

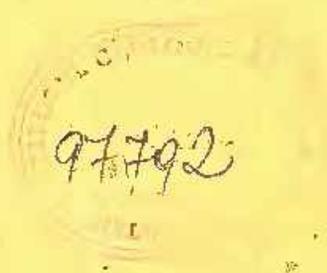
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ



DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDIȚELOR

VOL. LXI
1973 - 1974

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE



BUCUREȘTI
1975



Institutul Geologic al României



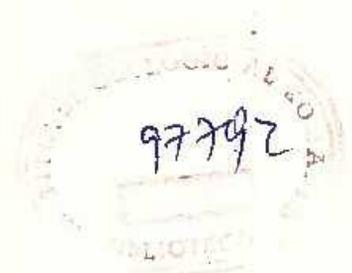
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LXI
(1973—1974)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



BUCUREȘTI
1975



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINTELOR

Ședința din 8 februarie 1974

Prezidează: H. Savu.

— Borceș M., Boștinescu S., Lang B., Mindroiu Viorica, Volanschi Ernestina — Considerații privind metalogeneza asociată andezitelor piroxenice pontiene din partea de est a munților Gutii (zăcămintul Cavnic)¹.

— Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Tiepac I. — Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România (D. S. LXI/5).

Ședința din 15 februarie 1974

Prezidează: M. Săndulescu.

— Moțaș I., Moisescu V. — Fauna de moluște terțiare din valca Muiercască (depresiunea getică) și importanța ei biostratigrafică (D. S. LXI/3).

— Patrulius D., Avram E. — Fauna de cefalopode a straturilor de Carhaga (Tithonic superior-Barremian inferior)².

Ședința din 1 martie 1974

Prezidează: H. Savu.

— Patrulius D. — Progrese recente în cronostratigrafia Triasicului alpin (Colocviul Triasicului alpin mediteranean de la Viena mai 1973)³.

— Iliescu Violeta — Stadiul actual al cercetărilor paleontologice la Institutul Geologic din România (D. S. LXI/3)

— Avram E. — Fosilele flișului cretacic inferior din partea sudică a Carpaților Orientali⁴.

¹ Se publică în Stud. tehn.-econ. tehn.-econ. ser. I,14, București.

² Se publică în Memoriile XXIV, București.

³ Nu se publică.

⁴ Se publică în Memoriile XXIV, București.



— Piliuță Ana-Maria, Georgescu Floriana —
Asupra unei microfane de foraminifere din stratele cu *Aptychus* (munții
Trascăului) (D. S. LXI/3).

Ședința din 8 martie 1974

Prezidează: H. Savu.

— Papiu V., Corvin, Iosof V., Minzatu Silvia,
Giușcă E. — Alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor din regiunea
Sohodol-Cîmpeni (jud. Bihor) (D. S. LXI/2).

— Berza T., Seghedi Antoneta — Asupra prezenței
distenului în complexul amfibolitic al seriei de Drăgășan din bazinul
Motrului (D. S. LXI/1).

Ședința din 15 martie 1974

Prezidează: H. Savu.

— Antonescu F., Popescu A. — Contribuții la cunoașterea
geologică regiunii Dragomirești-Botiza (D. S. LXI/5).

— Bulgăreanu V. A. — Asupra limnogeologiei unor lacuri
paleogene din Bărăganul central: Unturosu, Tăturu, Pleșcu, Chioibășești
(jud. Brăila) (D. S. LXI/1).

Ședința din 29 martie 1974

Prezidează: H. Savu.

— Marinescu F. — Asupra unei faune de moluște terestre și
limnice de la est de Baraolt (nord de Brașov) (D. S. LXI/3).

— Ticleanu N., Radu A., Drăgănescu A. — Contribuții
la cunoașterea florei Pontianului de la Visag (jud. Timiș) (D. S.
LXI/3).

Ședința din 5 aprilie 1974

Prezidează: D. Patrușiu.

— Gheorghian Doina — Date biostratigrafice privind Tria-
sicul de la Sasca — zona Reșița-Moldova Nouă (D. S. LXI/3).

— Papaianopol I. — Studiul unor taxoni ai genului *Charto-*
conca Andruss din Pliocenul bazinului dacic și importanța lor biostrati-
grafică (D. S. LXI/4).

— Papaianopol I. — Dreissenide ale stratelor de Duab
în Dacianul superior din Muntenia (D. S. LXI/4).

Ședința din 12 aprilie 1974

Prezidează: Jeana Ionescu.

— Gheorghitescu D. — Studiul mineralogic și geochemic al
formațiunilor de contact termic și metasomatic de la Oravița (Coșovița)
(D. S. LXI/1).



— Kälmar I. — Indicații asupra activității hidrotermale în depozitele sedimentare neogene din culoarul Sălașului (D. S. LXI/2).

Ședința din 19 aprilie 1974

Prezidează: H. Savu.

— Ianovici V., Dimitriu A. — De la registrul de probe la bănci de date geologice (D.S. LXI/2).

— Angelucci A., Brotzu P., Civitelli G., Morbidelli L., Peltz S., Traversa G. — Date preliminare privind vulcanismul exploziv din „Media Valle-Latina” (provincia vulcanică romană, Italia) (D. S. LXI/1).

— Antonescu F., Mitrea G., Năstase N. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii zonei Poiana Botizei — Fiad (Maramureș) (D. S. LXI/5).

— Bulgăreanu V. A. — Dinamica conținuturilor în fier din apele litorale ale unor lacuri pelogene din Cîmpia Română și Dobrogea. (D. S. LXI/1).

Ședința din 26 aprilie 1974

Prezidează: Jeana Ionescu.

— Savu H., Nicolae I. — Evoluția vulcanismului ofiolitic din regiunea Vorța și poziția sa în tectogeneza zonei Mureș (Munții Apuseni) (D. S. LXI/5).

— Savu H., Nicolae I. — Metalogeneza regiunii Vorța (Munții Metaliferi) (D. S. LXI/2).

— Cocirță C. — Studiul petrochimic al rocilor porfiroide din bazinul superior al văii Neagra Broștenilor (Carpații Orientali) (D. S. LXI/1).

Ședința din 3 mai 1974

Prezidează: H. Savu.

— Jordan Magdalena, Rickards R. B. — O nouă contribuție la inventarul graptoliților silurieni din platforma moesică (D. S. LXI/3)

— Avram E. — Noi amoniți heteromorfi din Bedoulianul inferior al culoarului Dîmbovicioarei⁵.

— Gunnesch K., Gunnesch Marina, Seghedi I., Popescu O. — Contribuții la studiul rocilor banatitice din zona Liubeova — Lăpușnicul Mare (partea vestică a munților Almaș și partea sud-vestică a munților Semenic) (D. S. LXI/1).

⁵ Se publică în Memoriile XXIV, București.



Ședința din 6 mai 1974

Prezidează : H. Savu.

— Săndulescu M. — Structura Arcul Gibraltarului (Riful Marocan și Cordilierele Betice)⁶.

Ședința din 8 mai 1974

Prezidează : H. Savu.

— Peltz S. — Impresii din excursiile geologice efectuate în provinciile vulcanice italiene⁷.

Ședința din 10 mai 1974

Prezidează : M. Săndulescu.

— Codarcea Venera, Ghenea C. — Studii mineralogice asupra unor sedimente cuaternare din Dobrogea de sud (D. S. LXI/1).

— Kálmár I. Pop N. Mineralizările de la Măgura Neagră (Tibleş), considerații mineralogice și geochimice (D. S. LXI/2)⁸.

— Popescu B. — Sedimentologia rocilor carbonatice din Prianonul zonei Jibou (nord-vestul bazinului Transilvaniei)⁹.

Ședința din 17 mai 1974

Prezidează : Jeana Ionescu.

— Hirtopanu I. — Metamorfismul de presiune coborâtă din munții Mehedinți (peticul Bahna) (D. S. LXI/1).

— Seghedi Antoneta — Prezența distenului și staurolitului în formațiunile de Orlița (Dobrogea de NV) (D. S. LXI/1).

— Hirtopanu I., Udrescu Constanța — Considerații privind distribuția elementelor minore în mineralele Al_2SiO_5 (disten și sillimanit) din Carpații Meridionali (D. S. LXI/1).

— Murariu T. — Cuprul și zincul din biotit ca indicator al concentrațiilor de minereu în rocile seriei de Bebra (munții Rodna) (D. S. LXI/2).

— Lubenescu Victoria, Corobea Constanța, Cebelarov Aura, Cornea Cornelia — Date noi asupra calcarelor cu Lithothamnium de la Clenciu (Miocenul subcarpatic din Moldova) (D. S. LXI/4).

— Mirănuță Elena, Gheorghian Doina — Conodont-e și foraminifere noriene din Dobrogea de nord (D. S. LXI/3).

⁶ Nu se publică.

⁷ Nu se publică.

⁸ Nu se publică.

⁹ Se publică în An. Inst. Geol. XLVIII, București.



Ședința din 21 mai 1974

Prezidează: D. Patrulius.

— Marinescu F. — Dare de seamă asupra ședințelor privind stratigrafia Neogenului din România¹⁰.

— Gheorghian M. et al. — Asupra biostratigrafiei depozitelor miocene din România (stadiul 1974) (D. S. LXI/4).

— Dumitrică P., Popescu Gh., Gheța N. — Date noi cu privire la biozonarea și corelarea Miocenului mediu din Paratethisul Central (D. S. LXI/4).

— Stancu Josefina, Ticleanu N. — Date noi privind flora Badenianului din România (D. S. LXI/3).

— Marinescu F., Olteanu R. — Considerații asupra faunelor de moluște și ostracode din Meotianul părții occidentale a Bazinului Dacic (D. S. LXI/4).

— Marinescu F., Papaianopol I. — Asupra prezenței *Dreissenomye* primiformis Papp în Meotianul superior al Bazinului Dacic (D. S. LXI/3).

— Papaianopol I., Marinescu F. — *Arcicardium drobecicum* sp. n. și *Didacna* (*Crassadaena*) *portaferrica* sp. n., două specii noi ale Portaferrianului Bazinului Dacic (D. S. LXI/3).

Ședința din 22 mai 1974

Prezidează: Jeana Ionescu.

— Lupu M. — Impresii din Cuba (proiecție de diapositive).¹¹

— Lupu M. — Observații privind limita Jurassic-Cretacic studiată pe baza asociațiilor de Tintinnide în provincia Pinar del Rio (Cuba) (D. S. LXI/4).

— Lupu Denisa — Fauna senoniană de rudiști cu privire specială asupra genului *Praebarrettia* Trechman din provincia Pinar del Rio (Cuba) (D. S. LXI/3).

— Bratu Elena — Date asupra unor profile micropaleontologice în depozitele paleocene-eocene din provinciile Pinar del Rio și Oriente (Cuba) (D. S. LXI/4).

— Popescu Gh. — Microfauna pliocenă de la Baracoa, provincia Oriente (Cuba) (D. S. LXI/3).

Ședința din 24 mai 1974

Prezidează: H. Savu.

— Iliescu Violeta, Kräutner H. — Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic și a virstei formațiunilor metamorfice din munții Rodnei și munții Bistriței (D. S. LXI/4).

¹⁰ Nu se publică.

¹¹ Nu se publică.



— Mureșan M. — Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmatogene paleozoice sincrone și subsecvente din Dobrogea de nord (D. S. LXI/5).

— Mureșan M., Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena — Concordanța de vîrstă între metamorfismul regional precambrian al granitoidelor de Hăghimaș și cel al seriei de Bretila-Rarân (Carpații Orientali) (D. S. LXI/5).

— Istrate G. — Formațiunea riolitelor ignimbrice din partea vestică a masivului Vlădeasa (Munții Apuseni) (D. S. LXI/1).

— Istrate G. — Reacții de corelare selectivă a feldspaților și analiza modală expeditivă a rocilor vulcanice din masivul Vlădeasa (D. S. LXI/1).

— Constantinescu E. — Mineralogia și petrologia magmatitelor laramice dintre valea Nerei și valea Radimniuței¹².

Ședința din 29 mai 1974

Prezidează: H. Savu.

— Jordan Magdalena — Studiul biostratigrafic al Paleozoicului din forajul Bătrînești (Platforma Moldovenească) (D. S. LXI/4).

— Nedeleu I., Corobea Constanța — Contribuții la datarea vîrstei depozitelor oligo-miocene din bazinul văii Doamnei de la Starchiojd—cuveta de Drajna (D. S. LXI/4).

— Bulgăreanu V. A. — Limnogeologia sectorului central al lacului paleogen Amara (Județul Ialomița) (D. S. LXI/1).

— Ionesi Bica, Chintănan I. — Studiul Ostracodelor din depozitele volhiniene inferioare de pe Platforma Moldovenească (sectorul dintre valea Siretului și valea Moldovei) (D. S. LXI/3).

— Ticleanu N., Papacostea Clarisa — Notă asupra unui nivel cu ferolite oolitice în Toarcianul superior din munții Perșani (D. S. LXI/2).

Ședința din 31 mai 1974

Prezidează: H. Savu.

— Gherasi N., Jordan Magdalena, Visarion Adina — Asupra vîrstii paleozoice (Devonian) a formațiunii de Vidra, din partea de nord a munților Țarcu (Carpații Meridionali) (D. S. LXI/4).

— Popa G. N. — Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș între valea Putnei și valea Beleina (Carpații Orientali) (D. S. LXI/5).

— Huică I., Pieptea Vasilica, Neacșu G. — Date noi asupra cloritoidului din formațiunea de Schela (Carpații Meridionali Centrali) (D. S. LXI/1).

— Manilici V., Roșca L., Apostolescu Rodica — Contribuții la studiul mineralizației cinabrifere de la izvorul Ampoiului (Munții Apuseni) (D. S. LXI/2).

¹² Nu se publică.



— Bordea S., Bleahu M., Bordea Josefina — Date noi stratigrafice și structurale asupra Bihorului de vest. Unitatea de Urmă și Unitatea de Vetre (D. S. LXI/5).

— Berza T., Seghedi Antoneta — Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului (D. S. LXI/1).





ASUPRA PREZENȚEI DISTENULUI ÎN COMPLEXUL
AMFIBOLITIC AL SERIEI DE DRĂGȘAN DIN
BAZINUL MOTRULUI¹

DE

TUDOR BERZA, ANTONETA SEGHEDI²

Abstract

On Kyanite Presence in the Drăgșan Series Amphibolitic Complex of the Motru Basin. Kyanite (Ng: $c = 32^\circ$, $-2V = 82$) identification, within a metapelitic intercalation of the Drăgșan Series amphibolitic complex of the Motru basin, with kyanite-staurolite- An_{48} plagioclase-hornblende paragenesis, points to the existence in this region of the Danubian Autochton, crystalline basement of a metamorphism of middle stage and high pressure, the staurolite-almandine subfacies of the almandine amphibolite facies respectively.

Determinările de minerale index în cristalinul autohton al Carpaților Meridionali fiind în general puțin numeroase, descoperirea unor parageneze cu disten pe piriul Porcăreți, afluent drept al Motrului, aduce date noi privind metamorfismul unei zone a domeniului danubian.

Limitată de Cerna și Motru, Culmea Cernei este alcătuită din șisturile cristaline ale seriilor de Drăgșan și Lainici-Păluș, despărțite printr-o falie importantă orientată NE-SW, paralel cu creasta (fig. 1). Alinierea pe această direcție a principalelor elemente geologice permite recunoașterea, într-un profil transversal NW-SE, a următoarei succesiuni:

Granodiorite de Cerna, frecvent laminate pe direcția NE-SW, cu o zonă marginală migmatică, lată de câteva zeci de metri;

Seria de Drăgșan (inferioară — L. și Maria Pavelescu 1962), reprezentată printr-un complex amfibolitic, cu o grosime de circa 2000 m, alcătuit din amfibolite și gnaise amfibolice, cu frecvente intercalații de gnaise biotitice și gnaise cuarțfeldspatice și nivele mai rare de gnaise micacee. Acest complex, ce reprezintă continuarea spre vest a

¹ Comunicare în ședința din 8 martie 1974.

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



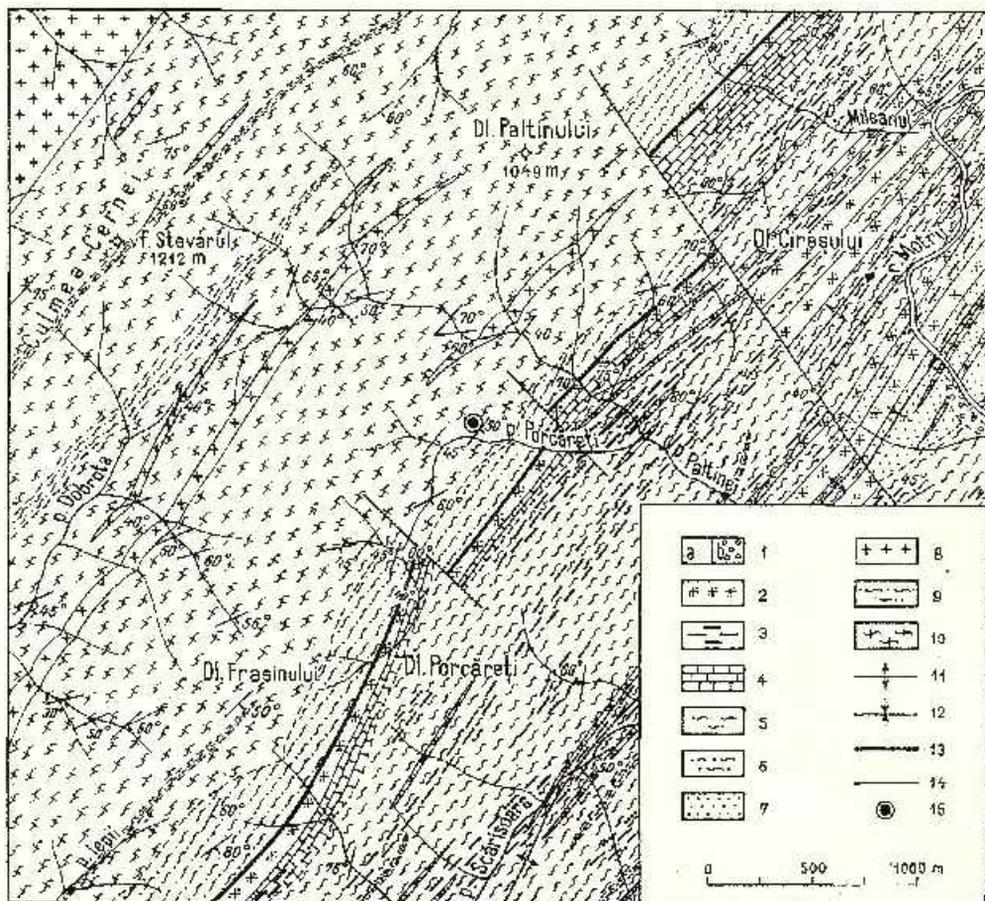


Fig. 1. Harta geologică a Culmii Cerna între pîrul Mleeanul și pîrul Dobrota.

1, Cuaternar: a, aluvionii; b, terase; 2, Microdiorite porfirice; 3, Migmatite stromatolitice. Seria de Lainici-Păiuș; 4, calcare cristaline; 5, paragneise micacee grafitoase; 6, paragneise biotitice; 7, cuarțite feldspatice; 8, Granodiorite de Cerna. Seria de Drăgășan: 9, paragneise micacee oftalmitice; 10, gnaise amfibolice și amfibolite; 11, ax de anticlinal; 12, ax de sinclinal; 13, falia Lainici-Păiuș-Drăgășan; 14, falii secundare; 15, afloriment de gnaise cu disten.

Carte géologique de la crête de Cerna entre le ruisseau Mleeanul et le ruisseau Dobrota.

1, Quaternaire; a, alluvions; b, terrasses; 2, microdiorites porphyriques; 3, migmatites stromatitiques. Série de Lainici-Păiuș; 4, calcaires cristallins; 5, paragneiss micacés graphiteux; 6, paragneiss biotitiques; 7, quartzites feldspaltiques; 8, granodiorites de Cerna. Série de Drăgășan: 9, paragneiss micacés ophthalmitiques; 10, gnaiss amphiboliques et amphibolites; 11, axe d'anticlinal; 12, axe de synclinal; 13, faille de Lainici-Păiuș-Drăgășan; 14, failles secondaires; 15, affleurement de gneiss à disthène.

complexului amfibolitelor descris în Munții Paring de Paliuc (1937) și estul Munților Vulcan de Manolescu (1937), formează flancul sudic al unui anticlinal larg (Mrazec, 1904), străbătut axial de corpul granitoid de Cerna și de numeroase apofize de granitoide de același tip, intruse în general concordant;

Un complex de gnaise micacee cu structură oftalmică și micașturi, identice ca aspect cu intercalațiile de acest tip din complexul amfibolitic și ocupînd o poziție stratigrafică superioară acestuia, pe care-l atribuim de asemenea seriei de Drăgșan inferioară (L. și Maria Pavelescu 1962). Grosimea vizibilă a complexului este de numai circa 200 m, el fiind limitat tectonic spre sud-est. Deși pînă în prezent nu am identificat încă în rocile din acest complex staurolitul (frecvențele pseudomorfoze micacee cu contururi alungite putînd însă fi formate pe acest mineral), recunoaștem în aceste formațiuni micașturile cu staurolit descrise mai la sud-vest de Tancu (1974);

O zonă milonitică lată de cîteva zeci de metri, corespunzătoare faliei ce desparte seria de Drăgșan de cea de Lainici-Păiuș și reprezentînd continuarea vestică a zonei tectonice Virful Rezi — Jiu — Pasul Vulcan (Manolescu, 1937). Datorită laminării intense după un plan vertical sau puternic înclinat spre NW, aspectul general al rocilor din această zonă este de șisturi clorito-sericitoase, denumire ce le-a fost dealtfel frecvent atribuită. Un examen atent permite însă separarea gnaiselor micacee și a micașturilor laminate și retromorfozate de un set de filoane de microdiorite porfirice cu hornblendă, de asemenea extern de laminate, insinuate pe planul de falie sau pe plane paralele, chiar în timpul funcționării acesteia;

Seria de Lainici-Păiuș, reprezentată printr-un nivel de calcare cristaline cu diopsid, tremolit, flogopit, grafit, cu o grosime vizibilă (limita spre nord-vest este tectonică) de la oțîiva metri pînă la circa 100 m, în acest caz putînd avea intercalații metrice de gnaise micacee grafitoase. Situaarea acestui nivel la sud-est de zona milonitică, prezența intercalațiilor de gnaise micacee grafitoase și a grafitului chiar în roca carbonatică, indică apartenența sa la seria de Lainici-Păiuș, și anume la complexul carbonato-grafitos (Schuster, 1973);

Un complex de gnaise micacee cu granat, frecvent grafitoase și cu pseudomorfoze pinitice, cu intercalații subordonate de gnaise biotitice, cuarțite biotitice și cuarțite feldspatice, perfect paralelizabil cu complexul median carbonato-grafitos descris de Schuster (1973) în Munții Paring și cu complexul de gnaise micacee și calcare cristaline pe care l-am cartat în Podișul Mehedinți (Ponoare — Busești — Cerna Virfu). În zona Motrului, acest complex separat de Tancu (1974) sub denumirea de „complex terigen”, are o grosime de cîteva sute de metri și formează un anticlinal ce se învecinează spre sud-est cu un sinclinal de cuarțite feldspatice și cuarțite albastrii cu rare intercalații de gnaise biotitice, caracteristice seriei de Lainici-Păiuș. Calcarele cristaline, gnaisele micacee grafitoase și cuarțitele acestei serii sînt puternic migmatizate de



leucogranitoide sincinematice (Berza, 1972) ce dau fișii stomatitice de la mărimi centimetrice până la zeci de metri.

După cum s-a mai amintit, între gnaisele micacee oftalmitice ale seriei de Drăgșan și calcarele cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș sînt insinuate microdiorite — diorite porfirice cu hornblendă, extrem de laminate, ușor de confundat cu șisturi eloritoase sau cu metaroci și metatufuri bazice Iancu, 1974; Solomon, 1964³). Filoanele de acest tip sînt extrem de numeroase într-o zonă cu o lățime de 2 — 3 km, paralelă cu falia ce desparte cele două serii cristaline amintite, situată la sud de aceasta, în aria ocupată de seria de Lainici-Păiuș. Aceste filoane au grosimi care variază de la cîteva decimetri la cîteva zeci de metri și sînt intens laminate, astfel încît originea lor intrusivă este greu de recunoscut, îndeosebi în cazul filoanelor subțiri sau în zonele marginale ale celor mai groase. Ele reprezintă probabil o provincie petrografică paleozoică inferioară, independentă de masivele granitoide, legată de mișcările tectonice care au dus la formarea faliei ce desparte seriile de Drăgșan și Lainici-Păiuș, retromorfizîndu-le în faciesul șisturilor verzi.

Secvența descrisă mai sus — amfibolite, gnaise micacee oftalmitice, zonă laminată, calcare cristaline, gnaise micacee grafitoase și filoane de microdiorite porfirice cu hornblendă — constituie Culmea Cernei pe o distanță de circa 30 km, de sub Vîrfurile lui Stan pînă sub Muntele Oslea, continuîndu-se probabil spre est, în Munții Vilcan.

Gnaisele cu disten ce formează obiectul prezentei comunicări, apar ca o intercalație metrică în complexul amfibolitic (în sensul restrîns în care l-am definit) al seriei de Drăgșan, pe drumul forestier din versantul stîng al pîrului Porcăreți, la 200 m aval de cotul spre est al acestui pîru, respectiv circa 800 m amonte de confluența cu pîrul Păltinci. Au fost identificate două parageneze distincte (cifrele procentuale sînt estimative):

A. andezin An_{37} (45%) — disten (30%) — hematit cu dezamestecuri de ilmenit (10%) — staurolit (7%) — biotit (4%) — almandin (3%) — apatit (1%);

B. cuarț (25%) — andezin An_{42} (20%) — disten (20%) — staurolit (10%) — hornblendă (10%) — gedrit? (5%) — minerale opace (5%) — biotit (2%) — apatit (2%) — almandin (1%).

