe valea Pleșii

gG - 433 granat asociat cu biotit în paragnaisele (proba 433) de pe valea Domoșei

Compoziția granaților din paragnaise (tab. 6) se deosebește de cea obținută pentru granații din pegmatite. Se observă conținuturi mult mai scăzute în Mn și valori mai ridicate de Ca, Mg și Ti. Deosebiri apar și în ceea ce privește mărimea raportului FeO : MgO, care este mult mai mare în cazul granaților din pegmatite.

Datele asupra compoziției normative ai granaților din paragnaisele de pe valea Domoșei arată că termenul predominant, ca și în cazul granaților din pegmatite, este almandinul. Se constată însă scăderea apreciabilă a mărimii valorii componentului spessartinic, participarea mai largă în compozitie a pyropului și andraditului precum și prezența grosularului (tab. 6).

În figura 3 se prezintă comparativ diagramea de însumare a componentelor seriei izomorfe a granaților din pegmatitele și paragnaisele de la Copalnic.

În diagrama pyrop : almandin : spessartin (Sokolov et al., 1962) proba selectată din pegmatitele de pe valea Pleșii se situează la limita dintre cimpul corespunzător granaților din pegmatite cu mica și cimpul granaților din pegmatite cu elemente rare iar granatul din



paragnaisele de pe valea Domoșei arată că aceste roci aparțin faciesului metamorfic al amfibolitelor cu almandin (cîmpul IV).

Comparativ cu granații din pegmatitele munților Rodnei (Murařiu)⁷, în granații din pegmatitele de la Copalnic se remarcă conținuturi mai ridicate în component spessartinic.

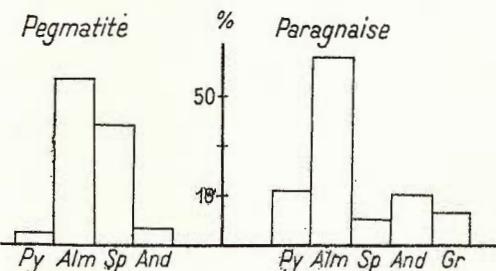


Fig. 3. — Compoziția normativă a granitilor din pegmatitele și paragnaisele de la Copalnic.

Composition normative des grenats des pegmatites et des paragneiss de Copalnic.

În figura 4 este redată variația conținutului elementelor majore în mineralele cercetate din pegmatitele de la Copalnic. Diagramele construite scot în evidență: conținuturi mai ridicate de silice în feldspați și valori în general constante în biotit, turmalină și granați; participarea largă a Al în turmalină, muscovit și valori apropiate ca mărime în feldspați; predominarea Fe^{2+} asupra Fe^{3+} în mice, turmalină și granați; concentrația Mg în minerale bogate în fier (biotit, turmalină) și relația pozitivă între conținutul de Mg și cel de Fe^{2+} în mice și turmalină; conținuturi ridicate ale sumei oxizilor alcalini în feldspați și mice.

În unele minerale din pegmatitele de la Copalnic și din rocile metamorfice înconjurătoare au fost determinate pe cale chimică și cîteva elemente minore. Rezultatele obținute arată participarea în cantități diferite în constituția mineralelor cercetate a Mn, Cu, Pb, Co, Ni, Li (tab. 7).

Manganul prezintă conținuturi mai ridicate în turmalină (2480 ppm) unde înlocuiește Fe^{2+} , Mg^{2+} , eventual Ca^{2+} și valori scăzute, cuprinse între 50 și 300 ppm în muscovit. Între aceste limite se încadrează și conținutul de 215 ppm Mn determinat în muscovitul din micașisturile înconjurătoare (tab. 3).

Ocurența Cu în mineralele din pegmatite (20–115 ppm) și din rocile metamorfice înconjurătoare (45–280 ppm) este determinată în mare parte de prezența în regiune a unor impregnații de sulfuri polimetale (Stanescu, 1955; Dimitrescu, 1963) sau de posibilitatea înlocuirii Fe^{2+} ca rezultat al asemănării razelor ionice ale celor două elemente (Rankama și Sahama, 1970) (fig. 5).

În diagrama din figura 6 este redată corelația pozitivă între conținutul de Cu și cel de Co în muscovitul din pegmatite.

Conținuturi scăzute de Pb au fost găsite în granații din paragneise (7,5 ppm) și în muscovitul din pegmatitele de pe valea Domoșei (15 ppm)

⁷ T. Murařiu. Studiul mineralologic, geochemical și structural al pegmatitelor din munții Rodnei. Rezumatul tezei de doctorat. 1974. Univ. Al. I. Cuza, Iași.

iar valoarea cea mai ridicată caracterizează microclinul din zonele intermediiare cu structură în blocuri (380 ppm). Participarea largă a Pb în compozitia microclinului constituie în cea mai mare parte rezultatul unui izomorfism heterovalent de tipul $KSi - PbAl$ (Liahovalci, 1972).

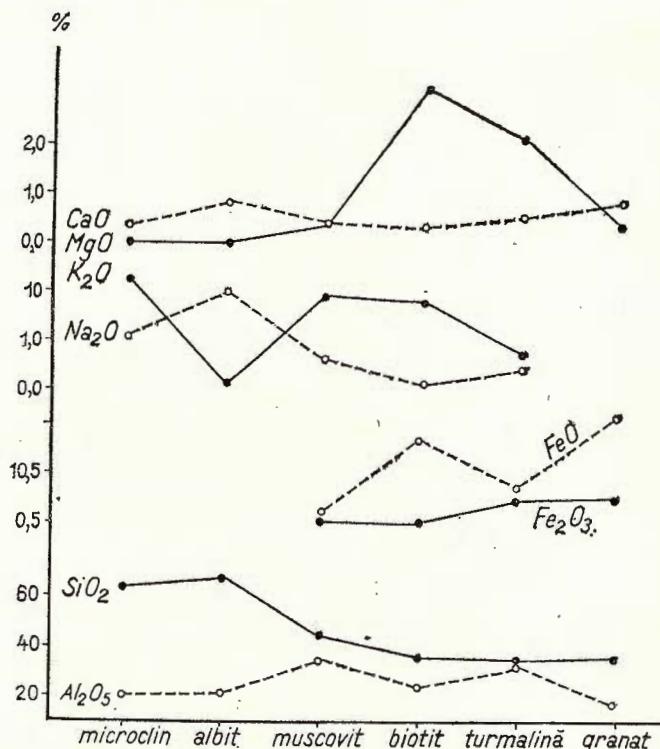


Fig. 4. — Variația oxizilor în minerealele cercetate din pegmatitele de la Copalnic.
Variation des oxydes dans les minéraux étudiés des pegmatites de Copalnic.

Conținuturi de Pb apropiate sau mai mari decât valoarea noastră au fost determinate de Smakin (1973) în feldspați potasici din unele pegmatite din India și de unul din autori⁸ în microclinul din pegmatitele de pe valea Sadului (330 ppm).

Rolul unor minerale din pegmatitele de la Copalnic în captarea Cu, Pb și Zn rezultă din îmbogățirea microclinului în Pb, a granatilor și turmalinei în Cu și a participării în conținuturi apropiate a Pb și Zn în muscovit (fig. 7).

Datele analitice ale tabelului 7 scot în evidență valoarea scăzută de Co ce caracterizează microclinul (3 ppm) precum și conținutul mai ridicat

⁸ Op. cit. pct. 7.

determinat în biotitul din paragnaise (38 ppm). Conținutul de Co în biotitul din pegmatitele de la Copalnic este de 32 ppm și se apropie de valorile prezentate de Glebov (1971) pentru biotitul din pegmatitele de origine magmatică ale raionului Gutaro-Biriusinskii.

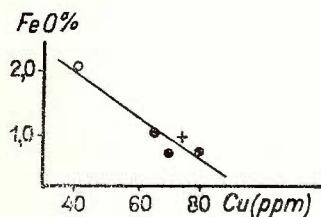


Fig. 5. — Substituția Fe^{2+} de Cu în muscovitul din pegmatitele (●) și micașisturile (○) de la Copalnic. (+) muscovit din pegmatitele de la Răzoare.

Substitution Fe^{2+} de Cu dans le muscovite des pegmatites (●) et des micaschistes (○) de Copalnic. (+) muscovite des pegmatites de Răzoare.

Din diagrama prezentată în figura 8 se constată că în biotitul, muscovitul și granații din pegmatite se găsește o cantitate mai mică de Co decât în aceleași minerale separate din rocile metamorfice înconjurătoare.

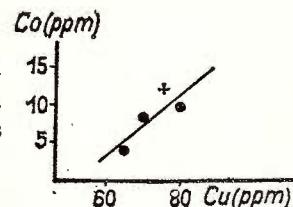


Fig. 6. — Caracterul relației $\text{Cu} : \text{Co}$ în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic. (+) muscovit din pegmatitele de la Răzoare. Caractère de la relation $\text{Cu} : \text{Co}$ dans le muscovite des pegmatites de Copalnic. (+) muscovite des pegmatites de Răzoare.