În ambele cazuri, în afara acestor minerale primare, se întîlnesc minerale secundare formate prin saussuritizarea plagioclazului, pinitizarea distenului și clorítizarea melanoeratelor, datorită retromorfismului paleozoic ce a afectat seriile de Drăgșan (Solomon⁴) și Lainici-Păiuș (Savu, 1970; Berza, 1972).

Parageneza A apare în gnaise cu granulație milimetrică, distenul formînd însă cristale de pînă la 2 cm, applatizate după (010) și alungite după axul *c*, imprimînd rocii o foliație și o lîneație. Rocile cu parageneza B au o

³ I. Solomon. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri de fier în regiunea Cîmpul lui Neag (Munții Vilcan și Retezat). 1964. Arb. I. G. P. București.

⁴ Op. cit. pct. 3.



granulație mai fină, sub sau în jur de 1 mm (prismele de disten atingând în acest caz pînă la 7 mm), o foliație mai puțin pronunțată și o lineatie evidentă, dată de agregatele de disten și staurolit.

Distenul identificat pe pîriul Porcăreți prezintă caracterere fizice — clivaje, proprietăți optice, diagrama de raze X specifice acestui

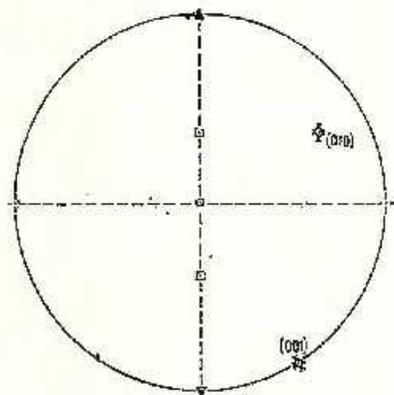


Fig. 2. Stereograma \perp Np a distenului.

Stereogramme \perp Np du distène.

mineral. Astfel, pot fi ușor recunoscute (în eșantion în cazul paragenzei A și la microscop în ambele cazuri) clivajul perfect după (100), bun după (010) și slab după (001). Unghiul dintre clivajele după (010) și (001), de $\approx 90^\circ$, este vizibil pe fața (100), iar pe fața (001) se poate măsura unghiul dintre clivajele după (100) și (010), egal cu 74° .

Determinările cu măsura universală au indicat un unghi de extincție N_g : \perp (001) — 32° și un unghi — $2V = 82^\circ$ (fig. 2). Se mai pot observa relieful ridicat, lipsa pleocroismului, alungirea pozitivă și birefrința maximă (portocaliu de ordinul I) în secțiuni vecine cu fața (010), macle simple după (100) și fine, de presinne, după (001).

Diagrama de raze X (Cu K α) indică prezența următoarelor reflexe:

d Å	I	d Å	I
6,650	10	2,350	10
4,396	5	2,336	10
3,738	5	2,203	5
3,34	100	1,953	10
3,17	20	1,925	15
2,931	5	1,758	10
2,675	10	1,373	10
2,502	15	1,337	20

Linii principale de 3,34 Å, 3,17 Å și 1,337 Å corespund standardelor din ASTM.

Staurolitul are un relief ridicat, pleocroism galben după N_g , galben deschis după N_m , incolor după N_p , extincție dreaptă, birefrința scăzută (galben de ordinul I), alungire pozitivă și $+2V = 88^\circ$.



Mineral comun în zonele de metamorfism ridicat ale domeniului getic, distenul nu a fost menționat în șisturile cristaline ale autohtonului decât de Ghika-Budești (1937) în regiunea dintre Latorîța și Olteț și de Bercia (1968) în zona de Poiana Mraconia. Limitînd discuția la zona externă a fundamentului autohton (Culmea Cernei — Munții Vilcan — Munții Paring), alcătuit din șisturile cristaline ale scriilor de Drăgășan și Lainici-Păiuș și din masivele de granitoide asociate acestora, raritatea paragenezelor cu minerale index (forme polimorfe ale Al_2SiO_5 , staurolit, cordierit) este datorată în primul rînd slabei participări a rocilor metapelitice, cu compoziție chimică adecvată formării acestor minerale atît în seria de Drăgășan, alcătuită în special din amfibolite și gnaise amfibolice, cît și în seria de Lainici — Păiuș, predominant cuarțitică, iar în al doilea rînd, caracterului polimetamorfic al acestor serii, parțial retromorfozate paleozoic în faciesul șisturilor verzi.

Dintre mineralele index citate, cel mai frecvent întîlnit pare a fi sillimanitul, cunoscut de la Mrazec și Murgoci și descris de Ionescu-Bujor (1911 b), Manolescu (1937), Paliuc (1937), Ghika-Budești (1937), Savu (1970, 1972), Savu et al. (1973) și Berza (1972) în intercalațiile metapelitice ale seriei de Lainici-Păiuș din vecinătatea masivelor granitoide de Șușița și Tismana. În același cadru geologic au mai fost identificate cordieritul (Ionescu-Bujor, 1911 b; Savu et al. 1973) și andaluzitul (Ionescu-Bujor, 1911 b; Savu, et al., 1973), în timp ce staurolitul a fost citat de Iancu (1974) în micașisturile pe care le atribuim complexului gnaiselor micacee oftalmitice din seria de Drăgășan. Paragenezele cu disten și staurolit descrise mai sus au fost de asemenea identificate în cadrul seriei de Drăgășan, într-o intercalație metapelitică de la partea superioară a complexului amfibolitic, la circa 150 m sub limita cu complexul gnaiselor micacee oftalmitice.

Principalele concepții privind evoluția metamorfică a fundamentului zonei externe a autohtonului danubian erau axate pe interpretarea acestuia ca fiind afectat de fenomenele de metamorfism de intensitate redusă⁵. Astfel, începînd cu Mrazec (1904) și continuînd cu Ionescu-Bujor (1911 a), Manolescu (1937), Paliuc (1937) și Ghika-Budești (1937), este acceptată ideea unui metamorfism regional de epizonă, cu formarea ulterioară a unor corneene cu granat și sillimanit în vecinătatea masivelor granitice. L. și Maria Tavelescu (1962) consideră seria de Lainici-Păiuș metamorfozată regional într-un stadiu corespunzător zonei cu biotit sau cu granat și seria de Drăgășan în condițiile faciesului albit — epidot amfibolitic, eventual chiar amfibolitic, ulterior retromorfozată în faciesul șisturilor verzi, în timpul mișcărilor de ridicare a masivelor granitoide. Bercia (1968) și Schuster (1972) apreciază de asemenea metamorfismul inițial la zona cu biotit, cu trecere la zona cu

⁵ I. Solomon, în rapoartele geologice referitoare la versantul nordic al Munților Vilcan și M. Trifulescu, în rapoartele privind prospecțiunile din Munții Paring, dau un alt conținut decît Manolescu (1937) scriilor cristaline din zona externă a domeniului autohton și interpretează mult diferit evoluția geologică a acestei zone a Carpaților Meridionali.



granat, dar consideră că intruziunea masivelor granitoide ridică gradul metamorfic, dând parageneze caracteristice faciesului corneenelor amfibolice.

Sa v u (1970) consideră că metamorfismul regional al seriei de Lainici-Păiuș este sincron cu punerea în loc a plutonului granitoid de Șușița (baicalian), în vecinătatea acestuia avînd loc o creștere a gradientului geotermic concretizată prin apariția unei zone cu sillimanit; în zonele neafectate, metamorfismul are loc la punctul de trecere între faciesul șisturilor verzi și cel albit — epidot amfibolitic (zona cu biotit). Acest metamorfism, considerat de presiune joasă (4 kb, după W i n k l e r, 1966) este denumit de S a v u (1970) „de contact sincinematice, sau danubian”; paragenezele au fost în parte șterse de două faze de retromorfism: una autoretromorfă, imediat succesivă fazei principale, datorată soluțiilor postmagmatice emise de masivul granitoid de Șușița și una alloretromorfă, hercinică.

Berza (1972) apreciază metamorfismul inițial (baicalian) al seriei de Lainici-Păiuș din zona Bistrița — Tismana ca un metamorfism regional de presiune moderată (6 kb, după W i n k l e r, 1966) desfășurat în condițiile faciesului amfibolitelor, subfaciesul staurolit — almandin și consideră că punerea în loc a masivului granitoid de Tismana a condus la o ridicare ulterioară și locală a gradului metamorfic, fapt concretizat prin apariția unei zone cu sillimanit. Într-o etapă mult mai târzie, probabil hercinică, are loc o retromorfoză regională în faciesul șisturilor verzi.

L. și Maria Păvelescu (1970) și Anton⁶ (1972) consideră amfibolitele seriei de Drăgășan din zona defileului Jiului — munții Paring ca metamorfozate inițial în faciesul amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit — almandin.

Identificarea în complexul amfibolitic al seriei de Drăgășan din bazinul Motrului a unei parageneze cu andezin An_{42} — hornblendă — disten — staurolit, indică clar existența în această regiune a unui metamorfism de presiune relativ ridicată, corespunzător stadiului mediu definit de W i n k l e r (1970). Poziția în câmpul PT a acestui stadiu metamorfic este limitată de izogradele de apariție și dispariție a staurolitului, de izogradele ce marchează limita de stabilitate a distenului și de izogradele An_{42} + hornblendă. Estimarea valorilor concrete ale temperaturii și presiunii este dificilă, datele experimentale fiind contradictorii, îndeosebi în ceea ce privește modificările polimorfe ale Al_2SiO_5 . Utilizînd diagrama PT construită de W i n k l e r (1970), se pot obține pentru parageneza disten — plagioclaz An_{42} — hornblendă valorile minime de 630°C și 8 kb, după datele experimentale ale lui Althaus (1967), și minimum 600°C și 5,2 kb, după Richardson et al. (1969). Natura bivariantă a echilibrului disten — sillimanit (Althaus, 1969), precum și tendința unor autori (Turner, 1968; Holdaway, 1971; Perciuc, 1972) de a muta izogradele trasate de Winkler (1966, 1970) spre valori mai reduse.

⁶ L. Anton, Alexandra Medeașan. Studiul mineralogic al amfibolitelor seriei de Drăgășan, zona defileului Jiului. 1972. Arh. Inst. Geol. București.

pentru P și T arată imprecizia acestor determinări cifrice. Prezența distenului indică însă clar un metamorfism de presiune ridicată, iar coexistența unui plagioclaz An_{49} cu hornblenda sugerează o temperatură ridicată; parageneza studiată trebuie încadrată deci în stadiul mediu de metamorfism (Winkler, 1970), respectiv subfaciesul staurolit — almandin (Winkler, 1966).

Menționarea distenului în autohtonul din zona Latorița — Oiteț, de către Ghika-Budcști (1937), în zona de Poiana Mraconia de către Bercia (1968) și prezenta identificare a unor parageneze cu disten în bazinul Motrului permit următoarele concluzii:

în unele zone ale domeniului danubian există conservate asociații metamorfice de presiune ridicată realizate într-un metamorfism regional de tip barrowian;

cordieritul și andaluzitul fiind citate până în prezent doar în vecinătatea masivelor granitoide, se poate concluce că metamorfismul de contact sincinemal (Savu, 1970) de presiune joasă și temperatură ridicată, sincron celui regional de tip barrowian, are o răspindire locală, nefiind caracteristic întregului domeniu danubian;

principala cale pentru descifrarea condițiilor fizice în care a decurs metamorfismul (sau metamorfismele) seriilor cristaline din fundamentul autohtonului fiind identificarea paragenezelor indicatoare de presiune și temperatură ce pot lua naștere în rocile metapelitice, se impune cercetarea atentă a acestor roci, ce au o dezvoltare mai largă la partea superioară a complexului amfibolitic al seriei de Drăgășan și în complexul carbonato-grafitos al seriei de Lainici-Pănuș.

Mulțumim colegilor I. Hirtopanu — pentru ajutorul constant și calificat oferit pe tot parcursul cercetării și redactării, Alexandrina Medeașan — pentru ridicarea diagramei de raze X și G. Udubașan — pentru identificările mineralogice în secțiuni șlefuite.

BIBLIOGRAFIE

- Althaus E. (1967) The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Miner. Petrol.* 16, 29—44, Berlin.
- (1969) Experimental evidence that the reaction of kyanite to form sillimanite is at least bivariant. *Amer. Journ. Sci.* 267, 4, 273—277, New Haven.
- Bercia, I. (1968) Textele explicative la foile 1 : 200.000 Baia de Aramă și Tîrgu Jiu, București.
- Berza T. (1972) Sîsturi cristaline și roci granitoide între Valca Tîsmanei și Valca Bistriței (Munții Vilcan). *D.S. Inst. Geol.* I.V111/1, 80—106, București.



- Ghika-Budești S. (1937) Le deuxième groupe cristallin et ses granites dans la région entre la Latorîța et l'Olteț (Carpates Méridionales) *C.R. Inst. Géol.* XXI, București.
- Holdaway M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. Journ. Sci.* 271, 2, 97-131, New Haven.
- Iancu Viorica (1974) Considerații privind geologia formațiunilor metamorfice și a rocilor granitoide asociate din zona Vârfului Stan-Pirul Paltinului (Munții Cernei) *D.S. Inst. Geol.* LX/1, 87-107, București.
- Ionescu-Bujor D. (1911 a) Granitul de Șușița. București.
 — (1911 b) Incluziuni de corneană cordieritică cu andaluzită din granitul de Șușița. *Anal. Acad. Rom. Mem. Secf. St. Ser. II*, XXXIV, București.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates Méridionales — Roumanie). *Ann. Inst. Géol., Roum.* XVIII, 80-172, București.
- Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpates Méridionales (Versant roumain). *C. R. IX-c Congr. géol. internat. de Vienne*, 831-848, Viena.
- Păliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Munții Cimpii (Carpates Méridionales). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVIII, 174-279, București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana - V. Bistriței. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, 177-196, București.
 — Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în partea mediană a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, 181-222, București.
- Perciu L. I. (1972) Termodinamică și regim metamorfic. *Izv. Akad. Nauk, ser. geol.* 12, 46-60, Moscova.
- Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell, P. M. (1969) Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. Journ. Sci.* 267, 4, 259-272, New Haven.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVI/5, 123-153, București.
 (1972) Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lainci-Păiuș și intruziunea granitoidelor din regiunea Cărpiniș-Novaci. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/5, 97-123, București.
 — Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973) Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Parâng), petrologia și geochimia lor. *An. Inst. Geol.* XL, 235-305, București.
- Schuster A. C. (1972) Considerații asupra evoluției domeniului danubian. *D. S. Inst. Geol.* LVII/5, 151-171, București.
 — (1973) Rocile metacarbonatice și șkarnele din bazinul superior al Văii Oltețului (Carpații Meridionali) *St. Cerc. Geol. Geogr. Geof. Ser. Geol.* 18/1, 87-100, București.
- Turner F. J. (1968) *Metamorphic petrology. Mineralogical and Field Aspects.* Mc Graw-Hill Co, New York.
- Winkler H. G. F. (1966) *La genèse des roches métamorphiques.* Ed. Ophrys, Paris.
 — (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a Classification based on Isogrades in Common Rocks. *N. Jahrb. Miner.* 5, 189-246, Stuttgart.



SUR LA PRÉSENCE DU DISTHÈNE DANS LE COMPLEXE AMPHIBOLITIQUE DE LA SÉRIE DE DRĂGȘAN DU BASSIN DE MOTRU

(Résumé)

On a effectué, dans le sommet de Cerna, constitué de schistes cristallins des séries de Drăgșani et de Lainci-Păiuș, les séparations suivantes en commençant de Cerna vers Motru; des granodiorites de Cerna; un complexe de gneiss amphiboliques et des amphibolites un complexe de gneiss micacés ophtalmiques et de micaschistes; une zone mylonitique qui sépare ces complexes de la série de Drăgșan des complexes de la série de Lainci-Păiuș; un niveau de calcaires cristallins; un complexe de gneiss micacés graphiteux; un complexe formé de quartzites à intercalations de gneiss biotitiques; un sel de filons microdioritiques à hornblende, insinués le long du plan de faille ou sur des plans parallèles, dans la série de Lainci-Păiuș.

On a identifié, dans une intercalation métapélitique de la partie supérieure du complexe amphibolitique de la série Drăgșan, le long du ruisseau Porcăreți (affluent de droit de Motru), deux paragenèses à disthène et à staurolite :

A. andésine A_{37} — disthène — hématisite à exsolution d'ilménite — staurolite — biotite — almandin — apatite.

B. quartz — andésine Au_{42} — disthène — staurolite — hornblende — gedrite — biotite — apatite — almandin.

Le disthène apparaît dans des porphyroblastes à idiomorphisme accentué; il est allongé suivant C et tabulaire selon (100); clivage (100) — parfait, (010) — bon, et (001) — faible, un angle d'extinction $Ng : C = 32^\circ$ et $-2V = 82^\circ$.

L'identification des paragenèses A et B indique l'existence, dans cette région, d'un métamorphisme de stade moyen (Winkler, 1970) et de haute pression, c'est à dire le sous-faciès staurolite-almandin du faciès des amphibolites à almandin (Winkler, 1966). Vu les données expérimentaux, on considère que la paragenèse disthène-staurolite-plagioclase An^{28} -hornblende apparaît à des températures d'environ $600^\circ C$ et à des pressions de plus de 6Kb. Ces valeurs infirment les anciennes conceptions concernant la nature unique du métamorphisme des séries cristallines du soubassement du cristallin danubien, considéré comme un métamorphisme de faible intensité déployé dans les conditions de basse pression et de température élevée au voisinage des massifs granitoides, mais cette température est en général basse.

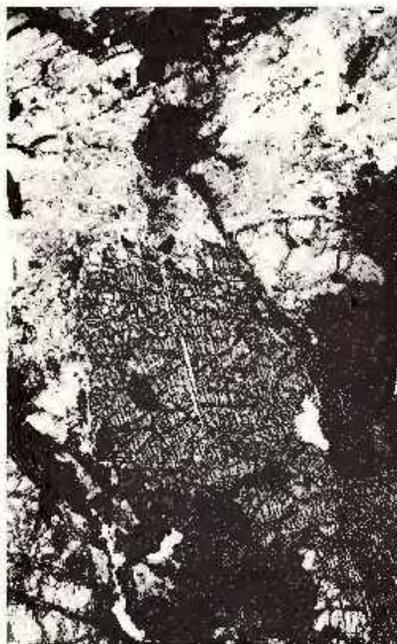
PLAȘA 1

- Fig. 1. — Parageneza A. Disten, plagioclaz și hematit. $N//$; $\times 30$.
Parageneză A. Disthène, plagioclase et hématisite. $N//$; $\times 30$.
- Fig. 2. — Parageneza A. Disten secționat perpendicular pe (100). $N//$; $\times 30$.
Parageneză A. Disthène sectionné perpendiculairement à (100). $N//$; $\times 30$.
- Fig. 3. — Parageneza A. Disten pinitizat parțial, secționat paralel cu (100). $N//$; $\times 30$.
Parageneză A. Disthène pinitisé, sectionné parallèlement à (100). $N//$; $\times 30$.
- Fig. 4. — Parageneza A. Disten secționat paralel cu (100). $N//$; $\times 30$.
Parageneză A. Disthène sectionné parallèlement à (100). $N//$; $\times 30$.

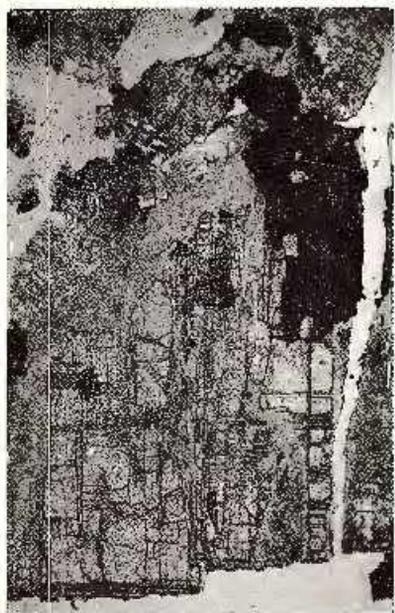




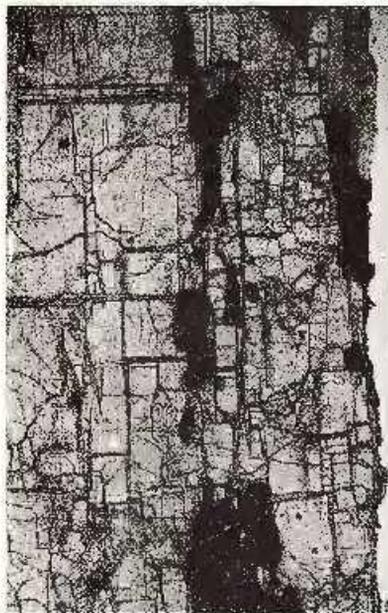
1



2



3



4

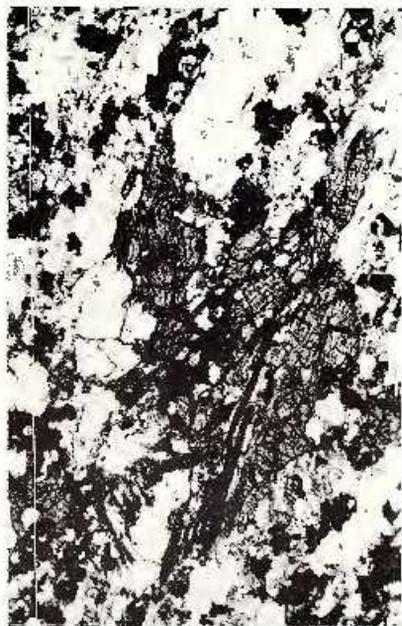
Institutului de Geologie și Geofizică. Dăți de seamă ale ședintelor, vol. LXI/1.



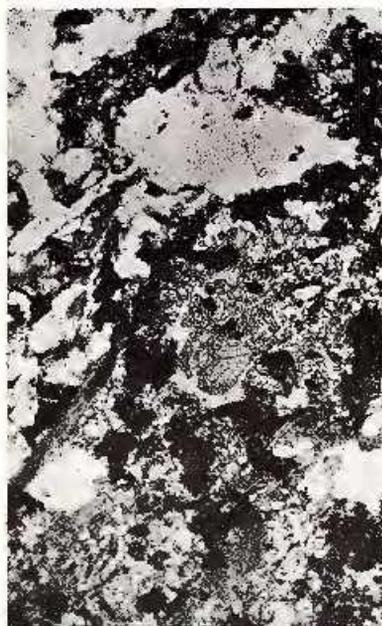
PLANȘA II

- Fig. 1. — Parageneza B: hornblendă -- gedrit? — plagioclaz — cuarț — biotit — minerale opace. N //; × 30.
Paragénese B: hornblende — gédrite? — plagioclase — quartz — biotite — minéraux opaques. N //; × 30.
- Fig. 2. — Parageneza B, secțiune perpendiculară pe lineatie. Agregate de disten pinitizat parțial și staurolit — cuarț — plagioclaz — gedrit? — minerale opace. N //; × 30.
Paragénese B, sectionne perpendiculaire à la linéation. Agrégats de disthène partiellement pinitisé et staurotide — quartz — plagioclase — gédrite? — minéraux opaques. N //; × 30.
- Fig. 3. — Parageneza B, secțiune paralelă cu foliația. Agregate de disten pinitizat parțial (d) și staurolit (s) — cuarț — plagioclaz — gedrit? — minerale opace. N //; × 30.
Paragénese B, sectionne parallèle à la foliation. Agrégats de disthène partiellement pinitisé (d) et staurotide (s) — quartz — plagioclase — gédrite? — minéraux opaques. N //; × 30.
- Fig. 4. — Parageneza B. Plagioclaz — cuarț — hornblendă -- biotit — minerale opace. N //; × 30.
Paragénese B. Plagioclase — quartz — hornblende — biotite — minéraux opaques. N //; × 30.

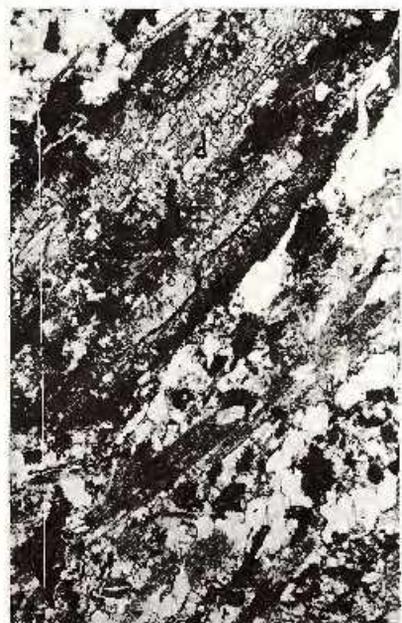




1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LXI/1.

97792



1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

MINERALOGIE

**STUDII MINERALOGICE ASUPRA UNOR SEDIMENTE
CUATERNARE ÎN DOBROGEA DE SUD¹**

DE

VENERA CODARCEA, CONSTANTIN GHENEA²

Abstract

Mineralogical Studies on Some Quaternary Sediments in South Dobruja. This paper presents the results of the mineralogical studies carried out on the sandy fraction (0.25—0.16; 0.16—0.06 mm) of the loess and paleosols of South Dobruja. The results are concerned with the global mineralogical analysis and separately with the analysis of heavy minerals. The obtained data are synthesized in 5 sketches and 9 plates annexed to this paper.

Studiul loessurilor a făcut progrese considerabile pe plan internațional în ultimul timp. De la descrierile tipologice și observațiile geologice de ordin general, s-a trecut în anii din urmă la cercetări detaliate având ca obiective conținutul de polen fosil, asociațiile de moluște terestre, datări de vârste absolute, iar în ultimul timp determinări de paleomagnetism.

Studiul organizat al loessurilor se execută în cadrul unei subcomisii care funcționează sub egida INQUA „Subcomisia pentru stratigrafia loessurilor în Europa”. Pentru țara noastră, studiile asupra loessurilor au fost făcute fie în cadrul unor probleme mai generale privind depozitele cuaternare (L i t e a n u, G h e n e a, 1966), fie sub aspect pedologic cu care ocazie se fac primele determinări mineralogice ale argilelor de la noi și sînt discutate implicațiile de ordin climatic, pe care le ridică intercalațiile de soluri fosile (C e r n e s c u, 1952; P o p o v ă ț, 1964, C o n e a, 1970; S p i r e s c u, 1965).