TABELUL 7

Conținutul unor elemente minore (ppm) în cîteva minerale din pegmatitele de la Copalnic și din rocile metamorfice înconjurătoare

| Mineralul | Cu | Pb | Zn | Co | Ni | Li* | Co : Ni |
|---|-----|-----|----|----|-----|-----|---------|
| <u>Minerale din pegmatite</u> | | | | | | | |
| microclin (Mi-397) | 20 | 380 | 27 | 3 | — | — | |
| muscovit (M-396) | 70 | 23 | 30 | 8 | — | — | |
| muscovit (M-423) | 80 | 22 | 25 | 10 | — | — | |
| muscovit (M-436) | 65 | 15 | 30 | 4 | — | — | |
| biotit (B-418) | — | — | — | 32 | 10 | 880 | 3,2 |
| turmalină (T-430) | 90 | 23 | 50 | 4 | — | — | |
| granat (G-423) | 115 | 25 | 80 | 4 | — | — | |
| <u>Minerale din rocile metamorfice înconjurătoare</u> | | | | | | | |
| muscovit din micașist | 45 | 30 | 40 | 15 | 10 | — | 1,5 |
| biotit din paragnais | — | — | — | 38 | 280 | 200 | 0,1 |
| granat din paragnais | 280 | 8 | 25 | 11 | 5 | — | 2,2 |

* Li a fost determinat prin metoda flamfotometrică de către A. Movileanu ca Li_2O .
— nedeterminat.



În perechea granat-biotit din paragnaisele de pe valea Domoșei, Co și Ni preferă biotitul. Conținutul ridicat de Ni în biotitul din paragnaise arată că acest element este legat geochemical de Mg.

Afinitatea geochemicală a Li cu Mg determină captarea sa în rețeaua cristalină a biotitului : $2 \text{Mg}^{2+} - \text{Li}^+ + \text{Al}^{3+}$. Conținutul de Li în biotitul

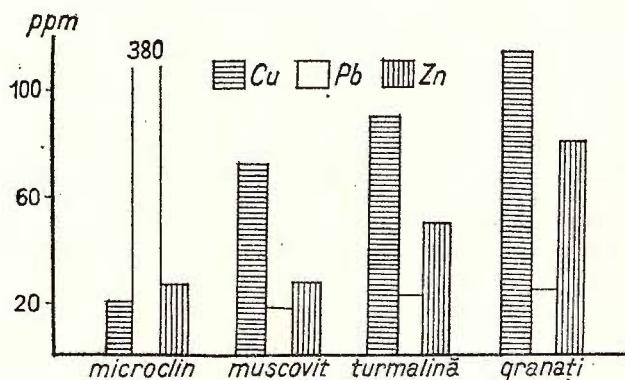


Fig. 7. — Diagrama de variație a Cu, Pb și Zn în unele minerale din pegmatitele de la Copalnic.

Diagramme de variation de Cu, Pb et Zn dans quelques minéraux des pegmatites de Copalnic.

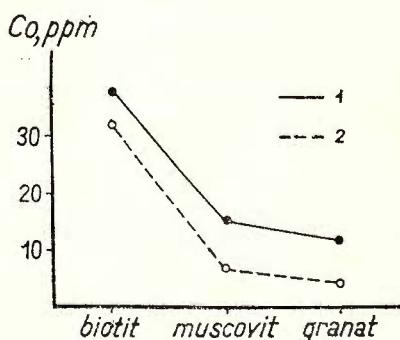


Fig. 8. — Variația conținutului de Co în unele minerale din pegmatitele de la Copalnic și din rocile metamorfice înconjurătoare.

1, pegmatite; 2, sisturi cristaline.

Variation du contenu de Co dans quelques minéraux des pegmatites de Copalnic et des roches métamorphiques environnantes.

1, pegmatites; 2, schistes cristallins.

din pegmatitele de pe valea Plesii (tab. 7) este mai scăzut decât media de 897 ppm Li, prezentată de Lihovici (1972) pentru biotitul din pegmatite. Comparativ cu această valoare, în biotitul din paragnaise asociate pegmatitelor de la Copalnic, cantitatea de Li este mai mică și se apropie de conținutul prezentat de Savu et al. (1967) în biotitul zonei cu sillimanit-almandin din cristalinul munților Semenic.

D) Considerații privind temperatura de formare a unor minerale din pegmatitele de la Copalnic

Aprecierea condițiilor de temperatură la care s-au format unele minerale din pegmatitele de la Copalnic se bazează pe studiul incluziunilor: metoda omogenizării și decrepitării (Pomârlena, Muraariu, Movileanu, Dumitrescu)⁹ și aplicarea unor termometre geo-chimice.

În cuarțul din structurile în blocuri, caracteristice zonei intermediare și nucleului pegmatitic, omogenizarea incluziunilor fluide primare se produce la temperaturi cuprinse între 270 și 360°C iar în cuarțul depus pe fisuri, între 180 și 235°C. Aceste determinări precum și existența structurilor grafice, a căror apariție, după Brötzen (1959), are loc la cca 600°C, arată un interval larg de cristalizare a cuarțului în pegmatitele de la Copalnic.

După metoda Barth (1962), dacă raportăm compoziția microclinului care a suferit fenomenul de dezamestec, la compoziția plagioclazului coexistent, rezultă că acești doi feldspați au fost în echilibru la temperatură de cca 525°C.

Dintre autorii care au folosit diagrama binară a lui Barth îl amintim pe Babu (1969), care a stabilit că temperatura maximă de formare a microclinului din unele pegmatite din India este de 575°C. În același timp, valoarea obținută de noi este apropiată de media temperaturii de cristalizare a feldspațiilor din structurile pegmatoide ale pegmatitelor raionului Mamsk (510°C), obținută de Makagon (1971) cu ajutorul diagramei lui Rabcikov.

Conform diagramei de fază a sistemului muscovit-paragonit (Eugster și Yoder, 1955), muscovitul din structurile pegmatoide ale pegmatitelor de la Copalnic a cristalizat într-un interval de temperatură cuprins între 425 și 470°C (tab. 8).

Temperaturile obținute sunt apropiate de valorile determinate pentru muscovitul din pegmatitele de la Răzoare și din pegmatitele raionului Mamsk (tab. 8).

O posibilitate de a determina temperatura la care se formează biotitul o oferă proiecția mărimei valorii Fe: (Fe + Mg) în diagrama lui Wones și Eugster (1965). După această metodă, biotitul din pegmatitele de pe valea Pleșii a cristalizat la o temperatură de cca 540 °C. Valoarea obținută se situează între limitele stabilite pe cale experimentală de Wones (1963) pentru biotitul sintetic (500–760°C) și este în concordanță cu temperatura medie de cristalizare a biotitului din pegmatitele de origine magmatică ale raionului Mamsk (560°C) determinată de Makagon (1971) după conținutul de Sc în biotit.

Prezența în asociație a feldspațiilor, cuarțului și biotitului indică că turmalina din pegmatitele de la Copalnic s-a format la temperaturi apropiate de cele determinate pentru mineralele respective. Această

⁹ Op. cit. pct. 5.

TABELUL 8
Temperatura de formare a muscovitului din pegmatite după diagrama muscovit – paragonit

| Localizare | Conținutul în muscovit | | | T (°C) |
|-------------------------|------------------------|------------------|------------------|--------|
| | Na ₂ O | K ₂ O | paragonit mol. % | |
| | % | | | |
| 1. Copalnic | | | | |
| valea Pleșii (M – 423) | 0,72 | 9,47 | 10,3 | 450 |
| valea Domoșei (M – 436) | 0,80 | 9,73 | 11,1 | 470 |
| dealul Ursoi (M – 396) | 0,72 | 10,80 | 9,1 | 425 |
| Codru Butesii (M – 410) | 0,66 | 9,97 | 9,1 | 425 |
| 2. Răzoare* | 0,77 | 10,20 | 10,3 | 450 |
| 3. Raionul Mamsk** | 0,86 | 10,02 | 11,4 | 480 |

* Pomărleanu și Movileanu (1968); ** Makagon (1971)

observație să bazează și pe cercetările lui Fersman (1931) după care perioada de cristalizare a schörlitului este cuprinsă între 500 și 600°C și corespunde geofazelor D și E ale stadiului pneumatolitic.

Temperatura obținută prin metoda decrepitării incluziunilor solide arată că granații din pegmatitele de la Copalnic s-au format la temperaturi

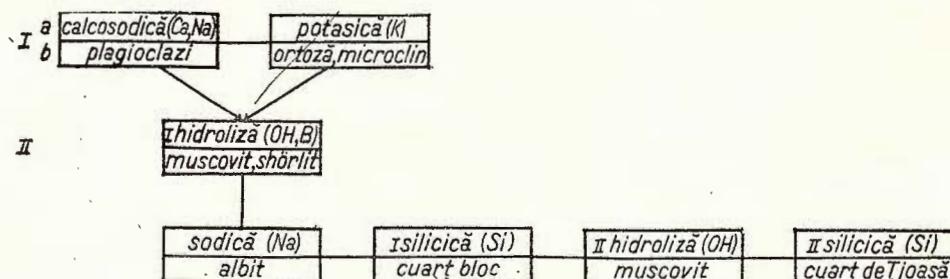


Fig. 9. — Schema evoluției geochimice a procesului de formarea pegmatitelor de la Copalnic. I, stadiul pegmatitic ; II, stadiul pneumatolitic-hidrotermal.
a, etapa și elementul conducer ; b, mineralul principal.

Schéma de l'évolution du processus de formation des pegmatites de Copalnic. I, Stade pegmatitique ; II, Stade pneumatolitique-hydrothermal.

a, étape et élément conducteur ; b, minérai principal.

cuprinse între 525 și 630°C. După cum se observă, între aceste limite se situează și temperatura obținută pentru biotitul cu care se asociază granații.

Determinările geotermometrice pe cuarț, feldspați, mice, turmalină și granații, arată că în pegmatitele de la Copalnic formarea acestor minerale a avut loc între 180° și 630°C. Temperaturi mai scăzute (180—235°C) s-au obținut pentru cuarțul depus pe fisuri iar feldspații, micele, turmalina și granații au cristalizat la temperaturi mai ridicate : 425—630°C. Valorile

obținute de noi sint în deplină concordanță cu rezultatele prezentate de Makagon (1971) și confirmă presupunerile lui Jahn (1955) potrivit cărora temperatura de formare a pegmatitelor este cuprinsă între 250° și 700°C.

Datele geochimice și geotermometrice scot în evidență că evoluția procesului de formare a pegmatitelor de la Copalnic s-a desfășurat în etape (Rodium și Didenko, 1964), ca urmare a transformărilor metasomaticice a unor corpuri cuarțo-feldspatice, inițial magmatice, sub influența unor soluții silicatace bogate în alcalii (fig. 9).

Formarea structurii interne a corpurilor pegmatitice a început în etapele calco-sodică și potasică și s-a definitivat în etapele stadiului pneumatolitic-hidrotermal, fiind favorizată și de o intensă activitate tectonică.

Demn de remarcat este faptul că în cîmpul pegmatitic de la Copalnic, în evoluția geochimică a procesului de formarea unor filoane și lentile pegmatitice, unele din etapele prezentate în figura 9 pot să lipsească.

BIBLIOGRAFIE

- Babu V. R. R. M. (1969) Temperatures of Formation of Pegmatites of Nellore Mica-Belt, Andhra Pradesh, India. *Econ. Geol.* 64, 1, p. 66–71, Urbana (Illinois).
- Barth T. F. W. (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geologisk Tidskr.* 42, 2 (Feldspar Volume), p. 330–339.
- Brotzen O. (1959) On zoned granitic pegmatites. *Contributions in Geology*, 3, p. 71–81, Stockholm.
- Cameron E. N., Jahn R. H., McNaught A. H., Page L. R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Mon.* 2, Urbana (Illinois).
- Dimitrescu R. (1963) Asupra șisturilor cristaline din nord-vestul Transilvaniei. *S.S.N.G. Comunic. Geol.* II, p. 147–154, București.
- Eugster H. P., Yoder H. S. Jr. (1955) The joint muscovite-paragonite. Geophysical Laboratory, Carnegie Inst. Washington, Paper, 1248, p. 124–126.
- Fersman A. E. (1931) Les pegmatites. Leur importance scientifique et pratique. Leningrad.
- Foster Margaret D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 354 B, p. 11–49, Washington.
- Glebov M. P. (1971) Zakonomernosti rasprredelenija elementov primesej v mineralah muscovitovih pegmatitov Gutaro-Biriusinskogo raiona. *Gheohimiia pegmatitov Vostocinol Sibiri. Nauka*, Moskva.
- Heinrich E. W. (1946) Studies in the mica group: the biotite-phlogopite series. *Amer. Jour. Sci.* 244, p. 836–848, Connecticut.
- Jahn R. H. (1955) The study of pegmatites. *Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume*, p. 1025–1130, Urbana (Illinois).
- Kalinà I. (1971) Notă preliminară asupra stratigrafiei insulelor cristaline Preluca și Inău (Județul Maramureș). *D.S. Inst. Geol.* LVII/I, p. 73–78, București.
- (1972) Asupra unor roci amfibolice din masivul Preluca (Județul Maramureș). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, p. 221–241, București.



- (1973) Pegmatitele din munții Preluca. *D.S. Inst. Geol.* LIX/1, p. 231–249, București.
- Kräutner Th. (1937) Revision des schistes cristallins du massif de Preluca (Munții Lăpușului). *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXI, p. 169–179, București.
- Lazarenko K. K., Matkovskii O. I., Vinar O. M., Sashkina V. P. (1960) Mineralogia viverjenih kompleksiv zahidnoi Volnii. Lvov.
- Liajovici V. V. (1972) Redkie elementi v porodoobrazuiuchih mineralah granitoidov. Nedra, Moskva.
- Makagon V. M. (1971) O temperaturah obrazovaniia i posleinagmaticskogo izmeneniaiia sliudonosnih pegmatitov Mamskogo raiona. *Gheohimiia pegmatitov Vostocinoi Sibiri. Nauka*, Moskva.
- Murariu T., Alexandrina Barbău (1974) Considerații asupra pegmatitelor din bazinul superior al văii Rebra (Munții Rodna). *D. S. Inst. Geol.* LX/1, p. 109–122, București.
- Pomărleanu V., Aurelia Movilcanu (1968) Temperatura de cristalizare a muscovitului din diverse pegmatite. *Rev. Minelor*, 10, p. 441–443, București.
- Murariu T. (1970) Beitrag zum Studium von Turmalinen aus Pegmatiten der S. R. Rumänien. *Ber. deutsh. Ges. geol. Wis. B, Miner. Lagerstätten*, 15, 2, p. 175–186, Berlin.
- Raukama K., Sahama Th. G. (1970) Geochimia. Ed. tehnica, București.
- Rodionov G. G., Davidenko I. V. (1964) Nekotorie gheohimiceskie osobennosti protsessov obrazovaniia pegmatitov raznih formațiilor. *Gheol. mest. redkih elem.* 22, p. 115–128, Nedra, Moskva.
- Savu H., Cecilia Vasiliu, Constanța Udreescu (1967) Variația compoziției chimice a granaților piralspitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului munților Semenic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, p. 129–134, București.
- Sokolov Iu. M., Bikova V. S., Manuilova M. I. (1962) Granati pegmatitovih jil Severo-Baikaliskogo pegmatitogo poiasa. *Zap. Vsesoiuzn. mineral.* 91, 5, p. 537–549, Moskva-Leningrad.
- Stančiu V. (1955) Contribuții la tectonica Cristalinului Preluca (M. Lăpușului). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, p. 204–208, București.
- Sueikov P. N. (1966) O zakonomernostyah vnutrennego stroeniia pegmatitov Mamskoi sliudonosnoi oblasti. *Min. sirie*, 14, 19–43, Nedra, Moskva.
- Szadeczy I. (1930) Rocile cristaline ale insulelor de șisturi cristaline Ticău și Preluca. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIV, p. 33–35, București.
- Smakin B. M. (1973) Soderjanie scelocinlh i nekotorih rudnih elementov v mineralah dokembrijskih pegmatitov Indii v sviazi s nih gheohimiceskoi spezializații. *Gheohimiia*, 8, Moskva.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologia magmatică și metamorfică. Ed. tehnica, București.
- Tvetkov A. I., Valiashina E. P. (1956) Materiali po termiceskom issledovaniju mineralov. III Sliudi. A. N. SSSR, Moskva.
- Wones D. R. (1963) Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite-annite. *Am. Mineral.* 48, p. 1300–1321, Washington.
- Wones D. R., Egster H. P. (1965) Stability of biotite: Experiment, Theory and application. *Am. Mineral.* 50, p. 1228–1272, Washington.

CONTRIBUTIONS À LA GÉOCHIMIE ET GÉOTHERMOMÉTRIE DES PEGMATITES DE COPALNIC (MASSIF DE PRELUCA-LĂPUŞ)

(Résumé)

Les pegmatites de Copalnic (Massif de Preluca-Lăpuş), sous forme de filons et lentilles, sont disposées concordant et présentent une auréole de contact avec les roches métamorphiques environnantes.

La composition minéralogique des pegmatites comprend : quartz, feldspaths, micas, tourmaline, grenats, apatite. Comme minéraux secondaires, appartenant à une phase hydrothermale plus récente, notons : chlorite, illite, kaolinite, pyrite, chalcopyrite, calcédoine.

D'après la composition minéralogique, les pegmatites étudiées appartiennent au type muscovitique et feldspathique.

Le quartz est le minéral qui tient la première place, participant à la formation des structures pegmatiques et pegmatoïdes ; il apparaît sur des fissures ou constitue le résultat de la substitution.

Les feldspaths se présentent en cristaux hidiomorphes, à dimensions à partir quelques millimètres jusqu'à l'aspect des blocs. Ils sont représentés par des feldspaths potassiques (orthose, microcline), par des plagioclases acides (termes de la série isomorphe albite-oligoclase) et appartenant aux formes structurales des séries à baisse température. Ils sont caractérisés par des valeurs élevées de la somme des oxydes, alcalins et par des contenus réduits en fer.

Le muscovite se trouve sous forme des cristaux largement développés et des lamelles fines dans la masse d'autres minéraux. La composition normative du muscovite des structures pegmatoïdes indique des contenus réduits en férimuscovite, férofengite et picrofengite, tandis que les formes structurales mettent en évidence le double comportement de l'aluminium (Al_{IV} et Al_{VI}).

Le biotite apparaît fréquemment dans la zone externe des corps pegmatitiques ; il tient un enrichissement en fer et un coefficient réduit d'oxydation du fer.

Les contenus élevés en Fe et B ainsi que la variation Mg dénotent le fait que la tourmaline des pegmatites de Copalnic appartient à la variété ferrugineuse, schorlite, passant au dravite.