O problemă care constituie în prezent obiectul unor studii amănunțite este compoziția mineralogică a fracției grosiere a loessurilor. În această direcție s-au obținut rezultate interesante pe plan internațional (D u-

¹ Comunicare susținută în ședința din 10 mai 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, București.



plain, Malterre, 1946; Guenther, 1961; Lautridou, 1967; Maruszczak, 1969; Racinowski, 1969; Kallenbach, 1966; Tung-Sheng, Tsung-Hu, 1964; Minarikova, 1970; Ananiev, 1961, Gherasimov, 1963; Molnar, 1970).

Pentru țara noastră datele de ordin mineralogic privind fracția detritică din loessuri au un caracter cu totul sporadic și aparțin lui G o g i l n i c e a n u (1939). În decurs de aproape 4 decenii nu au apărut deci informații privind compoziția mineralogică a acestui sediment cuaternar care ocupă aproximativ un sfert din suprafața țării noastre. Ținând seama de această lacună, în cadrul laboratorului de geologie a Cuaternarului au fost inițiate cercetări sistematice privind alcătuirea mineralogică a loessurilor din Dobrogea. Pentru început cercetările au fost îndreptate asupra unor secțiuni din Dobrogea de sud, deoarece în această regiune profilele de loessuri și paleosoluri sînt printre cele mai interesante din țara noastră. De asemenea, analizînd secțiunile din Dobrogea de sud, s-au putut utiliza și rezultatele cercetărilor paleopedologice, extrem de minuțios redată de C o n e a (1970).

Cercetările de teren și laborator executate cu această ocazie au cuprins în afara analizelor mineralogice și analize privind compoziția granulometrică și conținutul în carbonați a loessurilor și paleosolurilor. Totodată, s-au efectuat și observații asupra argilelor roșii din baza Pleistocenului.

Cercetările de teren au cuprins examinarea a 11 profile situate pe 2 aliniamente: primul corespunde zonei litoralului între S Costinești și N Constanța, al doilea corespunzînd cu malul dobrogean al Dunării între Rasova și Dunărea. Pentru interpretarea datelor pe cele 2 aliniamente s-au analizat și 2 profile din partea centrală a Dobrogei, la Băneasa și Cobadin.

Principalele studii de laborator s-au axat pe determinarea mineralogică a fracției nisipoase din loessuri și paleosoluri, precum și pe determinarea componentelor minerale ale fracției argiloase (sub 0,005 mm din paleosoluri, prin analize termodiferențiale, analize roentgenografice și spectre de absorbție în infraroșu).

Au fost analizate un număr de 125 probe, care au fost supuse inițial unui tratament chimic în vederea obținerii preparatelor microscopice. Tratamentul chimic a cuprins în afara metodelor obișnuite de lucru și metode chimice mai puțin folosite, în vederea îndepărtării peliculelor de oxizi (metoda M e h r a - J a c k s o n, aplicată în paralel la unele din profile). Pentru fiecare probă brută a fost introdusă în lucru o cantitate inițială de 200 gr. Determinările optice au fost efectuate pe diferite clase granulometrice iar rezultatul final a cuprins însumarea acestora. Pentru fiecare probă s-au efectuat 2 examene mineralogice (250 preparate microscopice), unul reprezentînd analiza mineralogică totală, iar altul analiza fracției grele (obținută în urma separării în bromoform).



A) PLEISTOCENUL INFERIOR

În multe din lucrările geologice asupra Dobrogei, este menționată prezența unor argile roșii în baza formațiunilor cuaternare. În afara teritoriului situat în partea sudică, depozitele respective au fost menționate în câteva puncte din Dobrogea centrală și nordică și de asemenea au fost identificate în forajele din Delta Dunării (Liceanu, Pricăjan, 1963).

Zona tipică de apariție a argilelor roșii se găsește însă în Dobrogea de sud unde pot fi recunoscute la baza profilelor de loessuri și paleosoluri. În cea mai mare parte a regiunii ele acoperă calcarele sarmațiene, dar în multe puncte repauzează pe formațiuni mezozoice. Argilele roșii se deosebesc de nivelurile argiloase roșii, considerate ca paleosoluri, prin grosimea mare pe care o ating (5—6 m) și prin culoarea care alternează uneori cu benzi cenușii pătate. În unele profile în masa argilelor s-au întâlnit cristale centimetrice de gips. Din cauza lipsei de resturi fosile, nu au putut fi încadrate într-un nivel stratigrafic precis, fiind atribuite Pleistocenului inferior. Coșea (1970) consideră argila roșie ca reprezentând un grup de soluri vechi.

În continuare, se vor descrie câteva profile unde s-au întâlnit apariții tipice de argile roșii.

Profilul S Constanța (pl. VII, fig. a.A) este primul profil în care apare bine individualizat orizontul bazal al Pleistocenului inferior.

Argila roșie din acest profil se prezintă sub forma unei argile grase lucioase, pigmentate cu oxizi de mangan. În partea inferioară a orizontului, predomină concrețiunile calcaroase, prinse într-o masă argiloasă de culoare brun-roșcată, dar în care se evidențiază și zone de culoare cenușie. La acest nivel, apar și cristale de gips (10 cm). În acest profil, analizele granulometrice au scos în evidență predominarea fracției argiloase (<0,005 mm) care înregistrează valori de 67%.

Analiza mineralogică (pl. VII, fig. a.D) a secțiunilor din fracția grosieră din 2 probe (adâncime la 15 și 23,70 m) a pus în evidență numărul redus de specii minerale și abundența mineralelor opace; la partea superioară a orizontului argilos, proba din nivelul superior este caracterizată prin prezența masivă a mineralelor opace (magnetit, titanomagnetit, hematit, limonit, 76%) și cu totul subordonat prin prezența granatului și zirconului.

În nivelul inferior, numărul speciilor minerale crește, remarcându-se prezența granatilor, hornblendei, grupei epidot-zoizit, rutilului, staurolitului și augitului. Mineralele opace deși se mențin în limita valorică a conținutului ridicat pe profil, scad în comparație cu partea superioară a argilei.

În deschiderile de la Ovidiu — Nazarcea la partea superioară a formațiunilor mezozoice apar pe circa 7 m grosime argilele din baza Pleistocenului. Descrierea este următoarea (pl. VIII, fig. a.A): a) argile brun-roșcate cu grosimi de 2 până la 2,5 m cu pete manganice (paleosol?); în baza acestui orizont o soliflucțiune marchează suprafața pe care a alunecat

accest pachet argilos; b) argile cenușii cu grosime de 2 m; se desprind în agregate conoidale mari, conțin foarte frecvente concrețiuni calcaroase; c) argile roșii cu pete cenușii (2 m grosime), în bază cu culoarea brună; se remarcă frecvența deosebită și diametrul mare al cristalelor de gips.

În baza orizonturilor de loess din profilul de la Dunărea, apar pe circa 2 m, argile roșii aparținând Pleistocenului inferior cu aspect gras, lincios și structură prismatică.

Analiza granulometrică a acestor profile marchează cantități mari pentru fracția fină ($< 0,005$ mm) de 53%, căreia îi urmează în ordine cantitativă, fracția siltitică (40%).

Analiza mineralogică (pl. VIII, fig. b, D) executată asupra fracției grosiere (mai mare ca 0,05 mm) indică pentru profilul de la Dunărea cantități aproximativ egale (30 %) pentru mineralele ușoare.

Examinând conținutul în minerale grele, se constată — ca și în cazul profilului de la S-Constanța și Ovidiu — abundența mineralelor opace, cărora le revin 32% din totalul fracției grele. Se mai remarcă conținuturi relativ ridicate de granat și hornblendă, precum și cantități reduse de epidot-zoizit, disten și zircon.

La Rasova, în baza deschiderilor din malul Dunării apar bine deschise, argilele roșii din baza Pleistocenului. În acest sector, în afara argilelor roșii propriu-zise, în câteva puncte se pot urmări aflorimente într-un banc de pietrișuri și bolovani, cu majoritatea elementelor perfect rotunjite, demonstrând prezența unui orizont fluvial.

Deschiderea de la Rasova (pl. VIII, fig. c, A) se află în partea de N a comunei, în malul Dunării și se prezintă astfel:

— 11,30 — 14 m pietrișuri și bolovani rulați, structură torențială; elementele, cu diametrul cuprins între 2 - 15 cm, sînt reprezentate din punct de vedere petrografic prin calcare (predomină), gresii, cuarțuri. Se recunosc de asemenea silixuri;

— 14 — 16 m, argile roșii-brune; spre marginea sudică a deschiderii se laminează, iar spre N se îngroașă, despărțind bancul de pietrișuri în două nivele.

Argilele roșii, uneori de culoare cărămidic au concrețiuni calcaroase și resturi fosile diagenizate (moluște neidentificabile); în bază nisipuri cretacice.

Analizele granulometrice (pl. VIII, fig. c.B) executate, au arătat predominanța fracției argiloase, care participă cu un procent de circa 66% la alcătuirea argilei roșii. Deasupra pachetului de pietrișuri s-a întîlnit un orizont de argile roșii (pl. VIII, fig. c.A) cu grosime de 1,5 m considerat în lucrările anterioare, ca reprezentînd paleosol III (C o n e a, 1970). Analizele granulometrice, efectuate din aceste argile roșii evidențiază predominanța fracției argiloase, care atinge procente de 54%. Cantitatea mare de argilă, se înscrie în valorile obținute pentru argilele roșii pleistocene din baza profilului, constituind un prim motiv de a le considera depuse în aceeași perioadă și în aceleași condiții geologice ca și orizontul bazal.

Această concluzie este întărită de rezultatele analizelor mineralogice, care arată similitudini atît calitative cît și cantitative.



Examinând rezultatele analizei microscopice globale (pl. VIII, fig. c.D), se remarcă în primul rând numărul redus de specii minerale, constatare care tinde să se generalizeze atât pentru sectorul estic cât și pentru partea vestică a Dobrogei de sud.

O altă observație este legată de abundența granulelor mineralelor opace, atât pentru argilele din acoperișul pietrișurilor (38%) cât și pentru argilele roșii din baza profilului (44%). Remarcăm cu această ocazie că predominarea mineralelor opace din totalul fracției grele, apare ca a doua particularitate a argilelor pleistocen-inferioare.

Analogia mineralogică a pachetelor de argile de la Rasova este confirmată și de larga participare a cuarțului (46% — 51%). Pentru feldspat și muscovit analogiile cantitative merg pînă la identitate (24%).

Dintre mineralele grele (care așa cum s-a arătat sînt slab reprezentate) fac excepție zirconul și rutilul cu procente foarte ridicate atât în pachetul superior cât și în partea inferioară a argilelor roșii, restul de minerale grele fiind reprezentat prin turmalină, staurolit, disten, granăți și epidot.

Menționăm cu această ocazie prezența unor granule de rutil cu zone de supracreștere cu marginile decolorate (pl. IV, fig. 3), ca și a unor înmuguriri pe cristalele de turmalină. Aceste fenomene au fost descrise pentru prima dată la noi de P a p i u, M a n e a³.

În cazul profilului de la Rasova, se evidențiază importanța analizelor mineralogice executate în paralel în loessuri și paleosoluri, care pot furniza indicații prețioase privind corelările stratigrafice.

B) SECȚIUNILE DE LOESSURI ȘI PALEOSOLURI

I. Sud-Costinești

Aflorimentele de la Costinești interesante prin structura pe care o oferă loessurile și paleosolurile au reținut atenția și altor cercetători (C o n e a, 1970; V a l o c h, 1968).

Profilul pe care l-am ales pentru analiză se află în faleza Mării Negre la 0,5 km sud de Costinești, într-un punct unde a fost posibilă recoltarea de probe pe aproximativ 15—16 m grosime, cât măsoară loessurile și paleosolurile.

Începînd de la partea superioară spre bază profilul se prezintă astfel (pl. VI, fig. a, A).

- 0 — 0,50 m Sol actual (cernoziom)
- 0,50 — 2 m Loess (L—I) cu aspect macroscopic, cu vinișoare de carbonați, resturi vegetale și canalicule.

³ V. Corvin Papiu, A. Z. Manca. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene ale munților Apuseni. 1961. Arh. Inst. Geol. Geof.



- 2 - 3,30 m	Paleosol (Ps. I); primul orizont de sol fosil se prezintă sub forma unei intercalații argiloase brune la partea superioară despărțită printr-un orizont subțire de acumulare de carbonați de al doilea orizont reprezentat printr-un cernoziom, cu pete de carbonați.
- 3,30 - 5,70 m	Loess (L-II) de culoare gălbuie cu canale umplute cu carbonați.
- 5,70 - 7,20 m	Paleosol (Ps. II); este reprezentat la partea superioară printr-o argilă gălbuie roșcată separată printr-un orizont de acumulare a carbonaților, de un orizont mai gros bazal argilos, brun-roșcat, cu pete manganice.
- 7,20 - 9,20 m	Loess (L-III); un orizont mai compact de culoare gălbuie.
- 9,20 - 10 m	Paleosol (Ps. III); este un orizont argilos brun-roșcat, cu structură prismatică, cu pete manganice.
- 10 - 10,25 m	Loess (L-IV), orizont puternic diagenizat, compact.
- 10,25 - 11 m	Paleosol (Ps. IV), orizont argilos, de culoare brun-deschis, spre roșu.
- 11 - 12 m	Loess (L-V); material alterat, efervescentă cu HCl slabă, cu pete manganice.
12 - 15 m	Paleosol (Ps. V), orizont argilos, având o grosime însemnată datorită căruia poate fi urmărit foarte bine în structura falezei. Argila are o culoare brun-roșcată, cu structura prismatică și pete manganice. La jumătatea orizontului apare o intercalație carbonatică.
- 15 - 15,50 m	Loess (L. VI ?), orizont compact, argilos, de culoare gălbuie, efervescentă cu HCl.
- 15,50 - 18 m	Paleosol (Ps. VI ?), orizont de argile roșii brune, cu multe pete manganice.
- 18 m	Calcare sarmațiene.

Particularități granulometrice. Analizele granulometrice (pl. VI, fig. a. B) executate asupra probelor recoltate la Costinești, arată pentru orizonturile de loessuri predominarea fracției siltice.

Valorile cantitative ale fracției siltice sînt cuprinse între 49 - 57,5%, media fiind de 53,5%.

Fracția argilooasă în orizonturile de loessuri este cuprinsă între 39 - 52% (în medie 59,71%).

În ceea ce privește intercalațiile de soluri fosile, fracția argilooasă este ușor predominantă avînd valori cuprinse între 59 - 61%. Este de menționat creșterea cantității de argile pe măsura creșterii adîncimii, ajungîndu-se ca în orizontul argilos din baza profilului, să aibă valori de 71 - 73%.

Compoziția mineralogică. Fracția psamitică medie (0,25 - 0,05mm), analizată microscopic (pl. VI, fig. a.D), arată o netă dominanță a mine-



ralelor ușoare (cuarț, feldspat, muscovit) cărora le revine un procent cuprins între 70–90%. Restul componentelor minerale până la 100% revine fragmentelor de roci și mineralelor grele și opace.

Urmărind distribuția cuarțului în tot profilul se constată în general valori mai ridicate spre partea superioară; astfel în orizonturile de loessuri superioare (LI + LII) procentele sînt cuprinse între 27–38%. În partea inferioară a profilului (LIII, LIV, LV) valorile procentuale variază între 20–28%.

Pentru paleosoluri se constată următoarea situație: orizonturilor superioare (Ps. I, Ps. II) le revin valori medii de 26% pentru ca în bază (Ps. V) cuarțul să crească la 29%. Ca observație generală asupra acestui component, apare uniformitatea distribuției atât în loessuri cît și în paleosoluri.

Feldspatul se caracterizează printr-o uniformitate, manifestată în ceea ce privește valorile înregistrate în loessuri și paleosoluri. Astfel

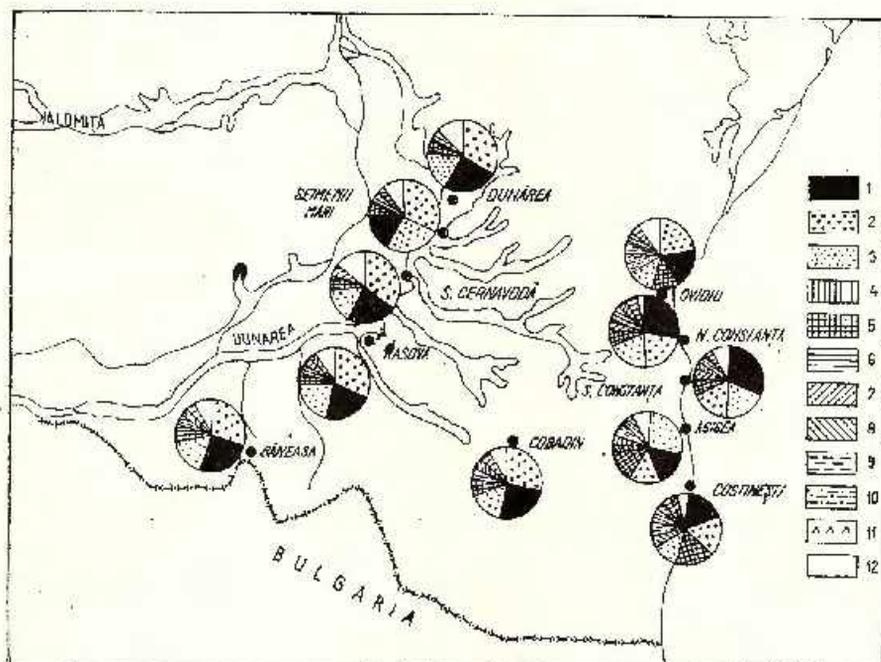


Fig. 1. — Variația conținutului în minerale grele în loessurile și paleosolurile din Dobrogea de sud.

1, minerale opace; 2, granați; 3, hornblendă; 4, zircon; 5, epidot-zoizit; 6, rutil; 7, staurilit; 8, disten; 9, clorit; 10, biotit; 11, hipersten; 12, alte minerale.

Variation de la teneur en minéraux lourds dans les loess et dans les paléosols de la Dobroudja méridionale.

1, minéraux opaques; 2, grenats; 3, hornblende; 4, zircon; 5, épido-te-zoïsité; 6, rutile; 7, staurolite; 8, disthène; 9, chlorite; 10, biotite; 11, hyperstène; 12, autres minéraux.

media conținuturilor de feldspat în loessuri este de 24 %, iar în paleosoluri de 23 %. Cît privește repartiția pe verticală, valorile procentuale variază foarte puțin de la primul orizont pînă în baza profilului (L.I — 24,5; L. V — 25 %). Cea mai mare parte a granulelor de feldspat sînt sericitizate și aparțin seriei plagioclazilor. Foarte puține prezintă maclația specifică grupei ortoclazilor.

Muscovitul înregistrează cele mai ridicate valori dintre mineralele fracției ușoare. Are o distribuție inegală pe profil predominînd în loessurile din partea inferioară a profilului; în paleosoluri procentele sînt însă mai mici (pl. VI, fig. a D).

Trecînd la analiza fracției grele (pl. VI, fig. a D) prima particularitate care se desprinde este procentul redus al acesteia (1,45 %) în comparație cu restul componentelor minerale.

Procentul se încadrează în general în rezultatele obținute în studiul mineralogic al loessurilor din centrul și estul Europei (M a r u s z c z a k, 1969; M i n a r i k o v a, 1969). De asemenea în profilul Costinești, trebuie subliniată ușoara predominare a mineralelor cu rezistență mică, față de cele cu rezistență mare, raportul fiind 1,29 : 1.

În continuare ne vom referi la variațiile constatate în orizonturile de loessuri și paleosoluri, în ceea ce privește conținutul în minerale cu rezistență mare, cu rezistență medie și cu rezistență slabă.

Din grupul mineralelor foarte rezistente, zirconul și turmalina cu procente cuprinse între 1—7 %, nu arată diferențieri sensibile, în funcție de orizonturile de loessuri și solurile fosile. În afara prismelor de turmalină cu terminații retezate și a cristalelor de zircon subrotunțite, au fost întâlnite destul de frecvent și cristale idiomorfe de turmalină și zircon.

Rutilul, înregistrează valori cantitative mai ridicate în paleosoluri : 10,08 % (Ps. I), 3,94 % (Ps. II) și 8,05 %.

Amfibolii, reprezentați prin hornblendă comună și mai puțin bazaltică, arată creșteri procentuale în orizonturile de loessuri în comparație cu paleosolurile. De la această constatare o evidentă excepție face proba recoltată din L. IV, unde hornblendă atinge valori de 57 % (pl. V, fig. 3).

Cloritul, în habitus bazal, perfect rotunjit ca și amfibolii, crește cantitativ în loessuri : 17 % /LII, 6 % /LIII; 16 % /LIV și scade sensibil în paleosoluri : 1,1 % (Ps. II); 2 % (Ps. III) și 0 % (Ps. IV).

Piroxenii, reprezentați prin augit, hipersten și diallag, urmează același mod de repartiție ca cel al mineralelor puțin rezistente : predominare în loessuri, procente reduse în paleosoluri (pl. VI, fig. a D).

În concluzie, pe baza conținutului de minerale grele, constatată în profilul de la Costinești se poate aprecia o predominare a mineralelor rezistente în intercalațiile de soluri fosile, în comparație cu conținuturile aceluiași minerale din intercalațiile de loessuri.

Ținînd seama de procesele climatice care au avut loc în timpul depunerii loessurilor și a formării orizonturilor de soluri fosile, se poate aprecia că această repartiție este normală. În timpul perioadelor calde și umede, cînd s-au format orizonturile de soluri fosile, mineralele cu rezistență mică s-au alterat mai rapid, fenomen care a condus la îmbogățirea acestor nivele în minerale rezistente.



Au fost efectuate o serie de determinări pe fracția argilooasă pe câteva probe (fig. 2 și 3) în profilul de la Costinești. Determinările au

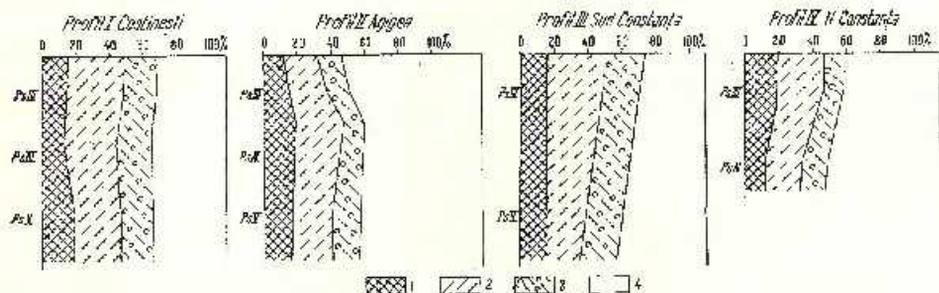


Fig. 2. — Compoziția mineralogică a fracției argiloase (< 0,005 mm) din intercalațiile de paleosoluri din câteva profile din Dobrogea.

1, montmorillonit; 2, illit; 3, caolinit; 4, alte minerale.

Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 0,005 mm) des intercalations des paléosols de quelques profils de la Dobroudja.

1, montmorillonit; 2, illite; 3, caolinite; 4, autre minéraux.

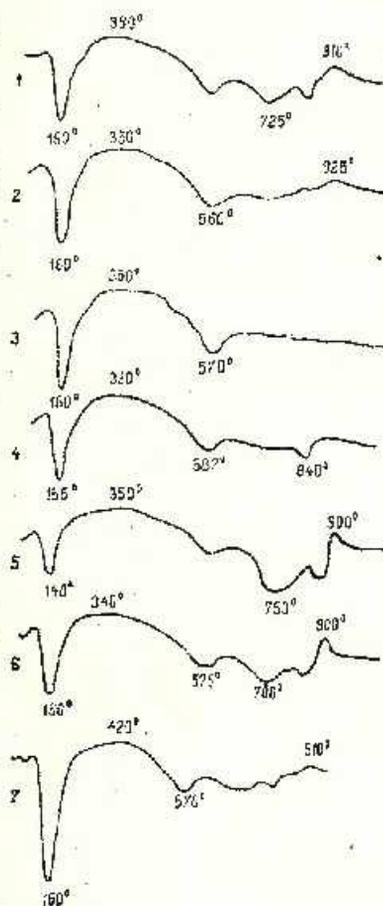


Fig. 3. — Analizele termodiferențiale ale unor intercalații de paleosoluri din cadrul profilelor de loess din Dobrogea.

1, profil Costinești; 2, profil Agiea; 3, 4, profil Constanța N.; 5—7, profil Ovidiu-Nazarcea.

Analyses thermodifférentielles des certaines intercalations de paléosols dans le cadre des profils de loess de la Dobroudja.

1, profil de Costinești; 2, profil de Agiea; 3, 4, profil de Constanța N.; 5—7, profil de Ovidiu-Nazarcea.

cuprins analize de difracție a razelor X, analize termice diferențiale și spectre de absorbție în infraroșu.

Rezultatele conjugate ale acestora au arătat predominarea illitului, caolinitului și montmorillonitului, cărora li se adaugă (în procente reduse) cuarțul, feldspatii (plagioclazi și ortoclazi), calcit, dolomit. În ceea ce privește valorile obținute, pentru Ps. III, Ps. IV și Ps. V, illitulni îi revin 33 %, 32 % și 27 %, caolinitului 20 %, 18 % și 21 %, montmorillonitului 16 %, 13 % și 20 %.

II. Nord-Agigea

La Agigea, în faleza Mării Negre, apar deschideri în loessuri și paleosoluri, începînd de la sud de sanatoriul 1 și continuînd pînă în marginea orașului Constanța. Profilul analizat se află la cîteva sute de metri nord de sanatoriul 2. Descrierea de la partea superioară spre bază este următoarea (pl. VI, fig. b.A).