La composition normative des grenats pyralspithiques des pegmatites révèle que l'almandin et le spessartine sont des composants principaux. Dans les grenats des paragneiss environnants, on constate une diminution appréciable de la valeur du composant spessartinique et la participation plus active dans la composition du pyrope et de l'andradite.

Le rôle de certaines minéraux des pegmatites de Copalnic dans la captation du Cu, Pb et Zn réside dans l'enrichissement du microcline en Pb, des grenats et de la tourmaline en Cu et dans la participation avec des contenus proches du Pb et du Zn en muscovite.

Le contenu de Co en biotite des pegmatites de Copalnic est de 32 ppm et s'approche des valeurs présentées par Glebov (1971) pour le biotite des pegmatites d'origine magmatique du district de Gutaro-Biriusinskii.

Les déterminations géothermométriques montrent que dans les pegmatites de Copalnic la formation des minéraux a eu lieu entre 180 et 630°C. Des températures plus basses (180—235°C) ont été obtenues pour le quartz déposé sur des fissures, pour les feldspaths, les micas et les grenats les températures sont plus élevées : de 450 à 630°C. Les valeurs obtenues correspon-

dent aux résultats présentés par *M a k a g o n* (1971) et confirment les hypothèses de *J a h n s* (1955) conformément auxquelles la température de formation des pegmatites varie entre 250° et 700°C.

Les données géochimiques et géothermiques mettent en évidence que l'évolution du processus pegmatitique s'est déroulé en étapes, à la suite des transformations métasomatiques de certains corps initialement magmatiques sous l'influence des solutions postmagmatiques.

PLANŞA I

Fig. 1. — Structură zonală în pegmatitele din dealul Ursoi. 1, roca înconjurătoare; 2, zona externă; 3, zona intermediară. Ms, muscovit; F, feldspați; Q, cuarț; T, turmalină. Structure zonales dans les pegmatites de la colline d'Ursoi. 1, roche environnante; 2, zone externe; 3, zone intermédiaires. Ms, muscovite; F, feldspaths; Q, quartz; T, tourmaline.

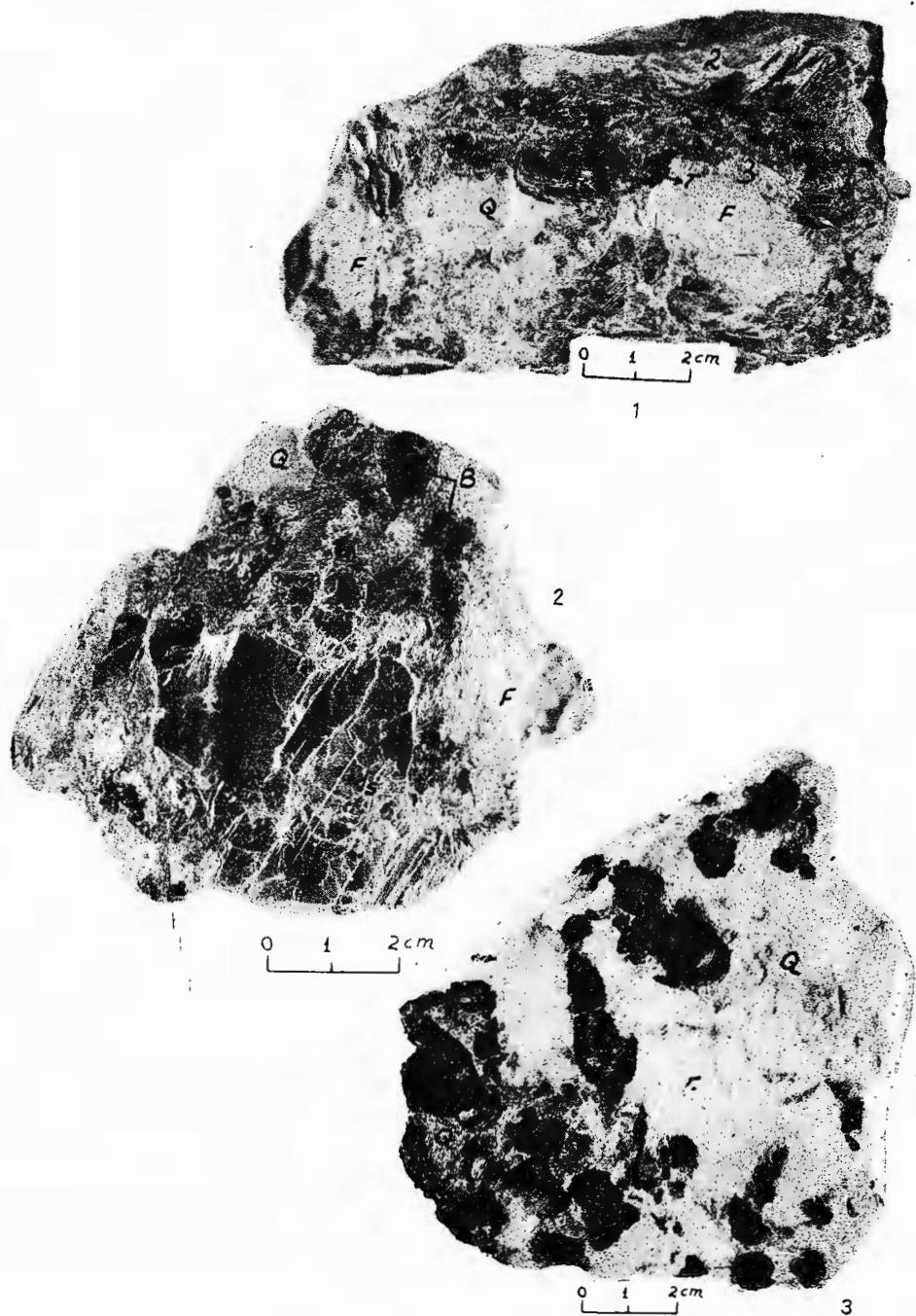
Fig. 2. — Muscovit larg cristalizat (Ms) asociat cu biotit (B), feldspați (F) și cuarț (Q) în pegmatitele de pe valea Pleșii.

Muscovite largement cristallisé (Ms) associé à biotite (B), feldspaths (F) et quartz (Q) dans les pegmatites de la vallée de Pleșii.

Fig. 3. — Turmalină neagră (schörlit) asociată cu feldspați (F) și cuarț (Q) în zona intermediară a pegmatitelor de pe valea Pleșii.

Tourmaline noire (schorlite) associée à feldspaths (F) et quartz (Q) dans la zone intermédiaire des pegmatites de la vallée de Pleșii.

T. MURARIU, MARIA DUMITRESCU. Geochimia și geotermometria pegmatitelor de la Copalnic. Pl. I.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

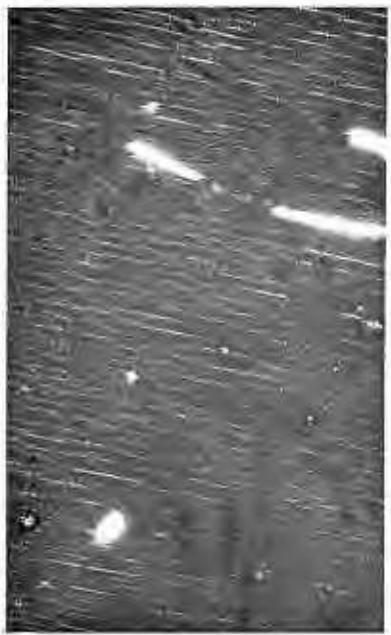
PLANŞA II

- Fig.1. — Microclin (Mi) cu structură pegmatoidă în zona intermediară a corpului pegmatitic din amonte de confluența văii Domoșei cu pârâul Cavnicului. Proba Mi-441 ; Nic. + ; $\times 35$.
Microcline (Mi) à structure pegmatoïde dans la zone intermédiaire du corps pegmatitique en amont du confluent de la vallée de Domoșei avec le ruisseau du Cavnic. Echantillon Mi-441 ; Nic. + ; $\times 35$.
- Fig. 2. — Microclinnicropertit din zona intermediară cu structură în blocuri a pegmatitelor din valea Pleșii. Pertitul apare ca lamele fine de culoare deschisă. Secțiune paralelă la (010). Proba Mi-397 ; Nic. + ; $\times 90$.
Microclinnicropertite de la zone intermédiaires à structure en blocs des pegmatites de la vallée de Pleșii. Le pertite apparaît en tant que lamelles fines de couleur claire. Coupe parallèle à (010). Echantillon Mi-397 ; Nic. + ; $\times 90$.
- Fig. 3. — Fisură umplută cu cuarț (Q) în albtitul din zona intermediară a pegmatitelor din dealul Ursoi. Proba Ab-405 ; Nic. + ; $\times 90$.
Fissure remplie avec du quartz (Q) dans l'albite de la zone intermédiaire de pegmatites de la colline d'Ursoi. Echantillon Ab-405 ; Nic. + ; $\times 90$.
- Fig. 4. — Distribuția culorii în turmalină. Proba T-412. Valea Domoșei. Nic. + ; $\times 35$.
Distribution de la couleur de la tourmaline. Echantillon T-412. Vallée de Domoșei. Nic. + ; $\times 35$.