- | | |
|----------------|---|
| 0 — 0,60 m | sol actual (cernoziom) |
| 0,60 — 2,40 m | loess (L. I); de culoare gălbuie, macroscopic, efervescentă cu HCl. |
| 2,40 — 3 m | paleosol (Ps. I), orizont slab argilos, culoare gălbui-roșcată, slab dezvoltat. |
| 3,00 — 5,50 m | loess (L. II); loess de culoare gălbuie, macroporic cu pete manganice, la partea inferioară are caracter mai nisipos. La jumătatea orizontului s-au găsit resturi de gasteropode pulmonate. |
| 5,50 — 6,60 m | paleosol (Ps. II); orizont argilos gălbui-roșcat, spre bază culoarea devine mai brună; rare pete manganice, în general se poate caracteriza ca un sol dezvoltat. |
| 6,60 — 7,30 m | loess (L. III); materialul se prezintă mai compact, bogat în pelicule și concrețiuni, face efervescentă cu HCl; culoarea este gălbui-albicioasă. |
| 7,30 — 8,10 m | paleosol (Ps. III), orizont argilos bine dezvoltat, culoare roșu-brună, structura prismatică, pe suprafețele structurale pete manganice. |
| 8,10 — 8,40 m | loess (L. IV), culoare gălbuie, cu pete manganice; loessul a suferit probabil o alterare mai intensă, manifestată prin gradul ridicat de argilizare și oxidare. |
| 8,40 — 9,70 m | paleosol (Ps. IV); orizont argilos bine dezvoltat, culoare brun-roșcată cu structură prismatică; se remarcă prezența petelor manganice ca și a vinișoarelor și concrețiunilor de carbonați; în bază culoarea trece la brun-cenușie. Cele 2 grupe de soluri (Ps. III și Ps. IV), prin caracterile structurale bine individualizate, constituie o caracteristică a sectorului Agigea, fiind ușor de identificat în deschiderile din faleză. |
| 9,70 — 10,40 m | loess (L. V), orizont mai compact, calcaros, cu numeroase concrețiuni și pete. |



- 10,40 — 13,50 m paleosol (Ps. V); orizont de argile roșii cu o grosime însemnată. Argila conține mici pete manganice pe suprafețele de rupere; structura prismatică.
- 13,50 m calcare lumașlice cu *Mastra caspia*, *Eichw.* *M. bulgarica* *T o v l a* (Sarmatian superior).

Particularități granulometrice. Determinările privind gradul de mărimă a granulelor (pl. VI, fig. b, B) au arătat că fracția siltică intră în compoziția orizonturilor de loessuri, cu un procent care variază în raport cu poziția acestora.

Analizele mecanice efectuate asupra probelor din solurile fosile, evidențiază predominarea fracției argiloase care intră în compoziția paleosolurilor, atingând pentru paleosolul V cifra de 68 %.

Analiza mineralogică totală (pl. VI, fig. b, D). Analiza a fost efectuată pe clasa grosieră a paleosolurilor și loessurilor, scoate în evidență predominanța mineralelor din fracția ușoară, reprezentate prin muscovit, cuarț, feldspați, cărora în ansamblu le revin peste 97 %; acestora li se adaugă în procente foarte reduse minerale grele (0,44 %), minerale opace, fragmente de roci (cuarțite) și concrețiuni silicioase (pl. III, fig. 5).

Am menționat în primul rând muscovitul, adesea rupt marginal care înregistrează cele mai ridicate valori dintre mineralele fracției ușoare. Ca și la Costinești, muscovitul pare a se acumula mai ales în loessurile situate în jumătatea inferioară a profilului (L. III — L. V). Cât privește conținuturile din paleosoluri, nu se constată variații în raport cu adâncimea, procentele fiind cuprinse în 31—37 %; în ansamblu conținutul în muscovit este ușor crescut în loessuri comparativ cu paleosolurile.

Cuarțul are o distribuție aproape uniformă de-a lungul profilului, prezentând valori cantitative asemănătoare atât în loessuri cât și în intercalațiile de soluri fosile; în medie conținutul variază între 28 și 30 %.

Feldspații, cel mai adesea sericitizați, prezintă de asemenea valori procentuale aproape constante în lungul profilului, valorile medii fiind cuprinse între 23 - 24,5 %.

Trecând la analiza fracției grele (pl. VI, fig. b, D) trebuie menționat în primul rând procentul redus al mineralelor grele (0,44 %) raportat la totalul componentelor minerale.

La Agigea, raportul dintre minerale cu rezistență mică și cele cu rezistență mare este de 3,61 : 1, fenomen observat și în cazul profilului de la Costinești.

Plecând de la constatarea generală că mineralele cu rezistență mare prezintă acumulări preferențiale în paleosoluri (formațiuni depuse în perioade de alterare climatică mai intensă), se observă că și la Agigea, procentele ce revin mineralelor rezistente sînt mai ridicate în paleosoluri decît în loessuri. Aceleași raporturi se constată și în cazul turmalinei, rutilului și staurolitului (pl. V, fig. 4). De la această regulă, face excepție distenul cu o repartitie uniformă în loessuri și paleosoluri.

Conținuturile în granați (granulele sînt rotunjite, mai rar colțuroase și conțin rare incluziuni de zircon) minerale cu rezistență medie, sînt mai

ridicate în paleosoluri decât în loessuri, evidențiind aceeași particularitate constatată și la Costinești și anume că granatul se alătură grupei mineralelor rezistente.

Îmbogățirea în loessuri este evidentă și în cazul epidot-zoizitului, cloritului, piroxenilor și actinotului. Biotitul este uniform distribuit pe profil.

În cazul hornblendei, se constată o acumulare importantă în partea inferioară a profilului, unde în orizonturile LIV, Ps. IV și LV, procentele ating cifra de 55 %. Trebuie reținut faptul că acumularea maximă a hornblendei, în orizonturile bazale ale profilului de la Agigea, are loc — ca și în cazul profilului de la Costinești — la nivelul orizontului LIV.

Asupra fracției argiloase s-au efectuat de asemenea, determinări mineralogice (fig. 2 și 3) cuprinzând difracții ale razelor X, analize termice diferențiale și spectre de absorbție în infraroșu. Rezultatele de ansamblu ale acestora au arătat pentru Ps. III, Ps. IV și Ps. V, cantități relativ egale de illit, montmorilonit și caolin. Determinările difracționometrice în raze X, evidențiază cantități apreciabile de cuarț (20 %) și subordonat: calcit (10 %), feldspat potasic și clorit.

III. Sud-Constanța

Secțiunea analizată se află imediat în marginea sudică a orașului Constanța unde în timpul cercetărilor de teren, se execută vaste lucrări de extindere a portului. Descrierea profilului este următoarea: (pl. VII, fig. a. A).

0,00 — 0,60 m	sol actual (cernozom)
0,60 — 2,70 m	loess (L. I); material prăfos, microscopic de culoare gălbui-deschis. La circa 2 m de la suprafața terenului se remarcă o intercalație subțire cenușie, care pare să reprezinte un orizont de humificare. În baza acestui orizont, acumulări de concrețiuni.
2,70 — 3,75 m	paleosol (Ps. I); orizont slab argilos, de culoare gălbuie spre roșu, cu pete manganice și concrețiuni de carbonați.
3,75 — 5,75 m	loess (L. II); culoare gălbuie, microscopic spre bază devine mai nisipos; rare gasteropode pulmonate.
5,75 — 6,60 m	paleosol (Ps. II); orizont argilos, destul de bine dezvoltat în bază cu concrețiuni carbonatice.
6,60 — 8,70 m	loess (L. III); culoare gălbuie, macroporic.
8,70 — 9,90 m	paleosol III și palcosol IV, reprezentate prin orizonturi slab argiloase roșcate, separate printr-o intercalație subțire de material loessoid; imediat spre sud, cele 2 paleosoluri se unesc sub forma unui singur orizont.
9,80 — 11,90 m	loess (L. V); material de culoare deschisă, pori și canale de rădăcini; în general nisipos-prăfos.
11,80 — 14,40 m	paleosol (Ps. V); orizont argilos roșcat-brun, cu mici și numeroase pete manganice; rare concrețiuni calcaroase.



14,40 — 14,90 m loess (L. VI); orizont puternic alterat.
14,90 — 24,50 m argile roșii.

Particularitățile granulometrice (pl. VII, fig. a, B). Din examinarea dimensiunii granulelor componente, se desprinde constatarea că fracția siltică predomină în alcătuirea orizonturilor de loessuri, LII — 63 %, LIII — 60 % și LV — 65 %, în medie pe întreg profilul, procentul acestei fracții fiind de 56,8 %.

În intercalațiile de paleosoluri, fracția loessoidă intră într-un procent mai mic — 46 %.

Fracția argiloasă domină în paleosolurile II și V, unde participă cu procente de 60 % și respectiv 69 %; în orizonturile de loessuri, aceleași fracții îi revin procente mai mici, cuprinse între 30 % — 45 %.

Compoziția mineralogică (pl. VII, fig. a, D). Studiile optice efectuate asupra preparatelor din fracția grosieră a intercalațiilor de paleosoluri și loessuri, scot în relief predominarea fracției ușoare, în timp ce fracția grea, reprezintă un procent de numai 0,16 %.

Dintre mineralele fracției ușoare, muscovitul prezintă un ușor excident față de feldspat și cuarț. Media conținuturilor în loessuri este de 35 %, pe când în paleosoluri conținutul mediu este de 29 %. Feldspatul, care urmează muscovitului, are o repartiție uniformă în loessuri și paleosoluri, procente fiind aproape egale: media în loessuri este de 30,24 %, în paleosoluri 29,10 %. De asemenea nu se înregistrează variații cantitative în grosimea formațiunii. Feldspații sînt reprezentați îndeosebi prin grupa plagioclazilor (albit) și mai puțin prin cea a ortoclazilor (perit). Cea mai mare parte a feldspaților sînt sericitizați.

Cuarțului, îi revin cele mai scăzute valori procentuale din analiza totală, remarcîndu-se valori minime în loessuri (17,23 %) și maxime în paleosoluri (25,73 %).

Predominarea cuarțului în paleosoluri este legată de gradul mare de rezistență a acestui mineral atît la alterarea chimică cît și la transport.

Se remarcă absența îndeosebi la partea superioară a profilului, a fragmentelor de roci, a concrețiunilor silicioase, a frustulelor de diatomee și a unor forme de spiculi.

Urmărind distribuția cantitativă a mineralelor ce compun fracția grea (pl. VII, fig. a, D) se poate sublinia aceeași predominare a mineralelor cu rezistență mică față de cele rezistente, raportul fiind 1,81 : 1. Dintre mineralele grupei rezistente, turmalina și staurolitul prezintă valori mai ridicate în paleosoluri decît în loessuri. Celelalte minerale rezistente ca rutilul, zirconul, distenul, se acumulează în cantități aproximativ egale atît în loessuri cît și în paleosoluri. Aceeași constatare se poate face și asupra granatului, cu procente medii în loessuri și subordonate în paleosoluri.

Din grupa mineralelor cu rezistență mică, epidot-zoizitul și piroxenii se acumulează preferențial în loessuri, pe cînd paleosolurile formate în perioadele de alterare mai intensă le păstrează mai puțin. Restul minera-

lelor din această grupă, hornblenda, biotit, clorit, se repartizează relativ egal în loessuri și paleosoluri.

Diferențele mai puțin clare în ceea ce privește fracția grea din loessuri și paleosoluri, observate în acest profil, în comparație cu secțiunile de la Agigca și Costinești s-ar putea explica prin prezența în cantitate mare a mineralelor opace. Într-adevăr în secțiunea de la S Constanța, cantitatea medie de minerale opace din fracția grea, este de 30 %, valoare care intervine defavorabil în proporția generală a speciilor minerale transparente din fracția grea. Mineralele opace sînt reprezentate în primul rînd prin magnetit și subordonat prin titanomagnetit, ilmenit, limonit și rare granule de pirită.

Analizele difractometrice, analizele termice diferențiale efectuate asupra fracției argiloase (< 0,005 mm din Ps. III și Ps. V) au arătat cantități relativ apropiate de montmorillonit și caolinit. Illitul înregistrează o creștere în Ps III (33%) în timp ce în paleosolul V, cantitatea scade la 21 %. Restul componentelor (cuart, feldspat, calciu, dolomit), prezintă valori nesemnificative (fig. 2 și 3).

IV. Nord-Constanța

Probele recoltate în vederea analizelor mecanice și mineralogice provin din segmentul situat între I.R.C.M. și rezervorul de evacuare a apelor de la N de Constanța. Deoarece această porțiune corespunde unor deschideri interesante în ceea ce privește succesiunea de paleosoluri și loessuri, se pare că aceste deschideri au făcut obiectul observațiilor lui Brătesciu (1934), Haase, Richter (1957) și Conea (1970).

De la partea superioară spre bază, profilul se prezintă astfel: (pl. VII, fig. b. A).

0,00—0,50 m	sol actual (cernoziom)
0,50—4,00 m	loess (L. I) material gălbui, fin nisipos, cu numeroase diaclaze umplute cu carbonați; spre bază devine mai compact.
4,00—5,10 m	paleosol (Ps. I); primul orizont de sol fosil, se prezintă sub forma unui orizont argilos, de culoare roșcat-gălbui; pe suprafață se remarcă slabe filuri calcaroase; în bază paleosolul este mai calcaros, culoarea devenind slab cenușie.
5,10—10 m	loess (L. II) este cel mai gros orizont de L. II întîlnit pînă acum în secțiunile din faleza Mării Negre; loessul are un aspect nisipos, cu vinișoare și mici pete carbonatice.
10,00—11,50,	paleosol (Ps. II); orizont argilos de culoare brună, cu numeroase pete manganice; structură prismatică; în bază un orizont de circa 30 cm de acumulare a carbonaților.
11,50—13,50 m	loess (L. III); orizont compact, de culoare gălbuie.

13,50—15,00 m	paleosol (Ps. III); orizont argilos bine dezvoltat, culoare brun-roșcată, structură prismatică; pete manganice și pelicule calcaroase; în bază un orizont subțire de acumulări carbonatice.
15,00—15,40 m	loess (L. III); loess alterat, cu numeroase vinișoare calcaroase care-i dau un aspect marmorat.
15,40—16,25 m	paleosol (Ps. IV), orizont argilos de culoare roșu-brună cu pete manganice.
16,25—17,25 m	loess (L. V); orizont de culoare gălbuie; efervescență cu HCl.
17,25 m	paleosol (Ps. V?); orizont argilos, de culoare roșie-brună, cu pete manganice. În bază o zonă alunecată maschează contactul între acest sol fosil și depozitele sarmațiene vizibile însă la câteva sute de metri spre N și sud.

Particularități granulometrice (pl. VII; fig. b. B). În compoziția orizonturilor de loessuri, granulelor cuprinse între 0,05—0,005 mm le revin cele mai importante procente. Pentru partea superioară a profilului, în orizonturile L. I, L. II și L. III, fracția loessoidă variază în limitele 53—56%; în ultimul orizont de loess (L. V), fracția prăfoasă are un procent de 42%.

Cît privește fracția sub 0,005 mm, cantitatea conținută în loessurile superioare, este de 34—37%.

Fracția argilooasă predomină pentru orizonturile inferioare (Ps. III, Ps. IV și Ps. V) unde procentele sînt de 62%—58% și respectiv 58%.

Fenomenul de îmbogățire în argilă spre partea inferioară a profilului este general pentru secțiunile de loessuri din Dobrogea, corespunzînd de altfel unui proces normal de amplificare a alterării, produsă de transformările climatice din Pleistocen.

Compoziția mineralogică (pl. VII, fig. b. D). A fost analizată atît fracția grosieră cît și fracția argilooasă.

Secțiunile subțiri executate din preparate de minerale, au arătat predominarea netă a mineralelor fracției ușoare în medie cu 83,13% restul revenind mineralelor grele (5,92) fragmentelor de roci, minerale opace (5,95%).

Mineralele ușoare sînt reprezentate prin cuarț, muscovit și feldspați. În profilul de la N-Constanța, cuarțul este mineralul care predomină marcînd valori medii de 25% în loessuri și 37% în paleosoluri. Este de menționat că și în cazul celorlalte profile analizate, acumularea mai mare a cuarțului în paleosoluri.

Muscovitul, cu o medie generală pe profil de 30% înregistrează plusuri în loessuri (35%) și minusuri în paleosoluri (25%) înscriindu-se de asemenea în raportul constatat și în profilele precedente.

Feldspatul, prezintă cantități procentuale relativ egale atît în loessuri cît și în paleosoluri.



Interesantă este apariția unor granule subidiomorfe de andaluzit cu aspect proaspăt, cu clivaj distinct după fața (110), pleocroie, (incolor după *ng* și slab verzui după *nm*), cu birefringentă slabă și alungire negativă.

Analizind conținutul în minerale grele (pl. VII, fig. b. D), prima observație se referă la raportul dintre mineralele cu rezistență mică (biotit, hornblendă, clorit, piroxeni, epidot, zoizit) și cele cu rezistență mare (zircon, rutil, turmalină, staurolit, disten), care este de 1,87 : 1.

Dintre mineralele rezistente la alterare chimică și dezagregare, zirconul și staurolitul sînt cele care înregistrează valori mai ridicate în paleosoluri în comparație cu orizonturile de loessuri corespondente.

Turmalina, distenul și granatul înregistrează valori medii, aproximativ egale atît în loessuri cît și în paleosoluri.

Menționăm ca o raritate prezența unui spinel care pare a fi un ceylonit. Se prezintă cu luciu stielos, culoare verzuie și indicele de refracție foarte ridicat; izotrop (pl. IV; fig. 5).

Dintre mineralele puțin rezistente, hornblenda și biotitul înregistrează uşoare plusuri în loessuri, comparativ cu conținuturile din paleosoluri.

Apare anormală concentrația mare în clorit (8,47%) din Ps. V, mineral puțin rezistent și care în restul acestui profil este aproape sporadic.

Dintre celelalte minerale grele, piroxenii și sillimanitul au fost identificați în partea superioară a profilului, în orizonturile inferioare lipsind. Scăderea conținutului în minerale grele puțin rezistente în partea inferioară a profilului, este considerată în general normală, acesteia corespunzîndu-i o perioadă mai lungă de alterare.

Rezultatele analizelor roentgenografice (fig. 2) corelate cu cele ale analizelor termice-diferențiale (fig. 3) și absorbției în infraroșu din intercalațiile de paleosoluri (Ps. III și Ps. IV) evidențiază, ca și pentru profilele anterioare, predominanța illitului urmat de montmorillonit și caolinit.

V. Ovidiu-Nazareca

Secțiunea cercetată se află situată între Nazareca și Ovidiu, pe traseul unor vechi săpături unde în cîteva puncte, apar deschideri recente în loessuri și paleosoluri. În acest sector există o deschidere pedologică a unor profile de loessuri și soluri fosile, dar insuficienta localizare dintr-o lucrare publicată (C o n e a, 1970) nu ne permite a preciza dacă secțiunea descrisă de noi corespunde cu unul din profilele analizate.

În anul 1974 am descris această secțiune în legătură cu prezența unor piese litice descoperite în paleosoluri (G h e n e a, C o d a r c e a). Din cercetările întreprinse în Dobrogea de sud, secțiunea de la Ovidiu se prezintă ca una din cele mai interesante deschideri geologice.

În continuare prezentăm pe scurt deschiderea profilului (pl. VIII, fig. a, A).



0,00—0,40 m	sol actual.
0,40—2,40 m	loess (L. I), gălbui, macroporic; canale de rădăcini cu vinișoare de carbonați, la jumătatea orizontului, o intercalație subțire de culoare cenușie.
2,40—3,40 m	paleosol (ps. I) de fapt sînt prezente 2 orizonturi: superior de culoare brună și inferior mai cenușiu cu mici concrețiuni calcaroase.
3,40—6,00 m	loess (L. II), gălbui cu frecvente canale și pori; cu exemplare de <i>Heliocopsis dejecta</i> Crist. et Jan și <i>Chondrula trideus</i> O. F. Müller.
6,00—7,50 m	paleosol (Ps. II) constituit din orizonturi distincte — unul la partea superioară format dintr-o argilă roșcată, iar altul în bază de culoare cenușie cu concrețiuni calcaroase și pete albicioase.
7,50—9,00 m	loess (L. III) compact, cu frecvente concrețiuni calcaroase.
9,00—11,50 m	paleosol (Ps. III și Ps. IV) 2 orizonturi separate printr-un orizont de loess (L. IV). Orizontul superior (Ps. III) cu o grosime de cca 1 m, este reprezentat printr-o argilă roșie brună cu structură prismatică; orizontul inferior (cca 1 m) are culoarea roșcat-gălbui și conține frecvente concrețiuni calcaroase și pete de carbonați care îl deosebesc de solul superior.
11,50—12,50 m	loess compact, gălbui (L. V).
12,50—14,30 m	paleosol (Ps. V); este cel mai gros orizont argilos din profilul analizat. Argila are o culoare roșcată cu separații și pete ferimanganice, structura prismatică.
14,30—14,70 m	loess (L. VI); material mai argilos, alterat, cu numeroase concrețiuni calcaroase alterate, cu pete manganice și multe vinișoare de CaCO ₃ .
14,70 - ?	paleosol (Ps. VI), material cu aspect argilos-nisipos, de culoare gălbui-roșcată cu pete ferimanganice mai rare decît în orizontul superior; rare concrețiuni calcaroase.

În baza acestui orizont, o alunecare de teren acoperă profilul pe cca 1—2 m grosime. Într-o ravină din imediata apropiere, se pot urmări în continuare argilele roșii, care repauzează peste argilele galbene-violacei amestecate cu blocuri de calcare (Aptian) și de dolomite jurasice.

Depozitele de argile brun-roșcate și argile roșii din bază sînt considerate a reprezenta formațiuni din baza Pleistocenului.

Particularități granulometrice (pl. VIII; fig. a, B). Determinările granulometrice au scos în evidență faptul că fracția grosieră este slab reprezentată de-a lungul întregului profil, prezentînd valori ceva mai ridicate (cca 6%) în paleosoluri. Compoziția granulometrică a orizonturilor de loessuri este dominată de procentul mare al fracției siltice care ajunge în unele nivele la o valoare de 75%. În orizonturile superioare de loessuri valorile acestei fracții sînt cuprinse între 60—75%; în adîncime (L. VI)



procentul este de numai 45 %. Scăderea spre partea bazală a fracției loessoide are loc concomitent cu îmbogățirea în fracția argilooasă, care de la procentele de 20—25 % în orizonturile superioare ale loessului crește, ajungând în bază la 50 % (L. VI).

Cît privește compoziția granulometrică a paleosolurilor este de notat la Ovidiu, ca și la celelalte profile, îmbogățirea în argilă de la partea superioară spre baza profilului. Într-adevăr, fracția mai mică de 0,005 mm intră cu un procent de 35 % în compoziția paleosolului I, pentru ca în Ps. VI, valoarea să crească la 60 %.

Compoziția mineralogică (pl. VIII, fig. a. D). Determinările mineralogice efectuate asupra clasei nisipoase au evidențiat predominarea fracției ușoare care intră într-o proporție medie de 75—85 % față de fracția grea (cca 15 %).

Se constată o ușoară predominare a cuarțului comparativ cu feldspatul și muscovitul. La Ovidiu, cuarțul înregistrează valori aproximativ egale în loessuri și paleosoluri, exceptînd L. II unde înregistrează un maxim (cca 40 %). La distribuția feldspatului și muscovitului nu se constată variații în funcție de nivelele de loessuri și paleosoluri, valorile medii fiind de cca 25 %.

Fragmentele litice, cărora le revin numai cîteva procente din cadrul analizei globale, sînt reprezentate prin roci silicifiate și porțiuni de pastă de roci subvulcanice cu structură granofirică.

Compoziția mineralogică a fracției grele, este reprezentată cu precădere de mineralele cu rezistență scăzută, raportul dintre acestea și cele cu rezistență mare fiind de 3,67 : 1.

Dintre mineralele grupei rezistente, zirconul, rutilul, turmalina și distenul (pl. IV, fig. 1) marchează o preferință de acumulare în paleosoluri.

Granatul (almandin, grosular), prezintă o repartiție caracteristică de-a lungul profilului. Se acumulează preferențial în paleosoluri unde cantitatea urcă pînă la 38 % (Ps. III), în timp ce în loessuri se constată procente mai reduse. Este evidentă tendința acestor minerale de a se alătura grupei mineralelor rezistente, concentrate în orizonturile de paleosoluri, fapt constatat aproape fără excepție în toate profilele analizate.

Dintre mineralele cu rezistență scăzută, hornblenda verde se acumulează mai ales în loessuri (29,72 %), aceeași tendință manifestînd-o grupul epidot-zoizit și piroxenii reprezentați prin augit (0,09 %) și hipersten (0,18 %).

Această caracteristică privind acumulările mai mari ale mineralelor cu rezistență scăzută în orizonturile de loessuri, a fost evidențiată și în profilele descrise anterior.

O altă caracteristică generală a mineralelor grele puțin rezistente ca piroxenii și sillimanitul ar fi reducerea lor cantitativă spre partea inferioară a profilelor, unde perioada de alterare a fost mai intensă și de mai lungă durată.



O anomalie, este marcată la Ovidiu, de cantitatea mare de biotit și elorit găsită în partea inferioară a profilului. Așa cum s-a constatat și la Coslinești, acest prag pare să coincidă cu limita dintre ciclul nou și ciclul vechi de loessuri și paleosoluri.

VI. Dunărea

Așa cum este cunoscut din literatură, în Dobrogea sudică, repartiția loessurilor nu este uniformă, înregistrând variații în ceea ce privește grosimea, originea și vârsta orizonturilor de loessuri și paleosoluri.

În malul Dunării, schimbarea zonei geografice determină o schimbare netă a caracterului loessurilor față de ceea ce se cunoaște în zona litoralului.

În partea vestică a Dobrogei, depunerile de loessuri au grosimi variabile în unele puncte depășind 15 m, iar în alte puncte grosimea se reduce la 1–2 m. Pentru secțiunile analizate s-au găsit sectoare unde dezvoltarea orizonturilor de loessuri este maximă. Tot ca o particularitate a depunerilor din această zonă, trebuie menționată absența parțială sau totală a paleosolurilor, fapt care generează dificultăți în corelarea straturilor de loess. Așa cum remarcă și C o n c a (1970) grosimea straturilor de loess din malul Dunării este superioară corespondențelor lor din estul Dobrogei.