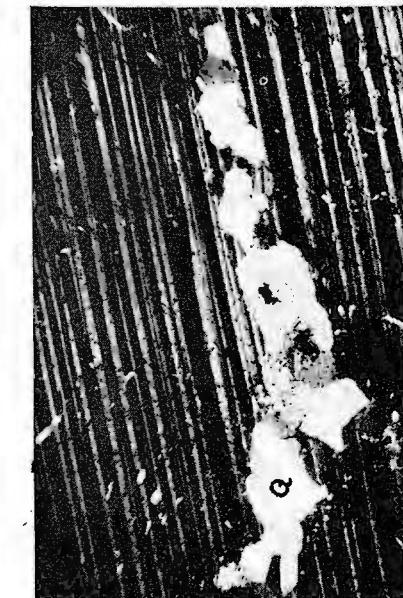




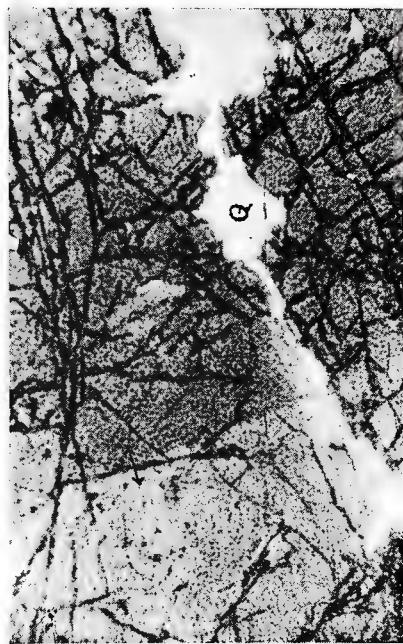
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.

123/22

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

RECENZII

J. T. WASSON : *Meteorites. Classification and Propretise.* Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1974, 316 pag., 70 figuri.

Cartea de față, apărută în 1974 reprezintă al zecelea volum din seria : „Minerals, Rocks and Inorganic Materials” editată de Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, sub îngrijirea lui P. J. Wyllie.

Lucrarea are 316 pagini în care cuprinde 70 de figuri și două anexe.

După cum o caracterizează însuși autorul, această carte reprezintă o introducere în știința meteoritilor și un manual ușual privind clasificarea lor.

Meteoriți sunt tratați ca martori ai proceselor care au avut loc la începuturile istoriei sistemului solar. Remarcabilul număr de varietăți de meteoriți și impuls o clasificare foarte riguroasă redată în capitolul II. Sunt separate două categorii : meteoriți bogăți în silicati (litici) și meteoriți metalici. Meteoriții liticii sunt clasificați după prezența sau absența condruclorilor în : meteoriți condritici (separați apoi în grupe pe baza aporturilor Al/Si, Mg/Si, Ca/Si și distribuției Fe între diferite faze, și în tipuri petrologice după criterii mineralogice, structurale și chimice) și respectiv meteoriți diferențiați (separați în grupe prin raporturile Ca/Mg și Fe/Fe+Mg) în fracțiunea silicată. Pentru meteoriții metalici, elementele de clasificare sunt structura și concentrația de Ni, Ga, Ge, Ir și relațiile dintre ele.

În continuare se fac cîteva referiri sumare la datele privind participarea elementelor majore și minore la compoziția meteoritilor, importante pentru clasificarea lor și pentru separarea unor subdiviziuni în cadrul grupelor genetice.

Capitolul referitor la mineralogia meteoritilor cuprinde o enumerare a mineralelor caracteristice lor ca și indicarea domeniilor de variație compozitională a unor silicati. De asemenea sunt discutate sisteme minerale indicatoare de presiune, de temperatură, considerații asupra sistemelor Fe—FeO—MgO—SiO₂ și Fe—Ni, toate participante la compoziția meteoritilor.

Petrologia meteoritilor este tratată în alt capitol, oferindu-se o descriere a diferitelor tipuri de structuri în meteoritii condritici și diferențiați, precum și sublinierea cîtorva indicatori petrologici ai șocului suferit prin impactul cu suprafața terestră.

Studiul elementelor urmă ocupă un capitol special și se referă la repartiția pămînturilor rare între fazele minerale coexistente, la abundența elementelor volatilă la temperaturi mici (Tl, In, Bi, Pb, Cd etc.) și elementelor siderofile (Pl, Os, Ir, Pd, Ru etc.) ca și a celorlalte elemente chimice detectate în meteoritii.

Investigația izotopilor stabili ai elementelor (altele decât gazele rare) (cap. VIII) a dus la concluzia că meteoritii sunt materiale provenite din sistemul solar, datorită compozitiei izotopice asemănătoare cu aceea a materialelor cunoscute pe pămînt și a eșantioanelor de roci lunare.

Izotopii stabili ai gazelor rare (cap. IX) au fost urmăriți și discutați în funcție de tipul solar sau planetar de compozitie izotopică.



Un capitol important îl reprezintă acela referitor la studiile de vîrstă asupra meteořișilor. Acestea s-au orientat pentru determinarea vîrstei de formare a meteořișilor (timpul trecut de la prima realizare a echilibrului izotopic) prin metodele Rb-Sr, K-Ar, U, Th-He, a vîrstei transformărilor suferite de meteoři (metamorphism ages) ca și a intervalelor de formare (timpul trecut între sfîrșitul sintezei nucleelor și momentul realizării echilibrului izotopic), prin metodele I-Xe, Pu-Xe, fisiunea Pu.

Interacțiunea meteořișilor cu razele cosmică, date privind forma „preatmosferică” a lor și „eroziunea” suferită de meteoři în spațiu cosmic, timpul de expunere la radiațiile cosmică și semnificația lui, vîrsta „terestră” a meteořișilor prin studierea Ar⁴⁰, C¹⁴, Cl³⁶ sunt probleme tratate în continuare.

Următoarele două capitole — XII și XIII — se referă la mișcarea meteořișilor în spațiu cosmic și la căderea lor pe pămînt.

Morfologia meteořișilor, rezultată în timpul traversării atmosferei și microstructura caracteristică celor mai multe tipuri de meteoři sunt discutate într-un capitol separat. Urmează considerații asupra prezenței materiei organice în meteoři și semnificația ei, fiind o dovedă fie a vieții extraterestre fie a unor procese anorganice complexe de sinteză a compușilor organici.

Proprietățile fizice ale meteořișilor : magnetism, densitate și porozitate, proprietăți mecanice (compresibilitate, viteza undelor seismice) proprietăți termice, electrice și optice sunt tratate în capitolele XVI și XVII.

Ultimul capitol oferă un exemplu de interpretare a proprietăților meteořișilor în explicarea condițiilor normale.

O listă de indicații bibliografice cuprinsă pe 36 de pagini este urmată în incheierea cărții de anexe cuprinzînd meteoři cunoscuți în ordine alfabetică sau clasificări în categoriile separate de autor.

M. Mărăńiu

JOHN E. GIESEKING : *Soil Components (Componenții solului)*. Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1975, 1218 pag.

Lucrarea cuprinde două volume (total 1218 pagini), în care alcătuirea solului este amănuntită examinată în 25 de capitole. Componenții organici formează obiectul primului iar cei anorganici al celui de-al doilea volum. Din analiza acestor două volume referitoare la componenții solului, rezultă că valoarea excepțională a lucrării constă în deosebita competență științifică și practică cu care sunt examineate problemele mereu actuale pentru agronomie.

Carte redactată sub conducerea profesorului John E. Giesecking, care predă chimia solului la Universitatea din Illinois (SUA) beneficiază de colaborarea a 33 de coautori, profesori cu reputație mondială în diferite ramuri ale științei solului sau cercetători cu contribuții valoroase în acest domeniu.

Însăși documentarea foarte completă, pe care se intemeiază fiecare capitol, dovedește că de amănuntit au fost analizate procesele care condiționează alcătuirea solurilor. În cele ce urmează vom enumera preocupările esențiale ale fiecărui capitol și vom menționa autori respectivi.

Volumul I (534 pagini) cuprinde opt capitole, din care primul este intitulat „Compoziția chimică și proprietățile fizice ale substanțelor humice”. Totalitatea proceselor legate de humificare sunt analizate în toate detaliile (182 pagini, 114 figuri și 29 de tabele). Cei trei autori ai acestui capitol prof. W. Flraig, H. Beutolspeicher și E. Rietz își intemeiază

expunerea pe o vastă bibliografie, 775 de titluri (pag. 183—211). Capitolul 2 (pag. 213—261, inclusiv referințele bibliografice pe opt pagini) tratează zaharoidele din sol, originea și metabolismul lor precum și proprietățile chimice, fizice și biologice. Autorii sunt prof. D. J. Green și J. M. Dades.

Capitolul 3 se ocupă de substanțele azotoase din sol (pag. 263—304 inclusiv opt pagini referințe bibliografice). Autori sunt prof. J. Tinsley și J. W. Parsons.

Capitolul 4 cuprinde compuși organici ai fosforului (pag. 305—331, inclusiv șapte pagini referințe bibliografice). Autor G. Anderson de la Institutul de Cercetarea solului Aberdeen (Scoția). Același autor a redactat și capitolul 5 intitulat „Sulfurile în substanțele organice ale solului” (pag. 333—341 inclusiv cca 2 pag. bibliografie).

Capitolul 6 (pag. 343—368 inclusiv cca 6 pag. bibliografie) elaborat de prof. R. H. Miller și O. C. Braids se referă la grăsimi, bitumine și rășini, numite și simple lipide ale solului.