În ceea ce privește compoziția granulometrică, reiese că, din totalul analizelor efectuate din profilele din malul Dunării, fracția nisipoasă participă substanțial, atingând valori maxime (45 % profilul S-Cernavodă). Această compoziție indică aportul însemnat pe care îl au nisipurile Dunării, antrenate din aluviuni de către vânturi și depuse în malul Dunării într-o etapă ulterioară. Sortarea materialului pe măsura îndepărtării de sursa de origine, este evidentă, atunci când se compară compoziția granulometrică a loessurilor din malul Dunării cu cele din estul Dobrogei.

Deschiderea de la Dunărea, se află situată chiar în dreptul comunei, în malul Dunării înalt de 15–20 m și permite o bună observație a orizonturilor de loessuri și paleosoluri. Deschiderea se prezintă astfel: (pl. VIII, fig. b. A).

0,00–7,00 m	loessuri, sub forma unui material nisipos de culoare gălbui-deschis, în interiorul pachetului, se recunosc 2 intercalații cu urme slabe de solidificare;
7,00–10,00 m	paleosol (Ps. III [?]); orizont de culoare cenușiu brună cu un conținut redus de argilă, având grosimea de 3 metri; este ușor identificabil în malul Dunării;
10,00–16,00 m	loessuri nisipoase, de culoare gălbuie, lipsite de concrețiuni carbonatice.
16,00–18,00 m	argile roșii aparținând Pleistocenului inferior (2m grosime).
18,00-- ---	pietrișuri și calcare mezozoice.

Particularități granulometrice (pl. VIII, fig. b. B). Prima observație este legată de prezența în cantitate mare a nisipului (cuprins între



2—0,05 mm), de-a lungul întregului profil, atât în loessuri (35 %) cât și în paleosoluri (20 %).

Fracția grosieră scade brusc în argilele din baza profilului. Compoziția granulometrică este dominată de prezența fracției silteice ale cărei valori maxime — 60 % — se află în orizonturile de loess, media pe profil fiind cuprinsă între 50—53 %.

Deși mai scăzută procentual (48—52 %) în orizontul de paleosol (Ps. III) fracția loessoidă, este totuși mai ridicată în comparație cu profilele anterioare.

În schimb, fracția argiloasă prezintă o distribuție aproximativ uniformă de-a lungul profilului, marcând creșteri firești în orizontul de paleosol (32 %); media conținutului fracției argiloase pe profil este de 24,5 %.

Compoziția mineralogică (pl. VIII, fig. b. D). În profilul de la Dunărea mineralele fracției ușoare sînt predominante, avînd în cadrul analizei totale o majoritate netă (cca 87 %). În distribuția mineralcelor fracției ușoare, intervin însă schimbări, marcate de scăderea vizibilă a cantității de cuarț (32 %, media celor 7 probe analizate) în comparație cu muscovitul și feldspatul, ultimele 2 în proporție relativ egală (33,72 % și respectiv 31,09 %).

Fragmentele de roci, reprezentate prin cuarțite, porfire și silicolite, se găsesc mai ales în orizontul superior de loessuri și lipsesc în paleosoluri.

Mineralele grele transparente reprezintă circa 8 % din totalul analizei globale (pl. VIII, fig. b. D). Urmărind însă variația conținutului în minerale grele (pl. III; fig. 2) în acest profil se constată valori crescute în loessuri (9 %) în timp ce în intercalația de soluri fosile, procentul este de numai 5 %.

Dintre mineralele fracției grele predominanța granaților este notă, constituind particularitatea mineralogică a acestui profil.

Comparînd repartitia procentuală a granatului pe profil, se constată o acumulare mai accentuată în paleosoluri (în medie 46,68 %) și mai scăzută în loessuri (în medie 34 %). Această proporție apropie conținutul în granați de cel al grupei mineralelor grele rezistente care, așa cum s-a constatat, prezintă acumulări preferențiale în paleosoluri.

Raportînd mineralele cu rezistență mică la cele cu rezistență mare, în profilul de la Dunărea, proporția este de 1,92 : 1.

Analizînd în continuare comparativ conținutul de minerale rezistente transparente, din loessuri și paleosoluri, se constată că zirconul, turmalina, rutilul (pl. IV, fig. 6), staurolitul și distenul se acumulează cu precădere în paleosoluri; au fost identificate și cîteva granule de turmalină galbenă magneziană și altele albastre de indicolit. Dintre mineralele cu rezistență mică, hornblenda domină procentual cu o medie pe profil de 22 %. Tendința de acumulare a mineralcelor mai puțin rezistente în orizonturile de loessuri este evidentă la profilul Dunărea în cazul hornblendei, glaucofanului, epidotului și sillimanitului; cloritul, piroxenii (augit, hipersten) și biotitul, au valori reduse aproximativ egale pe profil, în timp ce spineli, sfenul, actinotul, anatazul și monazitul au un caracter accesoriu.



VII. Rasova

Secțiunea analizată se află în partea de nord a comunei în malul Dunării, fiind probabil și locul unde a fost descris anterior un detaliat profil pedologic (C o n e a, 1970).

Descrierea profilului este următoarea (pl. VIII, fig. c. A).

0,00—6,30 m	loess (L. I); loess nisipos, de culoare gălbuie, carbonație cu HOI; conține resturi de gasteropode terestre. Spre bază, un orizont de culoare mai închisă (slab humificat?);
6,30—6,80 m	paleosol (Ps. I); orizont brun-cenușiu; structură poliédrică;
6,80—7,10 m	loess (L. II); orizont cu grosime redusă, la partea superioară urme de carbonați;
7,10—7,80 m	paleosol (Ps. II); argilă brun-cenușie, cu o grosime ce pare a crește spre capătul nordic al deschiderii;
7,80—9,80 m	loess (L. III); culoare gălbuie, nisipos, slab cfer-voșcent.
9,80—11,30 m	paleosol (Ps. ?); orizont argilos roșu cu numeroase concrețiuni carbonatice; lipsit de structură. Acest orizont a fost descris drept paleosol III, ținându-se seama de caracterele structurale și de poziția în profil. În descrierile noastre pe teren, a fost interpretat de asemenea ca paleosol III. În urma rezultatelor analizelor mineralogice, s-a ajuns la concluzia că acest orizont aparține grupului de argile din baza Pleistocenului; asupra acestui lucru se va reveni.
11,30—14,00 m	orizont de pietriș și bolovani rulați.
14,00—16,00 m	argile roșii-brune (Pleistocen inferior).

Particularități granulometrice (pl. VIII, fig. c. B). Ca și în profilul Dunărea, se remarcă abundența fracției nisipoase, repartizată uniform de-a lungul profilului, cu valori medii de cca 20%. Procentul mare de nisipuri, care imprimă caracterul mai grosier al loessului de la Rasova, constituie o particularitate a depunerilor pe malul Dunării.

Clasa siltitică constituie fracția dominantă, în alcătuirea loessurilor și paleosolurilor superioare, scăzând brusc la nivelul orizontului de argile roșii, de la partea superioară a pietrișurilor. Valorile medii la partea superioară a profilului sînt cuprinse între 50—55% în timp ce la partea inferioară valorile acestei clase scad la 26%.

Fracția argilooasă este redusă cantitativ în comparație cu profilele din zona litoralului, confirmînd observațiile făcute și la profilul Dunărea. Cantitatea medie de argile din loessuri variază în jurul cifrei de 18%, iar în paleosoluri este de 45% (Ps. I) și 33% (Ps. II).

Compoziția mineralogică (pl. VIII, fig. c. D). O primă observație legată de compoziția mineralogică a loessurilor și paleosolurilor de la Rasova, este cantitatea relativ redusă de minerale grele, deși probele au mult



mai accentuat caracterul nisipos, decît în cazul profilurilor din partea estică a Dobrogei.

O altă observație se referă la cantitatea scăzută de cuarț (18 -22 %) asemănătoare cu cea constatată la Dunărea, avînd explicația în sursa de alimentare comună și condițiile identice de transport din Pleistocen.

Muscovitul și feldspații reprezentați cu precădere prin grupa plagioclazilor și mai puțin a ortoclazilor, se prezintă rareori sub formă de prisme, și cel mai adesea cu contururile subrotunjite (pl. V; fig. 6) participă la alcătuirea mineralogică a loessurilor și paleosolurilor cu valori medii de 36 % și respectiv 29 % și din acest punct de vedere, rezultatele pot fi paralelizate cu cele de la Dunărea.

Cantitatea de minerale grele transparente (pl. VIII, fig. e. D) este aproape dublă (9 %) în loessuri comparativ cu paleosolurile (4 %) confirmînd constatarea făcută și la profilul Dunărea.

Este demn de reținut netă predominare a granaților cu contururi angulare sau rotunjite în funcție de aria provenienței lor, cu o repartitie aproape uniformă în loessuri și paleosoluri.

Turmalinei (pl. III, fig. 4) îi revin în genere valori scăzute, sensibil mai mici în paleosoluri. Ca și la Dunărea, se observă cantitatea scăzută de hornblendă de-a lungul profilului, îndeosebi în nivelele de paleosoluri (12 %); de asemenea grupa epidot-zoizit este mai slab reprezentată la Rasova (ca și la profilul Dunărea), decît în restul profilurilor analizate, din partea estică a Dobrogei.

Scăderea hornblendei, epidot-zoizitului, minerale puțin rezistente, în profilele de pe malul Dunării, pare să contrazică vîrsta mai recentă a acestor depozite.

Au fost întîlnite și granule de rutil cu zone de supracreștere (pl. IV, fig. 3), unele cu marginile mai decolorate, iar altele cu marginile brune opacizate, și numai studiul cu microsonda ar putea elucida natura mineralogică a zonelor marginale.

VIII. Seimenii Mari

Secțiunea analizată se află în comuna Seimenii Mari, fiind reprezentată exclusiv prin loessuri, prezentînd un evident caracter nisipos. Deși în literatură este menționată prezența unui orizont de argile roșii în baza loessurilor, în cercetările de teren din anul 1973, nu s-au întîlnit nici soluri fosile, nici argilele roșii pleistocene în acest punct.

Profilul de la Seimeni, indică un pachet de loess de circa 9 m grosime (pl. IX, fig. a, A) cu un conținut mare de nisip, care permite încadrarea acestor depozite în categoria nisipurilor fine, slab coezive.

Particularități granulometrice (pl. IX, fig. a. B.). Analizele granulometrice au confirmat prezența unui procent ridicat de nisip, media pe profil atîngînd valoarea de 24 %. La unele nivele caracterul nisipos este mai accentuat (adîncimea 4 m—31 %) înregistrînd una dintre cele mai ridicate valori procentuale.



Clasa siltică constituie componenta dominantă de la Seimenii Mari, revenind în medie 59,42 %. Creșterea cantității de nisip și menținerea în limitele normale a clasei siltitice, se face în detrimentul fracției argiloase, care scade la o medie pe profil de 16 %.

Compoziția mineralogică (pl. IX, fig. a D). Analiza mineralogică totală, efectuată pe clasa grosieră, dintr-un număr de 7 probe de loessuri arată predominarea mineralelor fracției ușoare (feldspat, muscovit, cuarț) cu un procent total de circa 80 %; mineralele grele transparente apar în cantități relativ normale (cca. 11 %) restul revenind mineralelor opace și fragmentelor de roci.

Fragmentele de roci sînt reprezentate prin silicolite, cu contururile rotunjite și rare concrețiuni silicioase.

Caracteristica mineralogică a acestui profil, este redată de cantitatea mare de feldspat, care depășește în general media concentrației din alte profile (36,21 %). Analizînd conținutul mare de feldspați din acest profil, se menționează abundența feldspaților ortoclazi, alături de plagioclazi (albit și oligoclaz).

Într-o proporție relativ ridicată se află și muscovitul (în medie 29 %), în schimb cuarțul indică o cantitate medie redusă (16 %) apropiind mineralogic profilul de la Seimeni, cu cele de la Rasova și Dunărea. Raportul dintre mineralele grele transparente cu rezistență redusă și mineralele cu rezistență ridicată este favorabil celor dintîi (2,19 : 1).

Dintre mineralele grele (pl. IX, fig. a, D) se remarcă predominarea granatului, caracteristica înregistrată și la celelalte profile din sectorul estic al Dobrogei (35,4 %).

O analogie mineralogică, pentru secțiunile din această parte a Dobrogei, pare a reprezenta și cantitatea redusă de epidot-zoizit în comparație cu cea din regiunea litoralului. La Seimenii Mari, cantitatea de epidot-zoizit este de 2,78 %. În rest acumulările de minerale grele transparente se înscriu în limitele înregistrate în profilele citate, chiar dacă se iau în considerație și cantitățile foarte reduse de minerale accesorii, ca anataz, monazit, apatit, sillimanit, brookit, glauconit, augit, etc.

IX. Cernavodă

Profilul analizat se află în malul Dunării la cca 2 km S de podul Cernavodă. Tot acest sector este puternic fragmentat de torenții care au generat adevărate canioane în loessuri, pe grosimi de circa 12—15 m. Din cauza frecvențelor altucări, baza profilelor este măscată, astfel că secțiunea aleasă nu este completă (pl. IX, fig. b. A). Nu a fost posibilă identificarea unor intercalații de argilă roșie, deși ele sînt citate în literatură (C o n e a, 1970). Loessurile se prezintă sub forma unor nisipuri prăfoase, de culoare gălbuie, iar spre bază materialul se prezintă tasat.

Analizele granulometrice (pl. IX, fig. b. B) au pus în evidență pentru loessurile de la Cernavodă, cel mai mare conținut de nisip din profilele din Dobrogea de sud (30—45 %).



Clasa silică predomină în partea superioară a profilului (51 - 68 %) ; spre jumătatea sa inferioară scade simțitor, ajungând în bază la valoarea de 37 %.

Fracția argiloasă într-o cantitate redusă se prezintă relativ uniform, de-a lungul profilului, variind între 14 - 18 %.

Subliniind particularitățile granulometrice ale profilului de la Cernavodă, se poate menționa caracterul nisipos al loessului pe de o parte, iar pe de altă parte, gradul relativ de sortare a granulelor, în sensul accentuării caracterului grosier în partea inferioară a profilului. Această particularitate ar părea contradictorie cu depunerea coliană a loessurilor.

Compoziția mineralogică (pl. IX, fig. b. D). Din punct de vedere mineralogic, profilul de la Cernavodă nu oferă variații de ordin calitativ și cantitativ. Predomină mineralele fracției ușoare (cuarțul - pl. V, fig. 1 -, feldspatul, muscovitul, cea 93 %), care au o distribuție relativ uniformă de-a lungul profilului. Feldspații, reprezentați mai ales prin plagioclazi (albit-andezin) și șase granule de ortoclazi, reprezentând dezamestecuri pertitice și muscovitul, cu cantități procentuale de cea 33 %, pentru ambele, marchează ușoare creșteri în comparație cu cuarțul (28 %).

Cantitativ, mineralele grele transparente le revine un procent de cea 3,5 %.

Particularitatea care se desprinde din analiza fracției grele este predominarea granatului - 35 - 32 % - constatare valabilă pentru toate profilele din malul Dunării. De asemenea, epidotul și zoizitul, se mențin cu valori scăzute în limitele semnalate în toate profilele din partea vestică a Dobrogei.

Celelalte minerale grele (hornblendă, staurolit, rutil, zircon, etc.) au fost întâlnite în cantitățile menționate, inclusiv mineralele cu caracter accesoriu (actinot, sillimanit, brookit, sfen, etc.).

X. Băneasa

În marginea de vest a comunei, se găsește mai multe deschideri unde, pe cea 15 m, se pot urmări caracterele structurale ale loessurilor. Din numeroase aflorimente cercetate în zona comunei, s-a desprins constatarea că loessurile din acest sector au o repartitie cu totul neuniformă, îmbrăcând versanții calcaroși cu o pătură distribuită total neregulat. Pe unele ripe, un versant este acoperit de loess, pe cînd celălalt este lipsit de această manta ; în alte puncte s-au identificat loessuri cu grosimi de 10 - 15 m, pentru ca în imediata apropiere a aflorimentului cuvertura de loessuri să se reducă la 1 - 2 m.

Aceste observații corelate cu datele de ansamblu ale loessurilor din Dobrogea de sud, ar argumenta în favoarea unei origini diferite pentru materialul de la Băneasa, la a cărei formare, fenomenele de spălare și redepunere a materialului au jucat un rol important. Pentru aceste motive, acumulările prăfoase-nisipoase de la Băneasa pot fi încadrate ca depozite loessoide, termen utilizat și pentru alte depozite cu caracter similar dezvoltate în țara noastră.



Profilul de la Băneasa, se prezintă astfel (pl. IX, fig. c. A).

0,00—7,50 m	loessuri (L. I) — loessuri nisipoase; unele orizonturi ușor cimentate; canale la partea superioară.
7,50—8,00 m	paleosol (Ps. I); orizont slab argilos, calcaros, culoare cenușie.
8,00—10,00 m	loess (L. II); material mai compact, astructurat; spre bază pelicule de carbonați.
10,00—10,80 m	paleosol (Ps. II); orizont de culoare închisă, cenușiu-gălbui, cu rare vinișoare de carbonați; rare resturi de gasteropode terestre.
10,80—12,00 m	loess (L. III) compact, de culoare gălbuie; canale foarte fine, calcaros.
12,00—	paleosol (Ps. III ?); orizont argilos, de culoare cafe-nie-brună; diaclaze umplute cu loess, de la partea superioară.

Particularități granulometrice (pl. IX, fig. c. B). Și la Băneasa caracterul nisipos al depozitelor loessoide este evident, procentul clasei grosiere fiind cuprins între 15—20 % pentru loessurile superioare, iar pentru cele din partea inferioară este de 10 %.

Clasa siltitică participă cu un procent mare (60—65 %), constant în toate probele de loessuri analizate, găsindu-se în cantitate mare, chiar în intercalațiile de paleosoluri (50—57 %).

Componența argiloasă se găsește în cantități foarte reduse în loessuri (15—20 %) crescând mult în solurile fosile (40 % în Ps. III).

Componența mineralogică (pl. IX, fig. c. D). Acest profil, prezintă asemănări compoziționale cu profilele analizate din malul Dunării, deși nu este localizat pe același aliniament.

Dintre caracteristicile mineralogice ale profilelor din estul Dobrogei, valabile și pentru profilul de la Băneasa, menționăm valorile procentuale scăzute (în medie 17,40 %) ce revin cuarțului. Urmărind distribuția cuarțului pe profil se observă o predominare ușoară în paleosoluri, particularitate înregistrată constant în secțiunile din Dobrogea analizate pînă acum. Dintre mineralele fracției ușoare, la Băneasa, muscovitul prezintă cea mai mare valoare (39 %); într-o cantitate relativ ridicată se găsește și feldspatul cu cea 33 %.

Mineralele grele le revin cea 6 % din totalul analizei microscopice.

O altă caracteristică verificată și în cazul profilului Băneasa, o constituie frecvența aproape constantă procentual a granațiilor, care reprezintă 32 % din fracția grea. Prin valorile cantitative ușor crescute în paleosoluri, granatul se apropie de grupa mineralelor rezistente, al căror raport cu mineralele mai puțin rezistente este de 1 : 2,05. Din grupa mineralelor rezistente, staurolitul, rutilul și zirconul, manifestă o acumulare ceva mai mare în paleosoluri, spre deosebire de cele mai puțin rezistente care au valori crescute în loessuri, ca hornblenda, biotitul, piroxenii și silimanitul.



XI. Cobadin

Cariera de cărămidă din marginea comunei Cobadin, exploatează pe circa 10 m grosime loessuri nisipoase de culoare gălbui. Pe un singur perete al exploatării (acela dinspre comună) în prima jumătate a profilului, se remarcă prezența a 2 intercalații mai argiloase, de culoare cenușie care ar putea reprezenta primele 2 soluri fosile. Primul orizont are o grosime de 60 cm și este reprezentat printr-un sol cenușiu (cernoziom?) separat prin 1,5 m loessuri de al doilea orizont (Ps. II) mai argilos și cu o grosime mai mare (0,80—1 m — pl. IX, fig. d. A).

Particularități granulometrice (pl. IX, fig. d. B). Particularitățile granulometrice reies din predominarea clasei psamitice cu valori medii de 56%. Cantitatea de nisip este mai mică decât în profilele din malul Dunării ajungând la cca 10%. Frația argilooasă prezintă valori estimate între mediile înregistrate în zona estică și cele din partea vestică a Dobrogei (30—37%).

Compoziția mineralogică (pl. IX, fig. d. D). Mineralele fracției ușoare predomină net, reprezentând cca 89% în toate analizele mineralogice, restul revenind mineralelor grele, mineralelor opace și fragmentelor de roci. Și la Cobadin, cuarțul marchează valori scăzute (20%), în schimb, feldspatul apare în cantitate mare — 38% — predominând și asupra muscovitului (31%).

Dintre mineralele grele transparente, granații (grossular și foarte rar pirop) se află în cantitatea cea mai mare (în medie 32%), valoare apropiată de cea constatată la Băneasa (pl. IV, fig. 7). De asemenea este de remarcat cantitatea medie (9%) de epidot-zoizit (pl. V, fig. 5) cifră apropiată de cea constatată și la Băneasa, evident însă mai crescută față de profilele din malul Dunării.

Hornblenda se găsește într-o cantitate destul de ridicată (21%); în rest conținuturile de minerale grele — rutilul (pl. IV, fig. 9), turmalina, zirconul, staurolitul, distenul (cu numeroase rupturi în unghi drept) se înscriu în limitele normale constatate și la celelalte profile.

C) PARTICULARITĂȚI DESPRINSE DIN STUDIUL MINERALOGIC AL LOESSURILOR ȘI PALEOSOLURILOR

Datele analizelor microscopice ale oclor 125 probe, corelate cu rezultatele analizelor difractometrice, termodiferențiale și în infraroșu, au permis obținerea unor concluzii, privind compoziția mineralogică a loessurilor și paleosolurilor din partea de sud a Dobrogei. Informațiile de care dispune în prezent literatura noastră de specialitate în legătură cu acest domeniu, sînt reduse și rezumate doar la compoziția mineralogică a argilelor din soluri.

În fracția grosieră din loessuri și paleosoluri, analizele executate cu ocazia prezentului studiu sînt primele de acest gen. Din acest motiv, corelările cu alte regiuni din țară nu sînt posibile.



Loessurile și paleosolurile, sînt constituite din aceleași specii minerale, atît în partea de est a Dobrogei, cît și în partea de vest, cu deosebiri de ordin cantitativ.

Fracția ușoară este reprezentată prin cuarț, feldspat și muscovit, iar fracția grea prin granați, hornblendă, minerale opace, epidot-zoisit, staurolit, disten, rutil, zircon, turmalină, biotit, clorit, la care se adaugă o serie de minerale cu caracter accesoriu ca: piroxeni, sfen, sillimanit, monazit, anataz, brookit, cloritoid, andaluzit, actinot, glaucofan, apatit și ceylonit.

O caracteristică mineralogică a loessurilor paleosolurilor din Dobrogea de sud se referă la predominarea netă a mineralelor fracției ușoare cu procente care ating frecvent valorile de 75–90%.

Mineralele grele (fig. 1) însumează procente foarte mari cuprinse între 3–15%, evidențiindu-se conținuturi mai ridicate, în general în profilele din malul Dunării.

Analizînd conținuturile în minerale ușoare, se conturează anomalia legată de conținutul în cuarț (fig. 4), care scade cantitativ în sectorul dunărean; într-adevăr, dacă în profilele de pe malul Mării Negre, cantitățile de cuarț, feldspat și muscovit sînt aproximativ egale (în medie 30%), în toate secțiunile din malul Dunării, cuarțul înregistrează valori scăzute (16–20%), în favoarea feldspatului și muscovitului.

În ceea ce privește particularitățile mineralelor din fracția grea, o primă observație se referă la numărul de specii minerale superior în profilele din partea estică a Dobrogei, în comparație cu cele din zona vestică.

O altă observație este legată de repartiția granatului care în sectorul estic prezintă valori de 16–24%, iar în sectorul Dunării, crește substanțial la peste 35% (fig. 4).

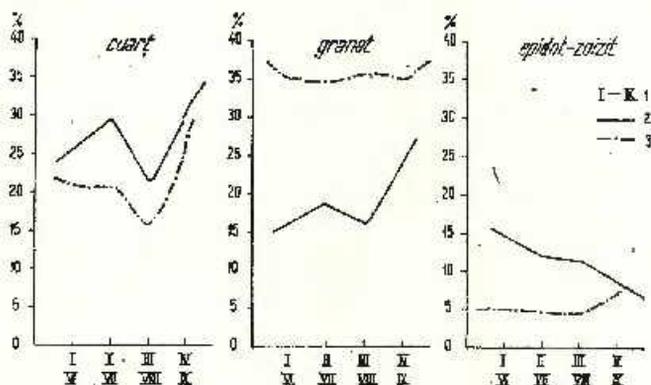


Fig. 4. — Variația conținutului în cuarț, epidot-zoisit și granat în profilele de loess din Dobrogea.

Variation de la teneur en quartz, en épidote-zoisite et en granat dans les profils de loess de la Dobroudja.

De asemenea, se constată diferențe evidente în ceea ce privește conținuturile de epidot și zoizit (fig. 4). În secțiunile din faleză, cantitatea de epidot-zoizit se dublează în comparație cu cea din malul Dunării (media conținuturilor pe malul mării 12%; media conținuturilor pe malul Dunării 5 %).

Ținându-se seama de particularitățile menționate, privind compoziția mineralogică a loessurilor și paleosolurilor din cele 2 sectoare ale Dobrogei de sud, se poate presupune existența unor surse de alimentare diferite. În sectorul vestic materialul provenit din șesul aluvionar al Dunării a fost reluat de vânturile dominante din partea de est și depus pe malul înalt al Dobrogei.

Observațiile de natură mineralogică, sînt confirmate și de analizele granulometrice, care pun în evidență prezența unui material mai grosier în cantitate net superioară în sectorul văii Dunării (fig. 5). Astfel, fracția nisipoasă, la Seimenii Mari, Cernavodă, Dunărea și Rasova, participă cu procente cuprinse între 20 — 34% în timp ce, în profilele din zona de est a Dobrogei, valorile sînt cuprinse între 1—18%.

Diferențele de ordin granulometric nu pot fi puse pe seama sortării materialului, de către vînturile de NW, așa cum este menționat în literatură (C o n e a, 1970). Este greu de admis originea comună a materialului loessoid din vest și est, chiar la nivelul loessurilor superioare, deoarece diferențele mineralogice constatate sînt edificatoare, începînd chiar cu primele probe de la suprafața profilelor.

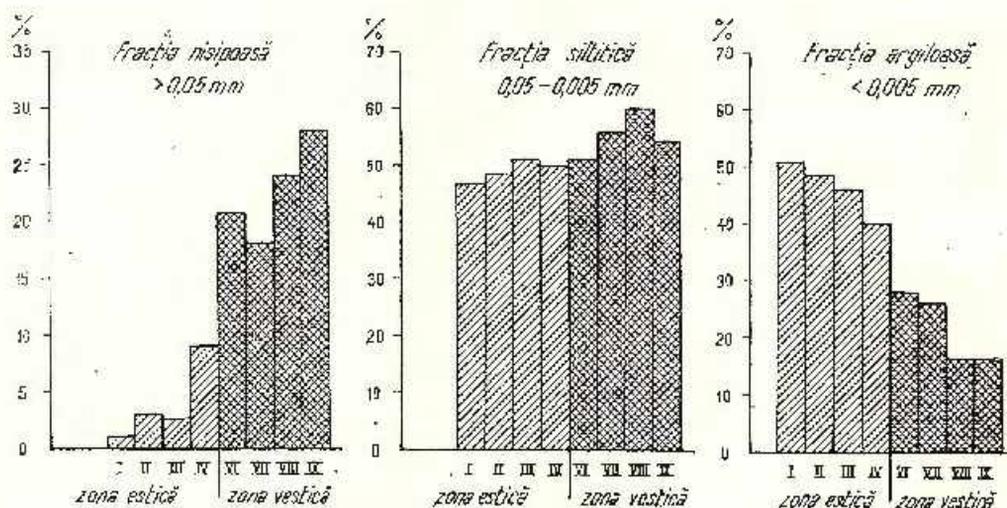


Fig. 5. — Compoziția granulometrică a loessurilor și paleosolurilor din Dobrogea de sud.
Composition granulométrique des loess et des paléosols de la Dobroudja méridionale.

Mai rațională apare ipoteza că depunerile de loessuri din zona litoralului, au surse diferite, fie în aluviunile marine (îngroșarea loessurilor numai în zona litoralului, ar fi o dovadă în acest sens), fie în materialul adus din zona platformei est-europene, în timpul Cuaternarului. Asupra originii prafulor care au generat loessurile, se va putea discuta detaliat, cînd programul de cercetări ale loessurilor se va extinde în toată Dobrogea.

Analizînd repartiția mineralelor fracției ușoare se poate arăta că între loessuri și paleosoluri nu există în general diferențe cantitative importante. Totuși, examinînd cele 7 profile unde loessurile și paleosolurile sînt bine dezvoltate, se constată mici variații privind repartiția cuarțului și muscovitului. Cuarțul prezintă valori medii crescute în paleosoluri, în 3 dintre profilele analizate (N-Constanța, S-Constanța și Băneasa), în celelalte 4 profile, valorile fiind aproape egale în loessuri și paleosoluri. Muscovitul, în cantități egale în paleosoluri și loessuri în majoritatea profilurilor, apare totuși în 3 secțiuni (S-Constanța, N-Constanța și Agigea) predominant în loessuri. Feldspatul prezintă valori aproximativ egale, atât în loessuri cît și în paleosoluri, în toate secțiunile descrise. De asemenea, s-a constatat că în unele sedimente printre care sînt și loessurile, mineralele grele se comportă diferit în procesele de alterare și transport. Dintre mineralele rezistente întotdeauna sînt prezente rutilul, turmalina, zirconul, staurolitul, distenul, minerale cu o rezistență medie, granații, iar dintre mineralele puțin rezistente, cloritul, biotitul, piroxenii, hornblendă, epidot-zoizitul și sillimanitul.

O caracteristică a loessurilor și paleosolurilor din Dobrogea de sud, este raportul întotdeauna excedentar în care se găsesc mineralele cu rezistență mică față de mineralele cu rezistență mare. Acest raport a fost menționat pentru fiecare profil în parte și corespunde raportului constatat în general și de alți cercetători pentru partea de SE a Europei.

În majoritatea profilurilor, mineralele cu rezistență mare, marchează procente ridicate în intercalațiile de paleosoluri. Din acest grup, frecvența în ordine în paleosoluri este următoarea: turmalină, staurolit, rutil, zircon și disten. De asemenea granații înregistrează în mod constant, plusuri în paleosoluri, comportîndu-se ca mineralele cu rezistență ridicată.

Mineralele cu rezistență scăzută, manifestă o tendință generală de acumulare sporită în loessuri, observîndu-se următoarea ordine de frecvență: epidot-zoizit, piroxenii, hornblendă, biotit, clorit.

De asemenea din grupul mineralelor rezistente cu caracter accesoriu, menționăm: sfenul, cloritoidul, anatazul, brookitul, monazitul și ceylonitul (din grupul spinelilor), cu o ușoară ascendență procentuală în profilele din falcaza Mării Negre.

Examinarea morfoscopică a granulelor, demonstrează acumularea preferențială a granulelor colțuroase de cuarț în loessuri (L. I-Costinești, L. IV-Agigea, L. II - N. Constanța, L. III și L. IV-Dunărea) și a celor rotunjite în paleosoluri (Ps. IV - Agigea, Ps. V - N. Constanța). Din acest punct de vedere, granații se aseamănă cu cuarțul, observîndu-se predominarea granulelor cu un grad de rotunjire mai mare în paleosoluri (Ps. II - S. Constanța, Ps. IV N. Constanța, Ps. III - Dunărea).

Spre deosebire de fracția grea, în care participarea mineralelor cu forme cristalografice idiomorfe este ceva mai accentuată, fracția ușoară conține destul de rar cristale idiomorfe.

Forma, dimensiunile relativ reduse și suprafețele granulelor, ca și transformările suferite de acestea (alterări, aşchieri) dovedesc existența unor cicluri de transport și depunere, prin remanieri repetate, fenomene normale în cazul loessurilor.

Varietatea speciilor minerale, a căror proveniență trebuie căutată în roci eruptive, roci metamorfice sau roci sedimentare, nu permite stabilirea unor provincii petrografice distincte ca surse de alimentare. Cum agentul de transport principal a fost vântul, este greu de stabilit din acest punct de vedere în ce măsură platforma est-europeană, Dobrogea sau Cîmpia Română au furnizat materialul de origine pentru formarea loessurilor din partea de sud a Dobrogei. S-a menționat de altfel, un aport direct din aluviunile paleo-Dunării pentru loessurile din sectorul Cernavodă — Rasova. În afara acestui material unele deosebiri în modul de prezentare a granulelor de granați, par a indica de asemenea o sursă foarte apropiată. Astfel, în secțiunile microscopice analizate, s-au recunoscut granați cu aspect retromorfozat (pl. IV, fig. 7) foarte asemănători celor din seria șisturilor cristalofiliene mezozonale retromorfozate din Dobrogea. De asemenea, cloritoidul cu aspect proaspăt, ar putea avea originea în șisturile filitice cu cloritoid din Dobrogea.

Rezultatele studiilor palinologice efectuate pe probe din trei profile din Dobrogea (Ilieșcu, Cioflica, 1962; Păunescu, Mogoșanu, Cîrciumaru, 1972) oglindesc caracterul stepic, slab silvostepic, argumentat atât de asociațiile lemnoase cât și de raportul arbori-plante ierboase. Dintre arbori sînt predominante coniferele, reprezentate în principal prin *Pinus* și mai puțin prin *Picea*, adăugîndu-se *Abies* și *Carpinus*; plantele ierboase sînt reprezentate prin: chenopodiacee, graminee și compozite dintre care abundă genul *Artemisia*. Cîrciumaru⁴ consideră pentru 2 profile analizate (Mamaia Sat și Costinești) că partea inferioară se caracterizează prin aspectul stepic, iar partea superioară silvostepic pînă la silvestru.

D) CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE ASUPRA LOESSURILOR ȘI PALEOSOLURILOR

Dovezile de ordin paleontologic asupra loessurilor studiate în această lucrare se rezumă la asociațiile de vertebrate fosile, descrise în loessurile și paleosolurile din peșterile Dobrogei (Samson, Rădulescu, 1964).

Descifrarea oscilațiilor paleoclimatice din timpul depunerii loessurilor pe baza analizelor sporopolinice nu a condus pînă în prezent la rezultate concludente. Pentru aceste motive, încercările de stabilire a unei cronologii,

⁴ Pentru examinarea polinică a probelor de la Costinești îi mulțumim și pe această cale.

valabilă pentru loessurile și paleosolurile din Dobrogea, au fost făcute pînă acum ținîndu-se seama în principal de criteriile paleopedologice (Conea, 1970). Astfel, orizonturile de soluri fosile mai slab dezvoltate de la partea superioară a profilelor de loess, au fost atribuite unor interstadiale ale Würmului, iar solurile fosile argiloase bine dezvoltate, au fost considerate ca depuse în interglaciare. Conform acestei interpretări, au fost identificate mai multe grupe de soluri: grupele de soluri III și V sînt considerate ca soluri interglaciare, respectiv Riss/Würm și Mindel/Riss. În aceeași lucrare, Conea menționează un loess mindelian puternic alterat. Din această interpretare pedologică, reiese că loessurile și paleosolurile din Dobrogea, s-ar fi depus într-o succesiune completă începînd din Pleistocenul inferior și pînă în Würm. În ultimii ani, s-au pus în evidență resturile unei industrii paleolitice pe teritoriul Dobrogei de sud. Prima mențiune aparține lui Valoch (1968), care a descris într-o stațiune descoperită la Mamaia Sat, un inventar litic, reprezentat în afara unor resturi naturale și a deșeurilor, mai multe sute de piese tipice. Din punct de vedere tipologic, stațiunea de la Mamaia Sat se încadrează în industriile Paleoliticului mediu, nefiind mai veche decît ultimul interglaciare. La Mamaia Sat, uneltele au fost găsite în cele 3 nivele de soluri inferioare fosile (III, IV, V). Acest fapt a readus în discuție posibilitatea existenței în timpul Würmului a unui număr mare de perioade de alterare a loessurilor ca urmare a schimbărilor climatice din ultimul interglaciare. Valoch, a interpretat profilul de la Mamaia Sat astfel: grupele de paleosoluri V, IV și III ar corespunde complexului Stillfried, răspîndite în toată Europa centrală reprezentînd Eemianul și interstadiile Amsersfoord și Brörup; grupele de soluri II și I din același profil, ar fi produsele oscilațiilor climatice din Würm mediu și superior (ultimul ar reprezenta Stillfried B).

Inventarul arheologic din Dobrogea a fost reconsiderat recent de către Păunescu, Mogoșanu, Cîrciumaru (1972). Autorii ajung la concluzia că piesele găsite la Mamaia Sat, Saligny, Peștera și Cheia aparțin Paleoliticului mediu (Musterian) care se prezintă fie sub forma unui facies tipic fie a unui facies denticulat.

Într-o lucrare comunicată recent, prezența unor piese paleolitice a fost menționată și în profilul de la Ovidiu - Nazarcea (Ghenea, Codareea, 1974).

Piesele au fost recoltate în proporție de 90% din paleosolul V, celelalte au fost găsite în paleosolul IV; materialul litic cuprinde un număr relativ mare de piese atipice de silix (bulgări spârți, deșeurii de prelucrare) precum și unele piese tipice. Se recunosc așchii lucrate în tehnica levallois, și non levallois, cu talon neted sau fațetat. Ținînd seama de tehnica în care au fost lucrate aceste piese, s-a afirmat că la Ovidiu-Nazarcea există același facies musterian identificat și la stațiunea de la Mamaia Sat.

Acestea sînt elementele de care se dispune în prezent pentru discutarea vârstei loessurilor din Dobrogea de sud.

În ultimii ani, s-au făcut o serie de încercări pentru a se pune în evidență condițiile climatice din timpul depunerii loessurilor folosind



datele polinice. Rezultatele acestora corelate cu datele privind poziția uneltelor paleolitice descoperite în loessuri par a justifica concepția despre un Würm caracterizat printr-un număr mare de perioade de alterare a loessurilor. Totuși, încadrarea într-o schemă stratigrafică riguroasă a loessurilor și paleosolurilor din partea de sud a Dobrogei, apare dificilă, mai ales că observații geologice și pedologice mai recente din Europa, asupra unor profile de loessuri, considerate clasice pentru stabilirea unor secvențe stratigrafice a loessurilor Würmiene au arătat unele puncte de vedere noi.

Pentru acest motiv, în stadiul actual al cercetărilor, este mai potrivit să se vorbească despre un ciclu al „loessului recent”, în care sînt incluse loessurile și paleosolurile caracterizate prin industria musteriană descoperită în cele 2 aflorimente : de la Mamaia Sat și Ovidiu-Nazarcea.

În al doilea ciclu al „loessurilor vechi”, ar fi încadrate loessurile situate sub paleosolul V. Este vorba despre orizonturile întîlnite în partea estică a Dobrogei, cu materiale puternic alterate, motiv pentru care caracterele de loessuri nu mai pot fi identificate cu suficientă certitudine. De asemenea în această categorie, ar fi inclus și paleosolul foarte bine dezvoltat de la Ovidiu-Nazarcea și sud Costinești, separat în profilele descrise drept Ps. VI. Este de subliniat că în malul Dunării, ciclul loessului vechi, lipsește.

În această interpretare stratigrafică, cea mai mare parte a loessurilor și paleosolurilor din Dobrogea de sud, sînt atribuite ultimului interglaciar și glaciațiunii Würm. Concluziile par a contrazice interpretările paleopedologice în care paleosolurile III, IV și V reprezentate prin soluri evoluat ajung pînă în interglaciarul Mindel-Riss. Punerea de acord a datelor pedologice și arheologice, ar urma să clarifice definitiv această problemă. Pînă atunci, utilizarea denumirilor de loess recent și loess vechi nu ar avea implicații foarte exacte din punct de vedere stratigrafic, separarea în aceste două mari categorii fiind argumentată de prezența unei industrii musteriene în loessurile recente.

1. Analizele granulometrice executate cu ocazia prezentului studiu au pus în evidență predominarea clasei siltitice (0,05 — 0,005 mm) în toate loessurile Dobrogei de sud. De asemenea, au fost identificate loessuri cu caracter net nisipos (clasa mai mare de 0,05 mm = 45%) în malul Dunării și a unor loessuri mai argiloase în zona litoralului. Aceste caracteristici se suprapun și unor particularități de ordin mineralogic : numărul mai redus de specii minerale în partea de vest și diferențe procentuale între aceleași specii minerale în estul și vestul Dobrogei. Pentru acest motiv originea materialelor care au generat loessurile din sectorul estic și vestic pare a fi diferită.

2. Din punct de vedere mineralogic, loessurile sînt caracterizate prin predominarea netă a mineralelor ușoare (75 — 90%); mineralele grele transparente (3 — 15 %) participă cu un procent relativ mare față de media obișnuită admisă pentru sedimente.



3. Nu s-au constatat diferențe mineralogice de ordin calitativ în ceea ce privește compoziția loessurilor și paleosolurilor din Dobrogea de sud. Deosebirile constatate privesc numai procentele în care diferitele minerale intră în compoziția loessurilor și paleosolurilor.

4. Mineralele ușoare (cuarț, feldspați — reprezentați îndeosebi prin plagioclazi și mai puțin prin ortoclazi —, muscovit) intră în proporții relativ egale la alcătuirea clasei grosiere a loessurilor. O anomalie privește conținuturile reduse de cuarț, determinate în profilele de pe malul Dunării.

5. Dintre mineralele fracției grele, cele mai frecvente sînt: granații (reprezentați prin grossular, almandin și mai rar pirop), hornblenda, epidot-zoizitul, staurolitul, distenul, rutilul, zirconul, turmalina; subordonat apar minerale opace (reprezentate prin magnetit, titano-magnetit, ilmenit, limonit și pirită), piroxenii (hipersten, augit, dialag), actinot, glaucofan, brookit, anataz, andaluzit, monazit, sfen, sillimanit, clorit, biotit, ceylonit, apatit, glauconit.

S-au constatat diferențe cantitative privind acumulările de granați și epidot-zoizit între profilele din partea de est și cele din partea de vest a Dobrogei.

6. Caracterizînd compoziția mineralogică a loessurilor și paleosolurilor, cercetările de față au arătat pentru prima dată în literatura românească, particularități de ordin mineralogic, atît în ceea ce privește mineralele detritice cit și cele argiloase. Loessurile sînt caracterizate prin procente mai ridicate de muscovit precum și de minerale grele mai puțin rezistente la alterare (hornblendă, epidot-zoizitul, biotitul, cloritul, piroxenii). În compoziția paleosolurilor, s-au înregistrat valori cantitative mai mari de cuarț precum și de granați și de minerale cu rezistența mare (rutil, zircon, staurolit, disten, turmalină). De asemenea granații se acumulează preferențial în paleosoluri.

7. Rezultatele conjugate ale analizelor mineralogice efectuate pe fracția fină argilooasă a unor paleosoluri, au scos în evidență caracterul predominant argilos al acestora. Principalele componente mineralogice identificate, au fost illitul, caolinitul și montmorillonitul (ultimul fiind de tip calcic).

8. Rezultatele cercetărilor au permis prima caracterizare mineralogică a argilelor roșii din baza Pleistocenului. Particularitățile stabilite fac posibilă identificarea lor chiar în cazul unor profile în care relațiile dintre paleosolurile bazale și argilele roșii nu sînt concludente (cazul profilului Rasova, pl. VIII, fig. c)

9. Din punct de vedere economic, cercetările au scos în evidență importanța pe care o prezintă prezența argilei roșii pleistocene în baza loessurilor. În aceste cazuri, apele de precipitație infiltrate în loessuri, se înmagazinează sub forma unui strat acvifer freatic, care, deși cu un debit redus, constituie o sursă accesibilă pentru alimentarea cu apă a unor așezări rurale.



BIBLIOGRAFIE

- Ananiev V. P. (1964) Compoziția mineralogică a loessurilor din sudul și răsăritul Platformei ruse și Caucaz și legătura ei cu caracterele ingierești geologice. *Uzg.-bo. M.Z.Y.*
- Brătescu C. (1934) Profilele cuaternare în falezile Mării Negre. *Bul. Soc. rom. geogr.* III. 24—28. București.
- (1945) Falezile Mării Negre între Carmen-Sylva și Schitu Costinești. *Anal. Dobrogei* XVI. 3—11. București.
- Cernescu N. (1952) Studiul cristalochimic al argilei din loess. *D. S. Inst. Geol.* XXXV, 27—35. București.
- Codarcea Venera (1972) Compoziția mineralogică a fracției grosiere dintr-un sol podzolic argilo-fluvial. *Știința solului* 9/2. 66—74. București.
- Paríchi M., Vasilescu P. (1971) Étude minéralogique de certains sols constitués sur des loess et des dépôts loessoides. *Acta geologica Acad. Scient. Hungaricae.* 16. 1972. 383—402. Budapest.
- (1973) Percentage distribution of the main heavy minerals within the profiles from Paks, Brichyard-Mohacs-Hungary (sub tipar). Budapest.
- Conea Ana (1970) Formațiuni cuaternare în Dobrogea. *Edit. Acad. R.S.R.* București.
- Coteț P., Cioacă, A., Anton-O. (1969) Interpretarea unor profile de loess din Dobrogea de nord. *Lucrările Simpozionului geografiei Dobrogei.* 45—50. Constanța.
- Duplaix S., Malterre H. (1946) Les associations des minéraux lourds dans les limons quaternaire du bassin de Paris. *B.S.G.* (5) XVI. 173—176. Paris.
- Fink I. (1969) Les loess en Autriche. *Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire.* 17—21. Paris.
- (1969) Les progres de l'étude des Loess en Europe. *Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire.* 3 12. Paris.
- Ghenea C., Venera Codarcea (1974) Considerații geologice asupra unui profil de loessuri din Dobrogea de sud. *Inst. Geol. St. tehn.-econ.* II, 7—22. București.
- Gherasimov I. P. (1964) Loesses genesis and Soil Formation. *Rep. of the VI-th Intern. Congr. on Quat. INQUA.* IV. 463—468. Łodz.
- Gogińiceanu S. M. (1939) Analiza chimică, mecanică și microscopică a loessului românesc. *Imp. Naț.* București.
- Guenther E. W. (1961) Sediment-pectrographische Untersuchung von Loessen. Köln, Graz.
- Haase G., Richter H. (1957) Fossile Boden in Löss an der Schwarz meerküste Bei Constanța. *Pelt. Geogr. Mittell.* 3. 161—173.
- Kallenbach H. (1966) Mineralbestand und Genese sudbayerischer Lösses. *Intern. Zeitschr. für Geol. Geol. Rundsch.* 55. 3. 582—608. Stuttgart.
- Kruger H. M. (1965) Loess its characteristics and relation to geographical environment for VII Congress of INQUA. USA, 1965, Edit. științ. Moscova.
- Lautridou J. P. (1967) Les loess dans l'ouest de la France. *Bull. de l'Assoc. franc. pour l'étude du Quaternaire.* 79. 80. Paris.
- Liteanu E. (1953) Geologia ținutului de câmpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Inst. Geol. St. tehn.-ec., ser. E,* 2, 1—80. București.
- Pricăjan A. (1963) Alcătuirea geologică a Deltei Dunării. *Com. Geol. Stud.-tehn.-econ., ser. E,* 6, 57—82. București.
- Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România. *Com. Geol. St. tehn.-econ.* H.1. București.



- Maruszczack H.** (1969) Une analyse paléogéographique de la répartition du kess polonais et de ses caractères lithologiques directifs. *Biuletyn Peryglacjalny. INQUA*, 133—153, Warszawa.
- Mihăilescu V., Dragomirescu S.** (1959) „Franjuri” periglaciare într-un sol fosil din faleza Mării Negre la sud de Constanța. *Com. Acad. R.P.R.* IX, 4, 383—387, București.
- Milner H. E.** (1962) *Sedimentary Petrography*, London.
- Minarikova Dagmar** (1969) Petrografie kvartérnich sedimentu v údolí Dunaja mezi Komarnem a átarovem. *Geol. Práce správy*, 49, 113—214, Bratislava.
- (1970) Petrografie kvatérnich sedimentů Záhorské nížiny. *Sborník Geologickýk vad. r. A., sv. 9*, 77—129, Bratislava.
- Minkov M.** (1968) The loess in north Bulgaria. *Publ. house Bulg. Acad. Scien. Sofia*.
- Morceau P.** (1967) Sur l'origine des associations des minéraux lourds dans le Cenomanien de la Charente. *C.R. Sci.* 249—255, Paris.
- Moinar B.** (1970) Pliocene and pleistocene lithofacies of the great Hungarian plain. *Acta Geol. Acad. Sclen. Hung.* 14, 445—457, Budapesta.
- (1964) On the relationship between the lithology of the abrasion area and the transported sediments. *Acta mineralogica-petrographica. Acta Unto. Szeged. Hung.* XIX, 2, 69—88, Szeged.
- Murgaci G. M.** (1912) Studii de geografie fizică în Dobrogea de nord. Opere alese. Edit. Acad. R.P.R., București.
- **Protopopescu-Pache E. I., Enculescu P.** (1908) Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906—1907. *An. Inst. Geol.* I, București.
- Nazarov M. Z.** (1968) Kameniti loess. Taškent.
- Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq Y.** (1970) Les minéraux en grains Methodes d'étude et détermination. Paris.
- Păunescu A., Mogoșanu F., Circiumaru M.** (1972) Unele considerații privind Paleoliticul mijlociu din Dobrogea. *Pontica V*, 11—27, Constanța.
- Pettijohn F. I.** (1941) Persistence of Heavy minerals and Geologic Age. *Journ. Geol.* 49, 610—625, New York.
- Popovăț M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P.** (1964) Loessuri și soluri fosile în podișul Dobrogei sudice. *St. tehn.-econ. C.* 12, 11—44, București.
- Protopopescu-Pache E. I.** (1923) Cercetări agrogeologice în Cîmpia română din valea Mostiștea și riul Olt. *D. S. Inst. Geol.* 1,3—61, București.
- Rădulescu D.** (1965) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Didact. Pedag., ediția II, București.
- Racínowski R.** (1969) Le profil du loess a Nieleczen sur le Plateau de Lublin a la lumière de l'analyse de minéraux lourds. *Biuletyn Peryglacjalny*, 179—205, Łódz.
- Samson P., Rădulescu C.** (1961) Esquisse de stratigraphie würmiene en Roumanie. *Raport of the VI-INQUA Congrés.* 577—582, Warszawa.
- Spirescu M.** (1965) Loessuri și soluri fosile. *St. tehn. econ., seria C-Pedologie. Inst. Geol.* 16, 79—129, București.
- Tung-Shong Liu, Teung-Hu Chang** (1964) The „Huangtu” (loess) of China. *Rep. of the VI th. Congress on Quatern*, 1961, IV, 503—525, INQUA, Łódz.



- Váloch K. (1968) Gisement du Pléistocène supérieur- Mamaia sur la côte de la Mer Noire (R. P. Roumanie). *La Préhistoire*, Paris.
- Wadell H. (1932) Volume, Shape and roundness of rock particles *Journ. Geol.* 40, 443, New York.

ÉTUDES MINÉRALOGIQUES SUR DES SÉDIMENTS QUATÉRIAIRES DE LA DOBROUDJA MÉRIDIIONALE

(Résumé)

L'ouvrage présente les résultats des recherches minéralogiques effectuées sur la fraction sablonneuse des loess et des paléosols de la partie méridionale de la Dobroudja. Dans ce but on a analysé 125 échantillons correspondant à 11 profils situés le long des deux alignements. Le premier alignement correspond à la zone du littoral de la Mer Noire, et le second, à la rive dobroudjane du Danube.

L'investigation minéralogique a nécessité deux examens optiques: l'un qui représente l'analyse minéralogique totale, et l'autre, l'analyse de la fraction lourde, faite par classes granulométriques qui se trouvent entre 2,25 et 0,16 mm; 0,16 et 0,06 mm. En outre, pour la détermination des composants minéraux de la fraction argileuse (< 0,05 mm) on a effectué des analyses roentgénographiques, des analyses thermiques différentielles et des spectres d'absorption dans l'infrarouge.