O dezvoltare deosebită este dată studiului micromorfologiei materiei organice din sol, capitolul 7 (pag. 369—473 inclusiv 13 pag. bibliografie). Autorul U. Abel este biopedolog la Universitatea Hoheinheim din Stuttgart.

Ultimul capitol, 8 (pag. 475—526 inclusiv 2 pag. referințe bibliografice) al primului volum, se ocupă de humusul solurilor virgine și cultivate. Este întocmit de prof. M. M. Kononova de la Institutul Dokuceaev al solului (Moscova). Se dă atenția cuvenită formării humusului în diverse tipuri de sol.

Volumul II (684 pagini) este alcătuit din 17 capitoale, la a căror elaborare au contribuit 21 de specialiști consaerați în materia tratată. Fiecare capitol este urmat de ample referințe bibliografice totalizând pentru acest volum peste 103 pagini. Primul capitol se ocupă de clasificarea silicătilor și oxizilor din sol. Autorul R. C. Mackenzie stabilește șase clase de silicăti ținând seama de grupele de minerale care apar în mod obișnuit în soluri. Apoi redă o comparație a diferențelor scheme de clasificare a oxizilor și hidroxizilor.

În capitolul 2 E. W. Radovich se ocupă de formele macroscopice ale micii, iar în capitolul 3 prof. H. Graf von Reichenbach și prof. C. I. Rich analizează răspindirea și efectele micii fin granulare din sol.

J. Merino tratează în capitolul 4 smectitele, prin care înțelege grupul filosilicătilor inclusiv montmorillonitul și mineralele argiloase înrudite.

Cristalografia mineralelor din grupul caolinului este expusă de L. D. Swindale în capitolul 5.

G. F. Walker arată în capitolul 6 că în înțelesul strict al cuvintului, vermiculitele nu apar în soluri, dar că anumite minerale vermiculite se găsesc în toate solurile din lume.

Capitolul 7 cuprinde clorite în expunerea prof. S. W. Bailey, o atenție deosebită este dată metodelor de cercetare ale mineralelor din grupul cloritelor.

Un studiu amănuntit al mineralelor argiloase interstratificate este expus în capitolul 8 elaborat de D. M. C. MacLean și A. Rinz Amil.

Mineralele fibroase reprezentate de două specii, sepiolite și palygorskite sunt studiate în cap. 7 de prof. S. Caillère și S. Génin.

Allofanul face obiectul unei cercetări amănunțite (cap. 10) efectuate de M. Field și G. G. C. Cladgate în privința modului de formare și a proprietăților fizice și chimice.

Capitolul 11 se referă la oxizii și hidroxizii de siliciu, elementul cel mai răspândit în litosferă, după oxigen. Autorul, B. D. Mitchell arată frecvența acestui element în sol sub diversele sale forme.

Mineralele feldspatice sunt studiate (cap. 12) de E. W. Radostovich (care în capitolul 2 s-a ocupat de mica în formă microscopică). Menționează rolul feldspatului ca termometru geologic și posibilitățile de a-l identifica prezența în sol.

Mineralele grele și rolul lor în sol au fost cercetate de W. A. Mitchell în capitolul 13.

Profesorii R. L. Jones și W. W. Hay se ocupă în capitolul 14 de rolul biotitelor în sol.

În capitolul 15 H. von Olphen studiază rolul apei în sol, inclusiv absorbția infraroșie a apei absorbite.

Caracteristicile termale ale mineralelor din sol și folosirea acestor caracteristici în determinarea calitativă și cantitativă a mineralelor argiloase din sol sunt analizate (în cap. 16) de prof. S. Caillère și R. C. Mackenzie.

În ultimul capitol (17) cercetătorii V. C. Farmer (Scoția) și F. Palmieri (Italia) se ocupă de caracterizarea mineralelor din sol cu ajutorul spectroscopiei infraroșii. Textul este urmat de un apendice bibliografic (20 pagini) privind spectrele mineralelor, la care se mai adaugă 30 pagini de referințe bibliografice asupra capitolului 17.

Utilitatea cărții „Soil components” rezultă în mod evident din textul cuprinsător și foarte clar expus. Întreaga lucrare este indispensabilă pentru agronomi, chimicii solului, mineralogi și geologi. Volumul II, privind compoziția anorganicii, poate fi util și celor interesanți în ceramnică.

V. Patriciu

ERICH SCHROLL : Analytische Geochemie (Geo chimia analitică). Band I, Methodik (vol. I, Metodică). Editura F. Enke, Stuttgart, 1975, 292 pag., 96 fig. 56 tabele.

În prefața lucrării, autorul arată necesitatea de a înlesni geologilor cunoașterea posibilităților oferite de științele exacte care îl pot ajuta în munca sa și printre care geo chimia are un rol important, fie că este vorba de cartare sau de rezolvarea unor probleme de geologie economică.

Volumul I este dedicat metodei, iar volumul II, care urmărează să apară, va constitui o introducere în bazele geo chimiei și se va ocupa de aplicarea acestei discipline în diferite domenii de activitate a geoștiințelor.

Primul volum conține 292 de pagini, 96 de figuri, 56 de tabele și este divizat în VII capitulo.

Capitolul I, introductiv, expune poziția pe care o are geo chimia în domeniul geoștiințelor și menționează că scopul și metoda geo chimiei analitice urmărește în primul rînd completarea chimiei mineralelor, a petrochimiei și a chimiei zăcămintelor prin cuprinderea elementelor rare și stabilirea raporturilor dintre acestea și elementele principale. Cunoașterea chimismului total este necesară pentru stabilirea paragenezelor minerale. Pe baza identificării unor legități de dispersie a elementelor și izotopilor și cu ajutorul statisticii matematice, se pot aduce contribuții importante la rezolvarea problemelor genetice.

Capitolul II (pag. 8–31) se ocupă de modul de recoltare a probelor pentru cercetări geo chimice. Sunt indicate și criteriile după care se pot lua probe sistematice pentru a fi folosite din punct de vedere statistic.

Capitolul III intitulat „Analize” este cel mai dezvoltat (pag. 33–183 la care se adaugă 11 pagini de bibliografie). Autorul este de părere că, pentru geo chimist, chimia analitică nu constituie un scop în sine, ci numai o metodică de măsurare pentru ca, în condiții raționale de



temp și material, să se obțină o exactitate optimă a datelor de analiză. Această cerință implică o alegere critică sau o combinație a metodelor de analiză de care dispunem. În acest sens se arată că datele analizelor nu pot fi considerate „bune” decit dacă au fost obținute și reproduse aceleași valori cu cel puțin două, dar de preferință cu mai multe metode de analiză. Acest principiu îl determină pe autor să expună cu obiectivitate toate metodele folosite în prezent și să arate modul în care se desfășoară anumite analize. De asemenea, aparatura folosită redă pe larg mersul a 16 analize diferite, care prezintă un interes deosebit.

Se consideră că, prin combinarea metodelor de spectroscopie optică și de analiză prin fluorescență cu raze X, pot fi determinate cu destulă sensibilitate peste 50 de elemente din sistemul periodic.

Capitolul IV (pag. 194–238) tratează valorificarea statistică a rezultatelor obținute prin analize. Folosirea statisticii matematice stănuiează obiectivitatea concluziilor ce se pot trage din analizele efectuate. Se arată metodica de lucru și se dă atenția cuvenită reprezentării grafice a rezultatelor.

Capitolul V cuprinde tabelele anexe (pag. 242–285) începînd cu tabelele de greutăți atomice, de raze ionice și atomice, potențiale conice etc.

Capitolul VI redă (pag. 286–287) titlurile complete ale lucrărilor indicate prescurtat în text.

Capitolul VII (pag. 288–292) reprezintă indexul unora din noțiunile folosite în text.

Autorul consideră că vechea deviză a geologilor „mente et malleo” trebuie întregită cu „spectro et numero”.

V. Patriciu

ROBERT E. NEWNHAM : *Crystal Chemistry of Non-Metallie Materials. Structure-Property Relations.* (Cristalochimia materialelor nemetalice. Vol. II, Relațiile structură-proprietăți). Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York. 1975, 234 pag., 92 fig., 26 tabele.

Profesorul R. E. Newnham activează la Universitatea Statului Pennsylvania (University Park, AP 16802/USA) unde conduce laboratorul de cercetare a materialelor.

Lucrarea sa constituie volumul II din „Cristalochimia materialelor nemetalice” care va conține în total patru volume, din care a apărut vol. IV „The Major Ternary Structural Families” de O. Müller și R. Roy și sint în curs de pregătire volumele I „Principles of Crystal Chemistry” și III „The Major Binary Structural Families”.

Volumul II, la care se referă prezenta recenzie, tratează relațiile dintre structură și proprietăți cu privire specială asupra aplicațiilor cristalochimiei în problemele tehnico-ingineresci.

Cartea conține 234 de pagini, 92 figuri și 26 de tabele. Este alcătuită din șapte capitole, fiecare însoțit de referințele bibliografice respective.

În primul capitol este analizată simetria și fizica cristalelor. Proprietățile fizice sunt determinate de cele treizeci și două clase de cristale. Simetria microscopică a structurii unui cristal este dată de gruparea spațială; toate structurile cristaline aparțin uneia din cele 230 de grupe spațiale. Autorul afirmă că substanțele cu o formulă chimică simplă tind să aibă o simetrie mai ridicată decit celelalte. Calculul distanțelor atomice, clasificarea proprietăților fizice precum și simetria acestor proprietăți sunt influențate de tensori și structura magnetică.

Capitolul II tratează transportul electronic în materiale. Cristalele cubice și substanțele solide amorse au în toate direcțiile aceeași conductibilitate, care este o proprietate scalară. Crista-



lele tetragonale, hexagonale și trigonale au doi coeficienți independenți măsuраți paralel și perpendicular pe direcția axei majore de simetrie. Pentru cristalele cu o simetrie inferioară se cer trei coeficienți. O atenție deosebită se dă semiconductorilor și superconductibilității.

Proprietățile termice și transportul ionic sunt amănunțit examinate în capitolul III.

Materialele feroelectrice, piezoelectricitatea, efectele acustoelectrice sunt analizate în capitolul IV în care cristalul feroelectric este definit ca posedând o polarizare reversibilă.

Capitolul V cuprinde materialele optice. Se dă o atenție deosebită laserelor cristaline, semiconductorilor, fotoelectricității etc.

Materialele magnetice sunt tratate în capitolul VI începînd cu generarea cimpurilor magnetice prin mișcarea unei sarcini electrice. Diamagnetismul, teoria cimpului cristalin, sărurile paramagnetic, magnetizarea, anizotropia cristalină, materialele magnetooptice și magneto-electricitatea face, de asemenea obiectul preocupărilor acestui capitol.

Proprietățile mecanice utile ale materialelor sunt examinate în ultimul capitol (VII) începînd cu elasticitatea și anizotropia elastică. De asemenea sunt clarificate raporturile între geometria moleculară și flexibilitatea moleculară, precum și comportarea diferitelor substanțe la diverse solicitări.

Cartea este nu mai utilă pentru cunoașterea numeroaselor aspecte ale relațiilor examineate, dar constituie o foarte temeinică documentare pentru inițierea oricărora cercetări în domeniul respectiv.

V. Patriciu

HANS EBERHARD USDOWSKI: *Fractionierung der Spurenelemente bei der Kristallisation (Fractionarea elementelor minore în timpul cristalizării)*. Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1975, 104 pag., 42 fig.

O preocupare foarte actuală în domeniul mineralogenezei se referă la condițiile genetice și la factorii care determină conținutul de elemente minore din diferite minerale și roci. Studiul acestui conținut prezintă nu numai un interes pur științific, ci și aplicativ, deoarece poate fi hotăritor pentru activitatea geologică-minieră.

Redactarea cărții prof. U s d o w s k i are la bază cursurile ținute de autor pentru studenții, care se specializează în Mineralogie, Kristalografie, Petrologie și Geochimie. Interesul deosebit pe care îl prezintă acest studiu constă în tratarea unitară a interdependenței proceselor de fracționare a elementelor minore din minerale și roci.

Cartea conține șapte capitoare în 104 pagini cu 42 de figuri (majoritatea diagrame), cîteva tabele și numeroase exemple de rezolvare a unor probleme specifice. Bibliografia menționează 29 de lucrări mai importante.

Capitolul I prezintă exemple ale unor urme de elemente care formează cristale în amestec (cristale „mixte”).

În capitolul II este analizată legea lui N e r n s t privitoare la repartiție și cap. III prezintă raportul dintre unele formule mai frecvente de fracționare și legea repartiției formulată de N e r n s t.

Dependența factorului repartiției de condițiile de cristalizare este arătată în capitolul IV.

Un interes practic deosebit îl prezintă cap. V privitor la procesele de fracționare în laborator și tehnică, precum și cap. VI, care analizează procesele de fracționare în funcție de fenomenele geologice.



Capitolul VII arată modul de rezolvare a 15 probleme cuprinse în diferite capitulo ale textului.

Importanța crescindă a unor elemente cuprinse în proporții foarte reduse („urme”) în anumite formațiuni evidențiază utilitatea acestui studiu pentru cercetările din domeniul geologiei economice.

V. Patriciu

A. G. HERMANN: *Praktikum der Gesteinsanalyse—Chemisch-instrumentelle Methoden zur Bestimmung der Hauptkomponenten (Practica analizei rocilor — Metode chimico-instrumentale pentru determinarea componentelor principale)*. Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1975, 204 pag., 20 fig.

În ultimii ani au luat o dezvoltare tot mai mare atât analizele rocilor naturale, cât și ale combinațiilor tehnice obținute din silicati. Aceasta a determinat înlocuirea în mare măsură a procedeelor gravimetrice clasice prin metode de analiză chimico-instrumentală.

Studiul cuprinde 204 pagini din care 8 pagini redau indicațiile bibliografice (peste 150 de lucrări) și include numeroase scheme de analize, o serie de tabele deosebit de interesante precum și 20 de figuri.

Cu excepția metodelor gravimetrice, autorul expune în special acele procedee analitice care duc la determinarea directă a elementelor fără operațiuni suplimentare de separare. Această tehnică prezintă avantajele cunoscute în privința efectuării analizei raționale a rocilor. Totodată sunt indicate mai multe procedee de analiză pentru același element, în scopul controlării rezultatelor.

Capitolul 4 conține tabelele indicatoare pentru diverse metode de analiză iar capitolul 5 indică metodele de cercetare.

Metodele de analiză pentru determinarea diverselor elemente sunt prezentate în capitolul 6 care este și cel mai amplu dezvoltat (108 pagini).

Anexa cuprinsă în capitolul 7 dă indicații prețioase în privința evitării accidentelor în timpul efectuării lucrărilor de analiză. De asemenea arată modul de tratare a aparaturii de platină și indică folosirea optimă a locului de muncă în laborator.

Autorul recomandă ca metodele de analiză, pe care le-a cuprins în studiul său, să fie executate în asociere cu gindirea proprie a cercetătorului care le folosește.

Cartea profesorului A. G. Hermann prezintă un interes deosebit atât din punct de vedere didactic, cât și pentru activitatea curentă din laboratoarele de analiză a rocilor.

V. Patriciu





Institutul Geologic al României

CUPRINS

MINERALOGIE

| | <u>Pag.</u> |
|---|-------------|
| 1. Codarcea Venera, Ghenea C. Considérations minéralogiques sur les loess de la Dobrogea centrale et septentrionale | 13 |
| 2. Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Rogge-Tăranu Elena. Studiu mineralelor grele din seria argilitelor vărgate din pinza șisturilor negre (flișul Carpaților Orientali) | 35 |
| 3. Udubașa G. Mackinawit și calcopirotină în minereurile epigenetice de la Rodna, Carpații Orientali | 45 |

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

| | |
|--|-----|
| 4. Andăr P. Calculul automat al normelor Rittmann. | 59 |
| 5. Bercia I., Medeșan Alexandra. Studiu petrografic și chimic al masivului de gabbrouri de la Iuți | 63 |
| 6. Cibotaru T., Matei V., Brustur T., Vasilescu Olympia. Asupra prezenței unor roci dioritice-granodioritice în seria gnaiselor de Rarău, la vest de pîriul Izvorul Alb (Rarău) | 85 |
| 7. Gyula J. Considerații asupra poziției spațiale a masivului alcalin de la Ditrău (Carpații Orientali) | 93 |
| 8. Istrate Gh., Bratosin Irina. Caracterele geochemice ale banatitelor din partea vestică a masivului Vlădeasa și sugestii pentru originea magmelor banatitice | 99 |
| 9. Pitulea G., Ghițulescu Ioana, Chițimuş V., Mărunteanu Cr., Mustătea Eugenia. Caracterele generale ale formațiunilor extrateriale din faza de Rotunda și procesele de concentrare aluvionară din regiunea Virtop-Coltău (nord Roșia Montană) — Munții Metaliferi | 143 |
| 10. Russo-Sândulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Ianc Rosette. Contribuții la studiul petrologic al unor magmalite alpine din nordul munților Trascău | 165 |
| 11. Savu H. Andezitul piroxenic de la Virfuri (Munții Apuseni) | 195 |
| 12. Stanciu Constantin. Transformări hidrotermale în craterul Oștoroș (foraj 3) din munții Harghita | 199 |



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

| | |
|---|-----|
| 13. Diaconu Floarea, Ghețaru Alexandra, Vulpeșcu D. Structura geologică a formațiunilor cristalinului getic și geneza pegmatitelor din partea de NW a munților Lotrului și partea sudică a munților Cibinului | 215 |
| 14. Hărțopanu I., Hărțopanu Paulina. Contribuții la studiul rocilor cu cloritoid din Carpații Meridionali Centrați | 233 |
| 15. Măruntu M. Asupra prezenței distenului în metamorfitele seriei de Ieleva (Banatul de sud) | 245 |
| 16. Popovici I. L., Urcaș T. Contribuții la studiul proceselor de alterație hidrotermală din masivul Iezer-Păpușa | 253 |
| 17. Savu H., Schuster A., Vasiliu Cecilia, Măruntu M. Studiu structural, geochemie și petrologic al granitoidelor din zona centrală și nordică a munților Parâng | 263 |

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

| | |
|---|-----|
| 18. Jipa D. C. Remarks on the Genesis of Sandy Interbeds from the Abyssal Deposits of the Black Sea | 305 |
| 19. Papu G. V., Alexandrescu Gr., Voicu Gh., Iosof V., Colioș Eleonora, Popescu Florica. Considérations chimico-minéralogiques sur certaines roches à rhodochrosite du flysch des Carpates Orientales | 315 |