Les recherches ont démontré que les loess et les paléosols sont constitués par les mêmes espèces minérales dans la partie orientale de la Dobroudja (le littoral) aussi bien que dans la partie occidentale. Ces espèces ne présentent que de différences d'ordre cantitatif.

La prédominance nette de la fraction légère (quartz, feldspath, muscovite) ayant des pourcentages qui arrivent fréquemment à des valeurs comprises entre 75 et 90%, constitue l'une des caractéristiques des loess et des paléosols.

Les minéraux lourds (Fig. 1) à pourcentages compris entre 3 et 15% sont représentés, en principal, par des grenats, par la hornblende, par les oxydes, par l'épidote-zoisite, le staurolite, le disthène, le zircon, le rutile, la tourmaline, le biotite et par la chlorite, auxquels on ajoute une série de minéraux à caractère accessoire comme les pyroxènes, le sphène, la sillimanite, le ceylonite, le monazite, l'anatase, le brookite, la chloritoïde, l'andalousite, l'actinote, le glaucophane, l'apatite.

Une anomalie constatée en ce qui concerne le contenu en quartz, se réfère à la quantité réduite de quartz dans les profils de la rive du Danube, où les pourcentages sont réduits à moitié par comparaison aux profils de la zone du littoral (Fig. 4).

On a constaté aussi d'autres particularités minéralogiques des deux secteurs analysés. De cette façon, le nombre des espèces de minéraux lourds est supérieurs, dans la partie orientale, par rapport à la zone occidentale. Le grenat, qui dans le secteur méridional présente des valeurs de 16 à 24%, augmente dans le secteur du Danube jusqu'au plus de 35% (Fig. 4). En outre la quantité de l'épidote-zoisite redouble dans les coupes de la falaise de la Mer Noire en comparaison avec les coupes de la rive du Danube (Fig. 4).

Tenant compte de ces particularités, on a considéré que l'origine du matériel dont ce sont formés les loess, est différente. Ayant en vue les résultats des analyses granulométriques



(Fig. 5) qui ont mis en évidence la présence d'un matériel plus grossier, et qui se trouve en quantité nettement supérieure dans les profils de la rive du Danube, on a abouti à la conclusion que les loess ont été accumulés ici, à cause des vents qui ont entraîné le matériel provenant de la plaine alluvionnaire du Danube. En ce qui concerne les dépôts de loess de la zone du littoral, l'origine du loess est liée au matériel transporté par les vents de NE de la zone de la plate-forme est-européenne, pendant le Pleistocène supérieur.

Plusieurs résultats se réfèrent à l'aspect minéralogique des loess et des paléosols. En analysant la répartition des minéraux de la fraction légère dans les loess et des paléoloess on constate une tendance d'accumulation préférentielle du quartz dans les paléosols et du muscovite dans les loess. Le feldspath présente des valeurs égales dans les loess, aussi bien que dans les paléosols.

Une autre caractéristique c'est le rapport, toujours excédentaire, des minéraux à résistance faible vis-à-vis des minéraux à grande résistance — particularité constatée par d'autres chercheurs aussi, pour la partie SE de l'Europe.

En ce qui concerne la répartition des minéraux lourds le long des profils, dans la majorité des cas, les minéraux à grande résistance, marquent des pourcentages élevés dans les paléosols. Pour ce groupe la fréquence, dans les paléosols, est la suivante: tourmaline, staurolite, rutile, zircon, disthène. Le grenat enregistre constamment des surplus dans les paléosols.

Les minéraux à résistance réduite manifestent une tendance accrue d'accumulation des loess; en ce qui concerne leur fréquence on y observe l'ordre suivant: épidote-zoisite, pyroxènes, hornblende, biotite, chlorite.

Les résultats conjugués des analyses minéralogiques effectuées sur la fraction fine argileuse (0,005 mm) de certains paléosols, ont mis en évidence le caractère prépondérant argileux des paléosols; les composants minéralogiques principaux, identifiés, ont été l'illite-kaolinite et la montmorillonite (de type calcique — Fig. 3 et 4).

Les données de laboratoire, granulométriques et minéralogiques, ainsi que les données biostratigraphiques des loess et des paléosols analysés, ont été synthétisées dans une série de tableaux et d'annexes graphiques, joints à ce travail (5 figure et 5 planches).

Des conclusions d'ordre stratigraphique fondées sur l'existence d'une industrie paléolithique, découverte sur le territoire de la Dobroudja méridionale, sont aussi présentées dans cet ouvrage.

Quelques pièces caractéristiques pour le Moustérien, ont été trouvées dans le profil qui se trouve dans la localité d'Ovidiu, dans le paléosol V, (la majorité des pièces) et dans le paléosol IV. Les données concordent aussi avec les résultats obtenus dans le profil de Mamaia village, situé juste à la limite septentrionale de la région examinée.

Conformément à ces données on peut considérer que dans la Dobroudja méridionale la période würmienne a été intensément affectée par la période d'altération des loess, qui ont déterminé la formation de plusieurs paléosols argileux rouges, et la formation des deux paléosols (Ps I et Ps II) moins développés de la partie supérieure du profil.

Les analyses palynologiques du profil de la localité de Costința, a démontré que sa partie inférieure se caractérise par un aspect évident de steppe, et sa partie supérieure par un aspect à partir de celui de sylvesteppe jusqu'à celui sylvestre.



PLANȘA I

- Fig. 1. — Secțiunea Costinești.
Coupe de Costinești.
- Fig. 2. — Secțiunea Ovidiu.
Coupe d'Ovidiu.
- Fig. 3. — Secțiunea Dunărea.
Coupe de Dunărea.





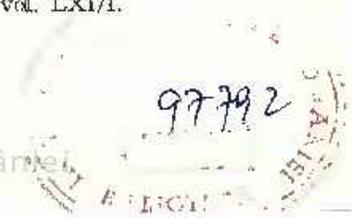
1



2



3



PLANȘA II

- Fig. 1. - Secțiunea Cobadin.
Coupe de Cobadin.
- Fig. 2. - Secțiunea Băneasa.
Coupe de Băneasa.
- Fig. 3. - Secțiunea Nord-Agigea.
Coupe de Nord-Agigea.



VENERA CODARCEA, C. GIUENEA. Mineralogia Cuaternarului din Dobrogea
de sud, Pl. II.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de scară ale sedimentelor, vol. LXI/1.



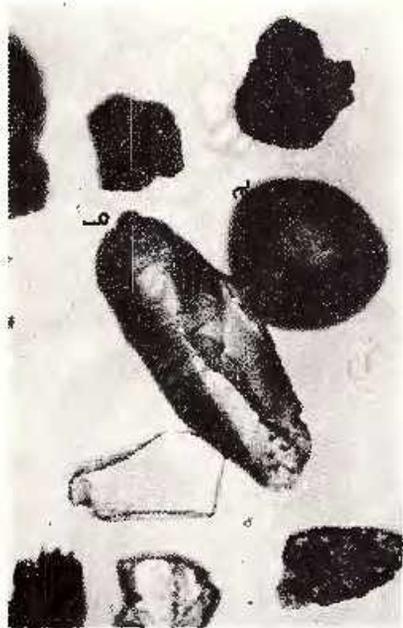
Institutul Geologic al României

97742

PLANȘA III

- Fig. 1. — Monazit. a, Proba 4, adâncimea 9,70; profil Basova. N 11; $\times 70$; clasa 0,16—0,06 mm; b, granat.
Monazite, a, Echantillon 4, profondeur 9,70; coupe de Basova, N 11; $\times 70$; classe 0,16—0,06 m; b, grenat.
- Fig. 2. — Ansamblu de minerale. Proba 6, adâncimea 8 cm; profil Dunărea, N 11; $\times 70$ clasa 0,10—0,06 mm; a, turmalină; b, granați, c, horablendă.
Ansemble de minéraux, échantillon 6, profondeur 8 cm; coupe de Dunărea; N 11; $\times 70$; classe 0,10—0,06 mm; a, tourmaline; b, grenats; c, horablende.
- Fig. 3. — Ansamblu de minerale. Proba 8, adâncimea 10 m; profil Costinești, N 11; $\times 70$. a, turmalină idiomorfă; b, oxizi; c, augit; d, granați; e, disten.
Ensemble de minéraux. Echantillon 8, profondeur 10 m; coupe de Costinești, N 11; $\times 70$. a, tourmaline idiomorphe; b, oxydes; c, augite; d, grenats; e, ésthène.
- Fig. 4. — Turmalina, proba 10 adâncimea 6 m, profil Basova N 11; $\times 320$; clasa 0,16—0,06 mm.
Tourmaline, échantillon 10; profondeur 6 m; coupe de Basova, N 11; $\times 320$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 5. — Concrețiune siliceasă proba 8 adâncimea 8 m profil Agigea, N 11; $\times 320$ clasa 0,16—0,06 mm.
Concrétion siliceuse; échantillon 8; profondeur 8m; coupe d'Agigea, N 11; $\times 320$; classe 0,16—0,06 mm.





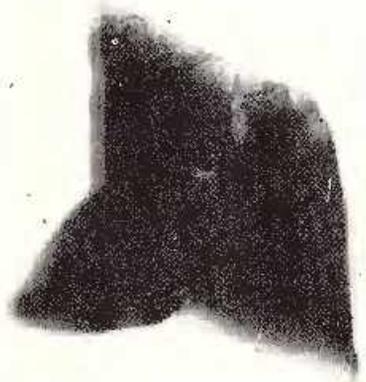
1



2



3

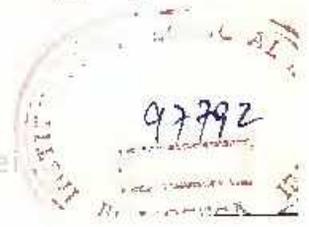


4



5

Institutul de Geologie și Geofizică. Dăți de seamă ale sedimentelor, vol. LXI/1.



PLANȘA IV

- Fig. 1. — Disten, proba 4; adâncimea 7 m; profil Ovidiu; N // ; $\times 320$, clasă 0,16 — 0,06 mm.
Disthène, échantillon 4; profondeur 7 m; coupe d'Ovidiu; N // ; $\times 320$, classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 2. — Zircon, proba 7; adâncimea 7 m; profil Cobadin; N // ; $\times 320$; clasă 0,16—0,06 mm;
Zircon, échantillon 7; profondeur 7 m; coupe de Cobadin; N // ; $\times 320$; classe 0,16 — 0,06 mm.
- Fig. 3. — Rutil cu zone de supracreștere; proba 11, adâncimea 12,5 m; profil Costinești N // ; $\times 320$; clasă 0,16—0,06 mm.
Rutile à zones de supercroissance; échantillon 11, profondeur 12,5 m; coupe de Costinești; N // ; $\times 320$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 4. — Granat romaniat, proba 11, adâncimea 12,5 m; profil Costinești, N // ; $\times 320$; clasă 0,25—0,16 mm.
Granat romanié; échantillon 11, profondeur 12,5 m; coupe de Costinești, N // ; $\times 320$; classe 0,25—0,16 mm.
- Fig. 5. — Ceylonit, Proba 8; adâncimea 14,5 m; profil Constanța; N // ; $\times 160$; clasă 0,16—0,06 mm.
Ceylonite, Echantillon 8; profondeur 14,5 m; coupe de Constanța, N // ; $\times 160$ classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 6. — Rutil imogunit, Proba 9; adâncimea 4 m; profil Dunărea; N // ; $\times 320$; clasă 0,16 — 0,06 mm.
Rutile bourgéonné, Echantillon 9; profondeur 4 m; coupe de Dunărea; N // ; $\times 320$; classe 0,16 — 0,06 mm.
- Fig. 7. — Granat din zona șisturilor mezometamorfice retromorfizate, Proba 5; adâncimea 5 m; profil Codabia; N // ; $\times 160$; clasă 0,16—0,06 mm.
Granat de la zone des schistes méso-métamorphiques retromorphisés, Echantillon 5 m; coupe de Cobadin; N // ; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 8. — Sfen, proba 12; adâncimea 14,5 m; profil N-Constanța; N // ; $\times 160$; clasă 0,16—0,06 mm.
Sphère, échantillon 12; profondeur 14,5 m; coupe N-Constanța; N // ; $\times 160$; classe 0,16—0,06 mm.
- Fig. 9. — Rutil, maele în gemeluri; proba 6; adâncimea 6 m; profil Cobadin; N // ; $\times 320$; clasă 0,16—0,06 mm.
Rutile, macle en gemma; échantillon 6; profondeur 6 m; coupe de Cobadin; N // ; $\times 320$; classe 0,16—0,06 mm.



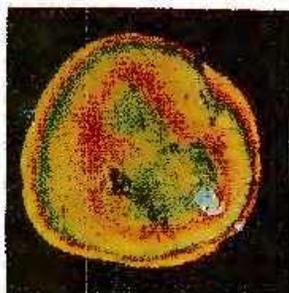
Institutul de Geologie și Geofizică, Dăru de seamă ale ședințelor, vol. LXI/1.



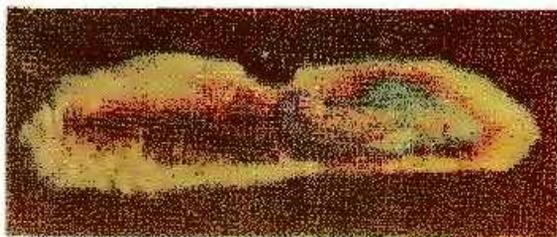
PLAȘA V

- Fig. 1. -- Quartz; proba 1, adâncimea 2 m; profil Cernavodă; N II; $\times 360$; clasa 0,16--0,06 mm.
Quartz; echantillon 1, profondeur 2 m; coupe de Cernavodă; N II; $\times 360$; classe 0,16--0,06 mm.
- Fig. 2a. -- Disten; proba 11; adâncimea 11,5 m; profil Costinești; N II; $\times 360$; clasa 0,06--0,02 mm.
Distène; echantillon 11; profondeur 11,5 m; coupe de Costinești; N II; $\times 360$; classe 0,06--0,02 mm.
- Fig. 2b. -- Accluși; N I; .
Idem; N I; .
- Fig. 3. -- Hornblendă; proba 5; adâncimea 6,50 m; profil Costinești, N --; $\times 160$; clasa 0,06--0,02 mm.
Hornblende; echantillon 5; profondeur 6,50 m; coupe de Costinești, N +; $\times 160$; classe 0,06--0,02 mm.
- Fig. 4. -- Staurolit; proba 3; adâncimea 3 m; profil Agigea; N +; $\times 160$; clasa 0,06--0,02 mm.
Staurolite; echantillon 3 m; coupe d'Agigea; N --; $\times 160$; classe 0,06--0,02 mm.
- Fig. 5. -- Epidot, proba 5; adâncimea 5 m; profil Cobadin; N --; $\times 70$; clasa 0,16--0,06 mm.
Epidote, echantillon 5; profondeur 5 m; coupe de Cobadin; N +; $\times 70$; classe 0,16--0,06 mm.
- Fig. 6. -- Feldspat plagioclez; proba 2; adâncimea 10,30 m; profil Basova; N --; $\times 70$; clasa 0,25--0,05 mm.
Feldspath plagioclase; echantillon 2; profondeur 10,3 m; coupe de Basova; N I; $\times 70$ classe 0,25--0,05 mm.
- Fig. 7. -- Zircon cu zone de supracreștere; proba 4; adâncimea 5,5 m; profil Costinești; N --; $\times 360$; clasa 0,06--0,02 mm.
Zircon à zones de supercroissance; echantillon 4; profondeur 5,5 m; coupe de Costinești; N --; $\times 360$; classe 0,06--0,02 mm.





1



3



2a



4



5



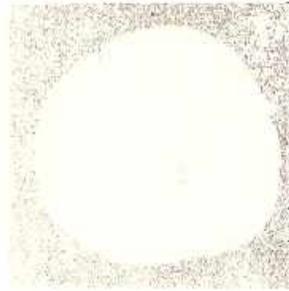
6



2b



7



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche VI

a, Coupe Costinești ; A, colonne lithostratigraphique ; B, composition granulométrique ; C, teneur en carbonates ; D, composition minéralogique. b, Coupe Agigea Nord.

Planche VII

a, Coupe Constanța Sud ; b, coupe Constanța Nord.

Planche VIII

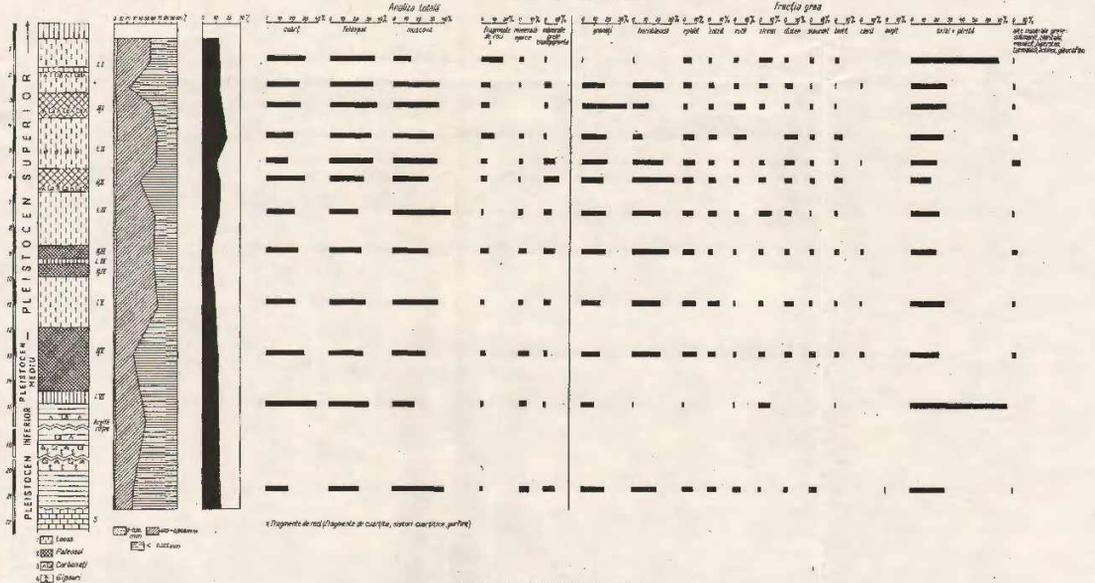
a, Coupe Ovidiu-Nazaretea ; b, coupe Dunărea ; c, coupe Ilasova.

Planche IX

a, Coupe Seimenii Mari ; b, coupe Cernavodă Sud ; c, coupe Băncasa ; d, coupe Cahadim.

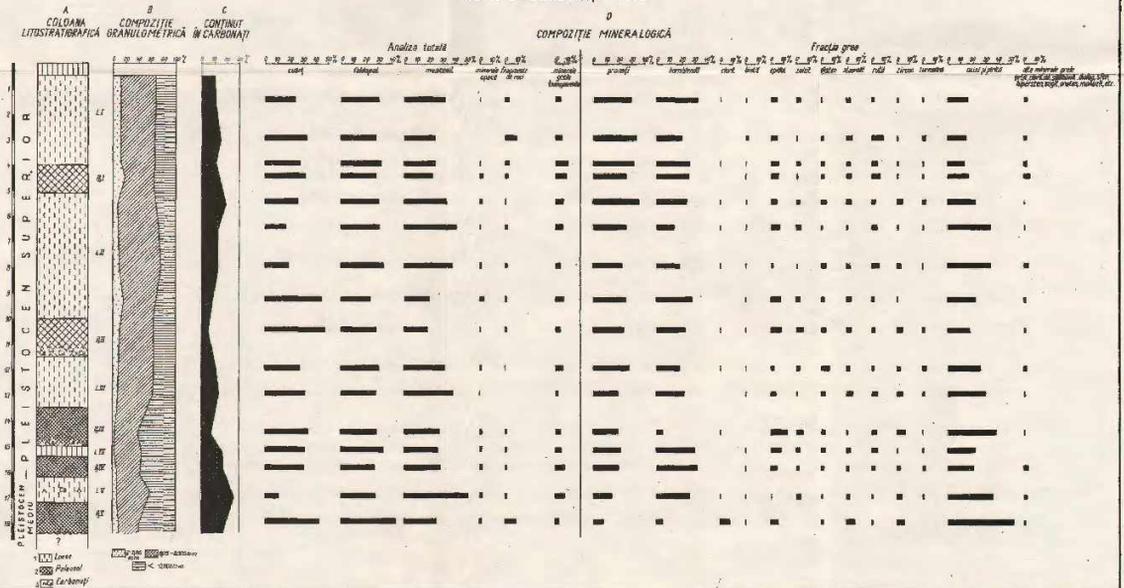
PROFIL a. CONSTANȚA SUD

COMPOZIȚIE MINERALOGICĂ

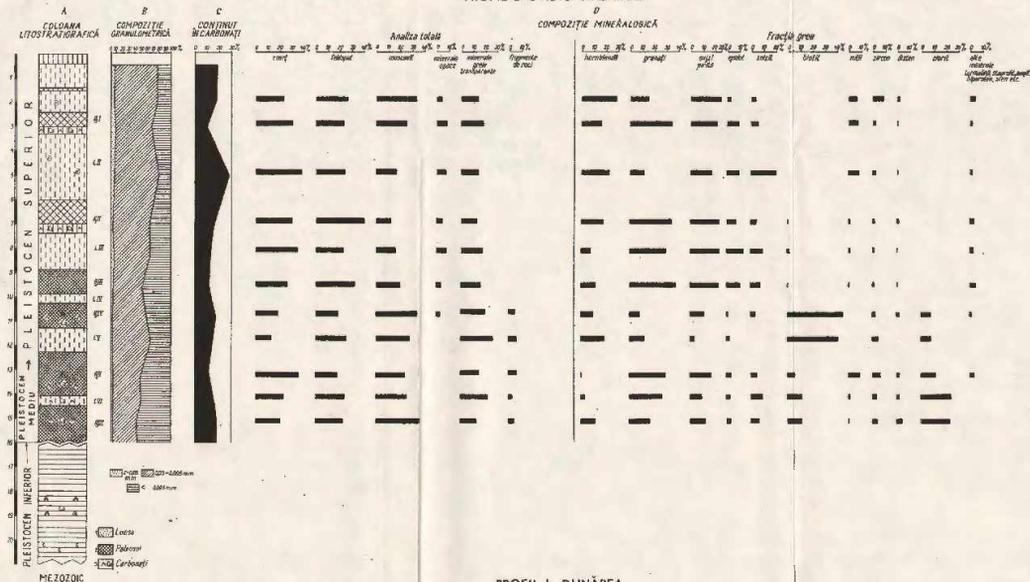


PROFIL b. CONSTANȚA NORD

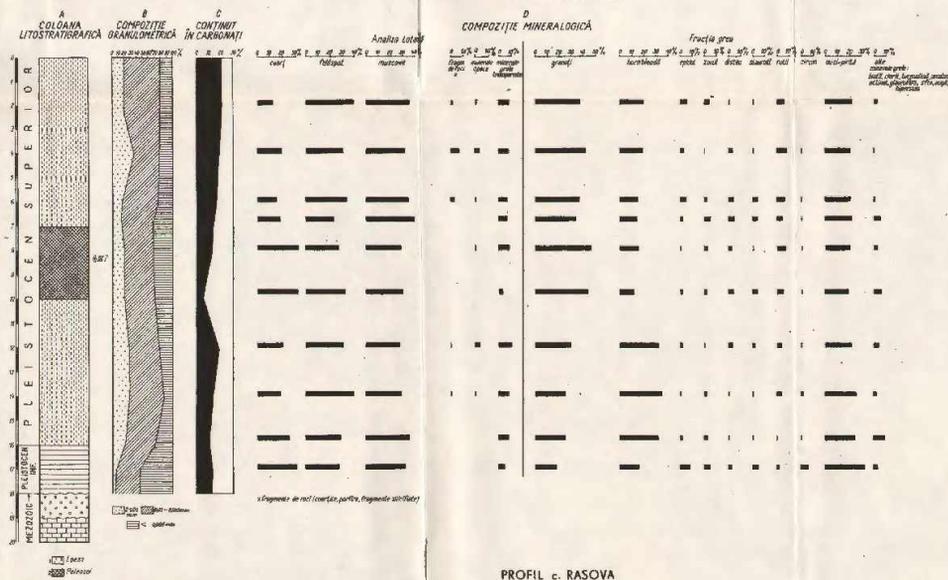
COMPOZIȚIE MINERALOGICĂ



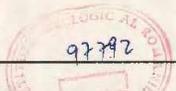
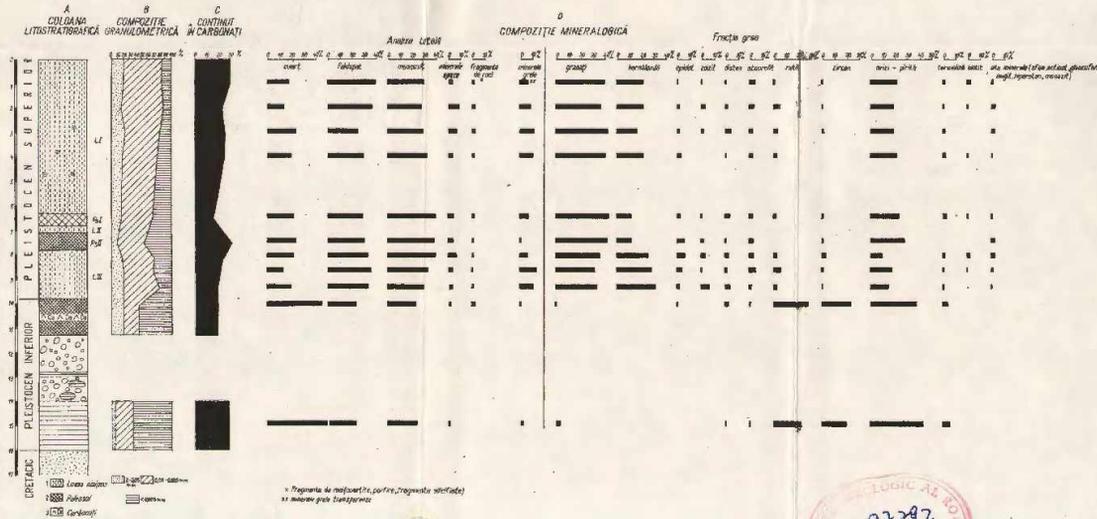
PROFIL a. OVIDIU - NAZARCEA