GEOCHIMIE

| | |
|---|-----|
| 20. Berbeleac I. Alterarea hidrometasomatică a andezitului euarțifer neogen din regiunile Săliște, Vălișoara și Hărțăgani (Munții Metaliferi) | 327 |
| 21. Berză T., Udrăscu Constanța, Medeașan Alexandrina. Geochimia granitoidelor de Tismana | 355 |
| 22. Murariu T., Dumitrescu Maria. Contribuții la geochemia și geotermometria pegmatitelor de la Copalnic (masivul Preluca-Lăpuș) | 379 |
| Recenzii | 399 |



CONTENU

MINÉRALOGIE

| | <u>Page</u> |
|--|-------------|
| 1. Codarcea Venera, Ghenea C. Considérations minéralogiques sur les loess de la Dobrogea centrale et septentrionale | 13 |
| 2. Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Rogge-Tăranu Elena. Étude des minéraux lourds de la série des argiles bariolées de la nappe des schistes noires (flysch des Carpates Orientales) | 44 |
| 3. Udubasa G. Mackinawite et chalcopyrrhotine dans les minérales épigénétiques de Rodna, Carpates Orientales | 56 |

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

| | |
|--|-----|
| 4. Andăr P. Calcul automatique des normes Rittmann | 62 |
| 5. Bercia I., Medesan Alexandra. Étude pétrographique et chimique du massif de gabbros de Iuți | 82 |
| 6. Cibotaru T., Matei V., Brustur T., Vasilescu Olympia. Sur la présence de certaines roches dioritiques-granodioritiques de la série des gneiss de Rarău, à l'ouest du ruisseau d'Izvorul Alb (Rarău) | 91 |
| 7. Gyula J. Considérations sur la position spatiale du massif alcalin de Ditrău (Carpates Orientales) | 97 |
| 8. Istrate Gh., Bratosin Irina. The Geochemical Characters of the Banatites from the Vlădeasa Massif (the Western Part) and Suggestions Regarding the Origin of Banatitic Magmas | 139 |
| 9. Pitulea G., Ghițulescu Ioana, Chițimuş V., Mărunteanu Cr., Mustățea Eugenia. Caractères généraux des formations extracratériales de la phase de Rotunda et les processus de concentration alluvionnaire de la région de Vîrtop-Coltău (au nord de Roșia Montană) — Monts Métallifères | 163 |
| 10. Russo-Sandulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Ianice Rosette. Contributions à l'étude pétrologique des magmatites alpines du nord des Monts de Trascău | 192 |
| 11. Savu H. Pyroxene Andesite in the Virfuri Region (Apuseni Mts) | 197 |
| 12. Stanciu Constantin. Hydrothermal alteration within the Ostoroș crater (drilling No 3) in the Harghita Mts | 211 |

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

| | |
|--|-----|
| 13. Diaconu Floarea, Ghețaru Alexandra, Vulpeșcu D. Structure géologique des formations du cristallin gétique et genèse des pegmatites de la partie NW des Monts Lotru et de la partie S des Monts Cibin | 231 |
|--|-----|



| | |
|---|-----|
| 14. Hârtopanu I., Hârtopanu Paulina. Contribution à l'étude des roches à chloritoïde des Carpates Méridionales Centrales | 242 |
| 15. Măruntiu M. Sur la présence du disthène dans les métamorphites de la série de Ielova (Banat du sud) | 252 |
| 16. Popovici I. L., Urcau T. Contributions à l'étude des processus d'altération hydrotermale du Massif d'Iezer-Păpușa | 261 |
| 17. Savu H., Schuster A., Vasiliu Cecilia, Măruntiu M. Structural, Geochemical and Petrological Study of Granitoids from the Central and Northern Zone of Păring Mts. | 300 |

PÉTROLOGIE DES ROCHES EXOGÈNES

| | |
|---|-----|
| 18. Jipa D. C. Remarks on the Genesis of Sandy Interbeds from the Abyssal Deposits of the Black Sea | 305 |
| 19. Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Voicu Gh., Iosof V., Colios Elena, Popescu Florica. Considérations chimico-minéralogiques sur certaines roches à rhodochrosite du flysch des Carpates Orientales | 315 |

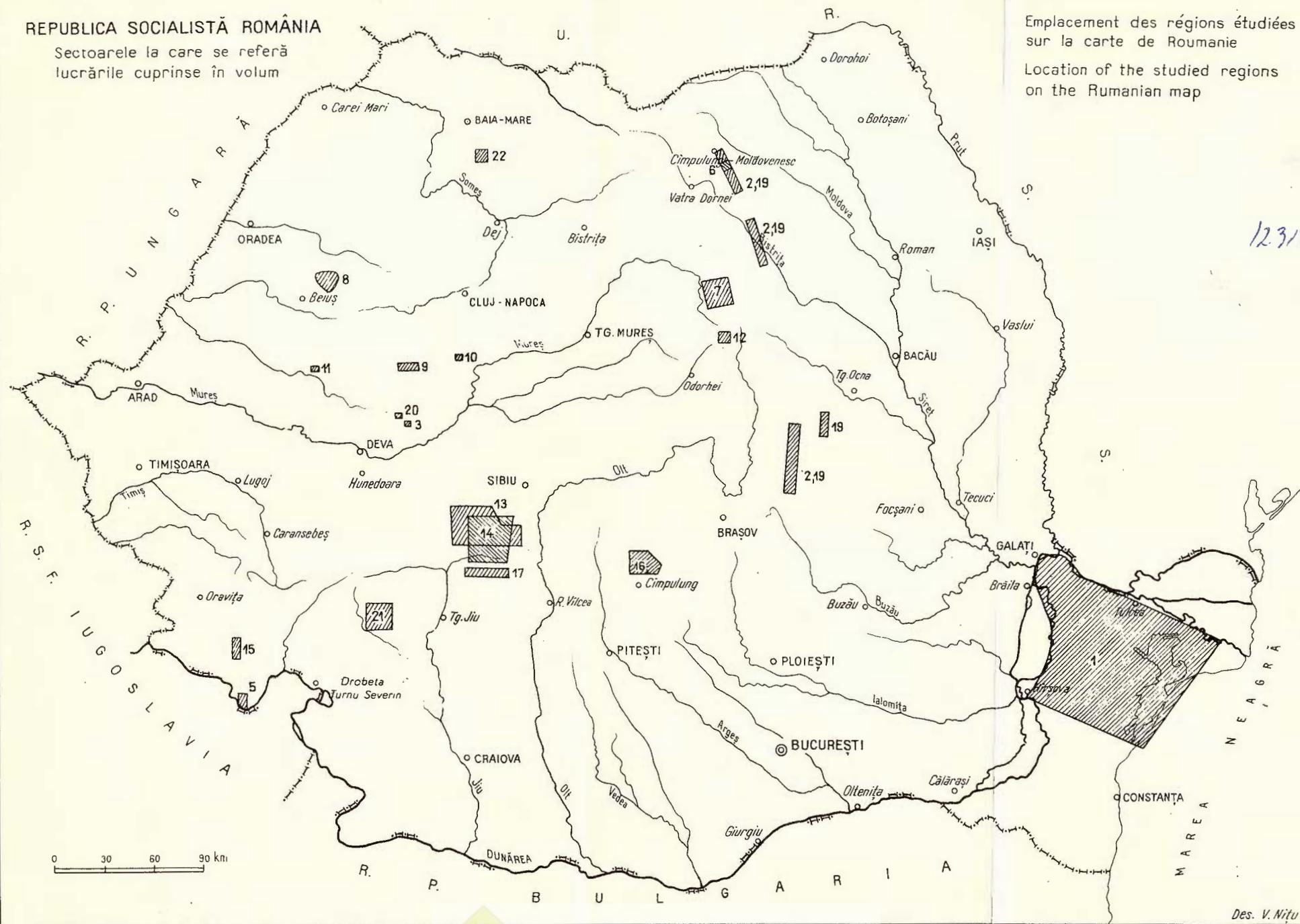
GÉOCHIMIE

| | |
|--|-----|
| 20. Berbeleac I. Altération hydrométasomatique de l'andésite quartzifère néogène des régions de Săliște, de Vălișoara et de Hărțăgani | 353 |
| 21. Berza T., Udrescu Constanța, Medesan Alexanrina. Géochimie des granitoïdes de Tismana | 377 |
| 22. Murariu T., Dumitrescu Maria. Contributions à la géochimie et géothermométric des pegmatites de Copalnic (Massif de Preluca-Lăpuș) | 397 |



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

123/2

Des. V. Nițu

Tehnoredactor ; P. CUCIUREANU
Traducători ; ANGELA MIRICIOIU, MONICA TOPOR
Ilustrația ; V. NITU, CONSTANTĂ BURLACU

Dat la cules ; februarie 1976. Bun de tipar ; iunie 1976. Tiraj ; 950 ex.
Hartie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar ; 25 3/4.
Comanda 116. Pentru biblioteci indicele de clasificare ; 55(058).

Întreprinderea poligrafică „Informația”. Str. Brezolanu nr. 23–25,
București – România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
Comitetul Geologic t. XXXVII-LII /I (1953-1966)
Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/I (1967-1969)
Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome
LXI (1975)



V

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXII

1974-1975

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României