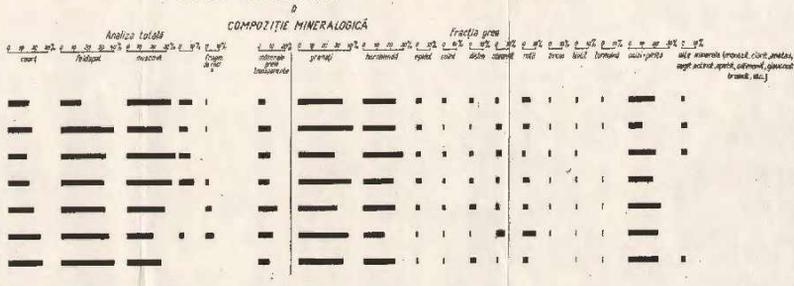
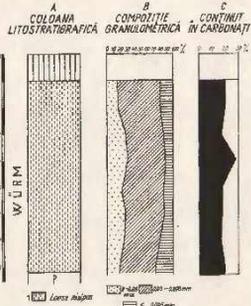
PROFIL b. DUNĂREA



PROFIL c. RASOVA

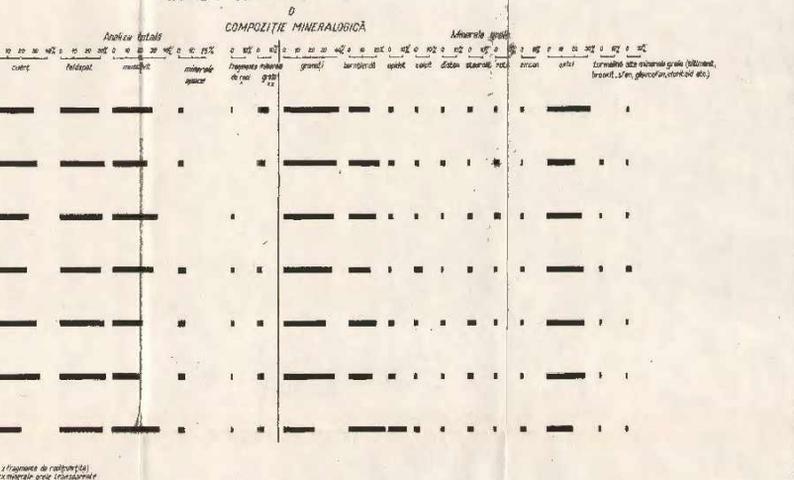
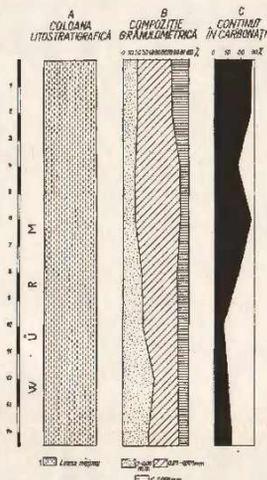


PROFIL a. SEIMENII MARI



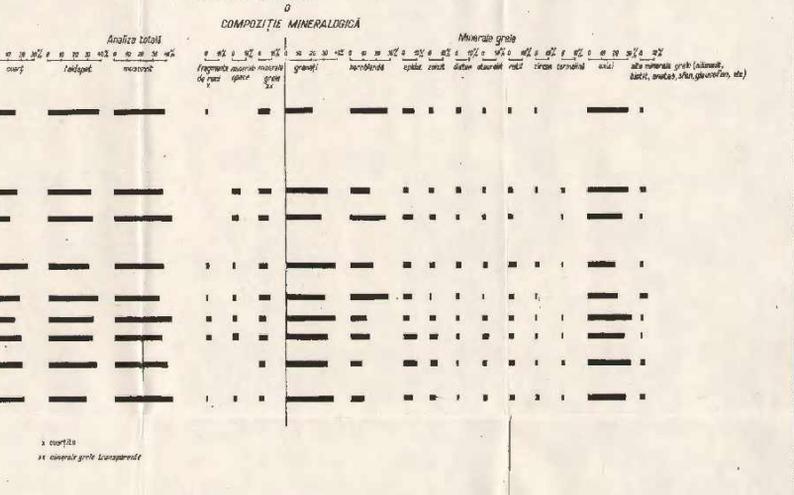
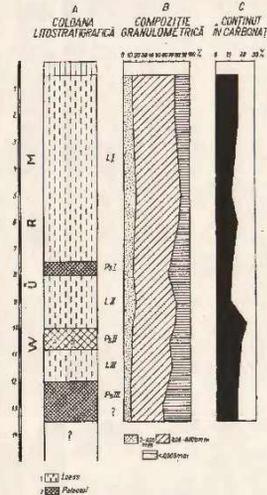
x Fragmente de roci silicioase

PROFIL b. CERNAVODĂ SUD



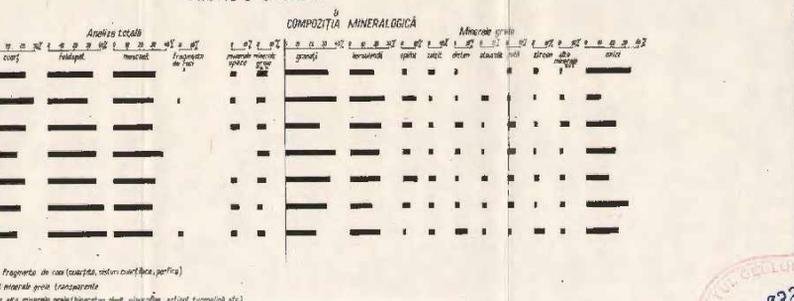
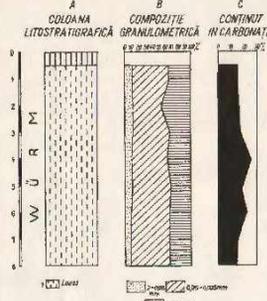
x Fragmente de roci silicioase, carente în gros de transparență

PROFIL c. BĂNEASA



x cuarț
x carente în gros de transparență

PROFIL d. COBADIN



x Fragmente de roci (cuarț, micasă, corindon, perle)
x carente în gros de transparență
x c. mineralo granit (hipertan, clorit, glaucofan, actolit, turmalină, etc.)



1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

MINERALOGIE

**STUDIUL MINERALOGIC ȘI GEOCHIMIC AL FORMAȚIUNILOR
DE CONTACT TERMIC ȘI METASOMATIC DE LA
ORAVIȚA (COȘOVIȚA)¹**

DE

DAN GHEORGHITESCU²

Abstract

Mineralogical and Geochemical Study of the Thermal and Metasomatic Contact Formations of Oravița (Coșovița). A whole series of thermal and metasomatic contact formations occurs in the aureole of Laramian magmatites which, in the Oravița region, appears as apophysis or revin concordant with the bending of the country rocks depending on the composition of the substituted rocks and on the differential ratio of substance of the banatic eruption. Genetically, these formations are produced by infiltration processes at the contact, the diffusion having only a small contribution to establish the metasomatic complex. The detected zonality aspects have a local character; they cannot be extended for the whole zone with mineralizations associated with hornfelses and skarns. Coșovița metasomatic zonality presents a polyascendence character due to the unfolding of the metasomatic process in two stages which alternate in time. Mineralogically, there have been pointed out garnets with a composition tending to that of andradite and a ferriferous grossular, as well as amphiboles; the terms ferromagnesian-antophyllite and chalcomagnesian-tremolite being present; the structural formulae of these minerals have been calculated. The two types of anomalies presented by the unisotropic garnets have been analysed. The conspicuous cupriferous ore is mainly represented by the chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, sphalerite, hematite (oligiste) paragenesis which is usually associated with garnet-bearing skarns (Rochus ore deposit) or impregnates a tectonic breccia (Elisabeta ore deposit).

I. INTRODUCERE

Zăcămintele de minereuri de la Oravița (zona Coșovița -- Pădurea Comunală) fac parte integrantă din aliniamentul dispus aproximativ N — S de acumulări de substanțe minerale utile asociate provinciei banatică.

¹ Comunicare în ședința din 12 aprilie 1974

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



În aureola magmatitelor laramice intruse aici, în funcție de compoziția rocilor substituie și de aportul diferențial de substanță al eruptivului banatitic apare o întreagă gamă de formațiuni de metamorfism termic și metasomatic. Genetic, aceste formațiuni au luat ființă prin procese de infiltrație la contact, difuziunea rezervându-și doar o mică contribuție la edificarea complexului metasomatic studiat.

Aspectele de zonalitate, pe orizontală și pe verticală, remarcate la scară de zăcămint au fost observate doar în puncte izolate, astfel că nu se poate realiza o generalizare a acestora pentru întreaga zonă cu mineralizații.

Minerul, pregnant cuprifer, este reprezentat în principal prin paragenza: calcopirită-arsenopirită-pirotină, dar și alte paragenze constituie apariții demne de relevat. Cităm dintre acestea două mai importante: pirită-calcopirită-pirotină-blendă-tetraedrit; pirotină-blendă-galenă-hematit-oligist-stibină.

Minerul este cantonat în corneene și skarne, iar în cadrul zăcămintului Elisabeta impregnează o brechie mecanică a cărei origine am încercat să o elucidăm; în cazul zăcămintului Rochus minerul se dispune mai ales în skarnele cu granați, uneori constituindu-se în adevărate mase, alteori, în majoritatea cazurilor, formează cuiburi sau benzi.

I. SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR GEOLOGICE ȘI AL MINERITULUI

De la prima publicație a lui v. Born (1780) o serie de cercetători au avut ca obiect al lucrărilor publicate în țară sau în străinătate rocile eruptive ce imprimă nuanța de originalitate petrografiei Banatului, relațiile acestora cu sedimentarul și cu mineralizațiile asociate. Cităm pe Zepharovich (1859, 1873, 1893) și pe Hidegh (1884).

Desigur poate cea mai valoroasă contribuție în această perioadă a adus-o v. Cotta, prin lucrarea „Erzlagerstätten im Banat und Serbien”, Viena (1865). El introduce termenul de banatit și emite pentru prima dată ipoteza genezei metasomatice de contact a zăcămintelor din vecinătatea intruziunilor.

Castel (1869) introduce unele noțiuni de zonalitate la scară regională (zona Oena de Fier—Dognecea).

Alți cercetători care și-au adus contribuția la cunoașterea regiunii au fost Szabo (1876), Sjogren (1886), Halavats (1889).

Codarcea întocmește schița geologică a zonei Oravița—Oielova (1940) la scara 1:25000. Studii întreprind de asemenea Răileanu, Năstăscau, Boldur (1957, 1963), Radu (1958—1962), Constantinof (1956, 1959, 1972).

Studii cu caracter mineralogic întocmesc Pieptea (1962, 1963, 1965) și Rafalet³.

³ Angela Rafalet, Raport asupra studiului petrografic al zăcămintului de la Oravița, 1965. Arh. I.F.L.G.S.



Mineritul din zona Oravița este cunoscut de pe vremea romanilor. Înființarea orașului Oravița este legată exclusiv de activitatea minieră ce s-a desfășurat aici, iar numele poate fi coroborat cu noțiunea de oraș al aurului.

În 1734 minele, proprietate de acea oră a statului austriac au fost predate antreprenorilor particulari; în 1740 iau ființă patru oficii miniere la Oravița, Dognecea, Sasca și Moldova Nouă, direcțiunea fiind la Oravița.

În 1846 s-au înființat întreprinderi de stat la Reșița, Oravița, Steierdorf. În 1851, datorită contradicțiilor existente între asociațiile miniere particulare și birourile oficiale de stat pentru controlul activității miniere, statul a preluat toate aceste asociații miniere. Minele devin însă nerentabile și în 1855 statul vinde minele și uzinele sale dintre Bocșa și Moldova Nouă la societatea austro-franceză STEG. Ea va deveni în 1920 societatea românească U.D.R.

Între 1938—1943, U.D.R. a efectuat lucrări de redeschidere și cercetare, dar în mod disparat, nesistematic.

În perioada 1956—1964 I.S.E.M. a reluat activitatea de cercetare în zona Oravița, executând circa 16.000 metri liniari galerie și 1964 m foraje.

A fost întocmită harta 1:25000 și o serie de profile transversale 1:5000.

În zona zăcămintului Rochus au fost executate 14 puțuri de suprafață, cu adâncimi cuprinse între 0,5—47,0 m.

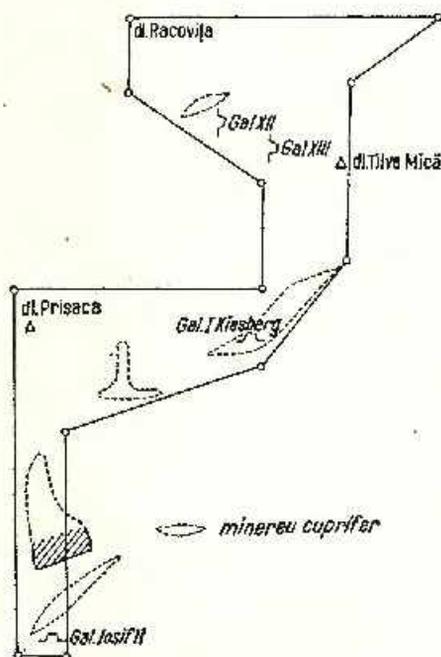


Fig. 1. — Reprezentarea geometrică a sectorului Coșovița—Pădurea Comunală (Oravița).

Représentation géométrique du secteur de Coșovița — Pădurea Comunală (Oravița).

În scopul unei cunoașteri mai detaliate a zăcămintului Elisabeta s-a redeschis galeria Iosif II și la metrul 932 s-a executat un puț de 9 m care a traversat o zonă breccioasă cu skarn.

III. CONSIDERAȚII PRIVIND GEOLOGIA PERIMETRULUI

Sectorul Coșovița — Pădurca Comunală, situat la nord de valca Oraviței, face parte dintr-un patruleter la care mai participă zonele Tilva Mică, Ciclova și Obirșia Ghicinelui — Casa de Austria.

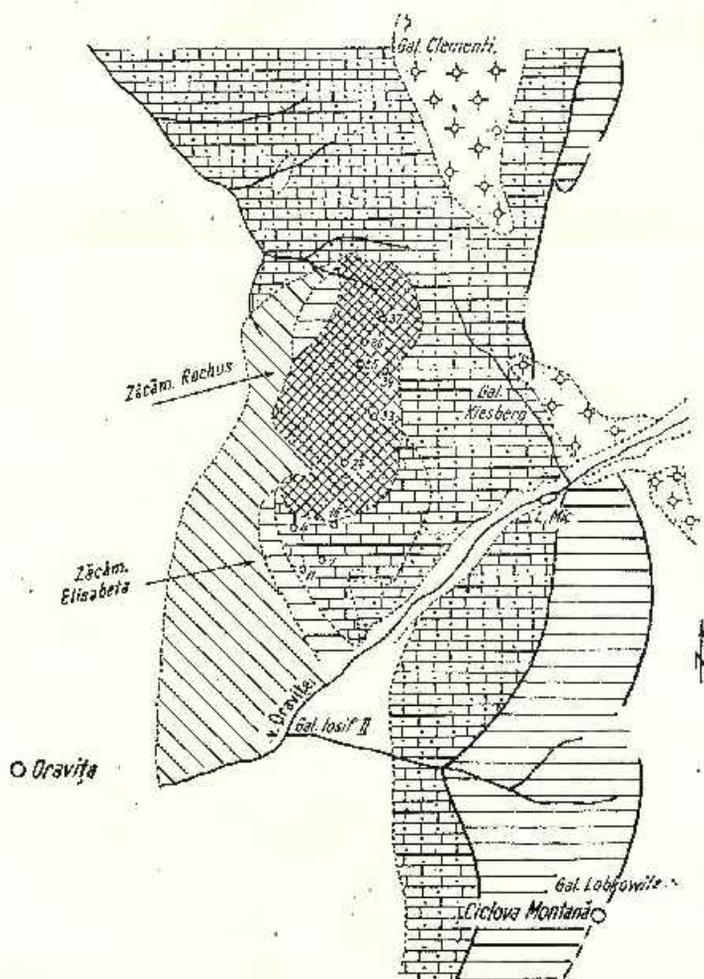


Fig. 2. — Schiță geologică reprezentând sectoarele șantierului Oravița și amplasarea unor foraje (după I.P.E.G.).

Schéma géologique représentant les secteurs d'un chantier d'Oravița et l'emplacement de quelques forages (selon l'I.P.E.G.).



În fundament, șisturile cristaline sînt reprezentate mai ales prin complexul gnaiselor micacee, care în mod caracteristic regiunii Oravița — Ilidia prezintă intense efecte de diaforeză (Constantinof).

În vestul sectorului se dispune o fișie de lățime variabilă de șisturi cloritoase a căror parageneză cuprinde clorit, albit, epidot, cuarț, muscovit. Ele prezintă un contact difuz cu calcarele jurasice, recristalizate sau skarnizate, în principal și mai puțin cu șisturile argiloase permieni, a căror dezvoltare în cuprinsul perimetrului este de altfel foarte redusă. Șisturile cloritoase nu prezintă, în cadrul zăcămintelor Elisabeta și Rochus, urmele vreunui metamorfism produs de magmatitele laramice.

Practic, din punct de vedere geologic, sectorul Coșovița — Pădurea Comunală este constituit din depozite sedimentare și magmatite laramice.

A) Depozitele sedimentare

Sînt reprezentate prin roci de vîrstă permiană și jurasică.

Permianul se dezvoltă ca două benzi înguste în nordul și sudul perimetrului și este constituit din șisturi argiloase, argile grezoase și gresii compacte, foarte dure, de culoare cenușie-vinată pînă la neagră.

Fragmente din această gresie precum și fragmente de argilă grezoasă, pe alocuri piritizate, apar în cuveta auriferă Elisabeta.

Jurasicul reprezintă de fapt prin amploarea sa cel mai important element de ordin geologic din zona cercetată. El este reprezentat prin cuarțite albe-roșietice-roz, microconglomerate cuarțitice și în special prin depozite calcaroase alcătuite din bancuri de calcare cenușii-albe-negricioase și din calcare noduloase-marnoase cu intercalații grezoase, cu frecvente nodule de silexuri.

Jurasicul este de altfel similar la Tilva Mică, Ciclova, Dealul Morii, Dealul Gheorghe.

Cîteva analize chimice efectuate pe probe recoltate din galerii sau puțuri de suprafață indică roci calcaroase, conținutul de dolomit fiind mult mai scăzut decît în sectorul Ciclova (Gheorghitescu, 1973)⁴.

Calcarele jurasice din sectorul Coșovița—Pădurea Comunală se remarcă prin gradul avansat de silicifiere (efectul metamorfismului allochimic) care le imprimă un grad înalt de duritate. Proportia foarte mică

TABELUL 1

Chimismul unor roci carbonatice afectate termic și metasomatic

nr. crt.	proba	localizare	CaO	MgO	denumirea roci	
					Ruhin	Pettijohn
1	27	F.36	48,15	0,74	calcar pur	calcar
2	60	F.33	46,80	0,82	calcar pur	calcar
3	44	F.33	44,75	1,20	calcar slab dolomitic	calcar slab magnezian

⁴ D. Gheorghitescu, Studiul mineralogic și geochimic al skarnelor cu mineralizații cuprifere de la Ciclova. 1973, Arb. Inst. Geol.

de participare a MgO la compoziția chimică a calcarelor reliefează aportul de oxid de magneziu oferit de roca banatică, aport ce a însemnat dezvoltarea unor skarne magneziene ulterior mineralizate.

B) Magmatite Iaramice

Banatitele reprezintă produse magmatice puse în loc înspre sfârșitul Daniianului și Eocenul inferior, în ciclul tectonomagmatic alpin, etapa magmatismului subsecvent „sensu stricto”, de-a lungul dislocațiilor Iaramice și se constituie într-o provincie petrografică bine delimitată, provincia banatică. Produsele acestei etape magmatice sînt reprezentate pe teritoriul românesc prin plutonite și subvulcanite, vulcanitele fiind foarte rar prezente.

Ivirile banatitice din zona zăcămintelor Rochus și Elisabeta îmbracă, ca și cele din zonele vecine, forma unor apofize, mai rar a filoanelor strat, apofize ce sînt dependente de un masiv banatic, unul dintre numeroasele corpuri înrădăcinate pe aliniamentul Oravița - Sasca Moldova Nouă, care împreună cu aliniamentul Bocșa - Ocna de Fier - Surducu Mare reprezintă osatura provinciei banatitice de la sud de Mureș.

Masivul banatic mai sus amintit se dispune la sud de Poiana Crucii (cota 370 m) și se continuă pe sub aluviunile pîrului Oravița, spre sud, pînă în apropierea cotei 502 m de la vest de dealul Colilia. Acest corp este alcătuit din diorite, pe alocuri cu cuarț, siendiorite (monzodiorite), monzogabbrouri și gabbrouri, în compoziția cărora intră ca melanocrat principal, diopsidul.

Probele recoltate din apofize banatitice din zona Rochus evidențiază porfire granodioritice cu biotit și hornblendă, în vreme ce în zona Elisabeta se mai pun în evidență pe lîngă granodiorite porfirice, porfire dioritice și porfire cuarț-dioritice (mai rar).

Porfirele granodioritice au o structură tipic porfirică, o textură masivă și o culoare cenușiu-negricioasă. Într-o masă fundamentală microcristalină, în care predomină mineralele leucocrate, mai ales ortoza și cuarțul, sînt prinse fenocristale de cuarț, ortoza, plagioclaz, hornblendă și biotit.

Plagioclazul este de regulă oligoclaz-andezin (21 - 35 % An) și prezintă două sau maximum trei zone. Apar macle albit-Karlsbad și albit - Ala B.

Biotitul și hornblendă sînt cel mai adesea cloritizate sau epidolizate; nu se remarcă, comparativ cu alte regiuni din sudul Banatului, vrun indice privind o adularizare a banatitului. Remarcabilă silicifierea care aduce banatitul la o mare duritate și îi deschide nuanța de cenușiu, caracteristică cel mai adesea acestei roci.

Porfirele dioritice au o culoare mai cenușie, și de asemenea o structură porfirică. Fenocristalele sînt în marea lor majoritate cristale de plagioclaz (andezin) și în mai mică măsură hornblendă verde.

Cînd cantitatea de cuarț crește, apărînd numeroase agregate de granule de cuarț, porfirul dioritic trece în porfir dioritic cuarțifer care, deși rar semnalat, face act de prezență în zona zăcămintului Elisabeta.



Elisabeta a luat ființă la intersecția a două sisteme de fracturi dispuse aproximativ la 90° (dintre acestea cel mai important este dispus $N 30^\circ - 35^\circ E$) în masa calcarelor. El prezintă o formă cvasitriunghiulară, efiliindu-se treptat spre adâncime. Umplutura golului creat în condițiile mai sus amintite este asigurată de o brechie tectonică constituită din fragmente de cal-

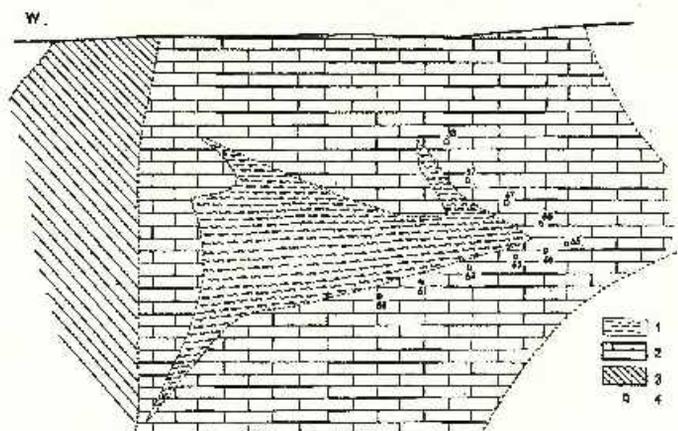


Fig. 3. — Amplasamentul a câteva puțuri cartate situate în zona zăcămintului Elisabeta (Coșovița).

1, brechie; 2, calcar; 3, argile; 4, puț.

Emplacement de quelques puits levés situés dans la zone du gisement d'Elisabeta (Coșovița).

1, brèche; 2, calcaire; 3, argiles; 4, puits.

care, argile întărite, granodiorite porfirice, produse de alterare; mai rar se întâlnesc fragmente de șisturi cristaline sau de skarne andraditice, mai ales în profunzime. Procesul de mineralizare ce a avut loc ulterior a fost favorizat de zonele de intersecție ale planurilor de stratificație din depozitele calcaroase cu sistemele de fracturi amintite pe care s-a instalat o brechie tectonică. Este o situație asemănătoare cu a zăcămintelor Concepcion del Oro (Mexic) sau Braden (Chile), numai că în aceste zăcămintele formațiunile cuprifere îmbracă forma de tuburi „pipe” sau șemineuri verticale, exploatare pe mai multe sute de metri înălțime. Zăcămintul Elisabeta are forma de pungă, având contactele cu rocile înconjurătoare destul de neclare, cu sinuozități, caracteristici pe care le reprezintă de regulă corpurile de minereu de natură metasomatică.

IV. DATE PETROGRAFICE PRIVIND ROCILE DE CONTACT

În aureola de contact a apofizelor banatitice din zona Coșovița — Pădurea Comunală apar produse ale metamorfismului termic și metasomatic, corneene și skarne. Produsele metamorfismului termic, fără aport de substanță (izochimic), sînt corneenele care se dezvoltă într-o proporție remarcabilă în perimetrul celor două zăcămintele.



A) Corneene

Se disting în funcție de compoziția mineralogică câteva tipuri: corneene biotitice, corneene cuarțitice, corneene cu actinolit, epidot, albit, clorit (delessit).

Aceste formațiuni aparțin faciesului corneencelor cu albit-epidot, ultimele dintre ele încadrându-se perfect în subfaciesul actinolit-epidot corneeană (F y f e, T u r n e r, V e r h o o g e n 1958). Poziția acestor roci de contact, în mod tipic la periferia aureolei, explică temperatura mai joasă a metamorfismului ce a avut loc aici. Astfel recristalizarea tinde să fie imperfectă, parageneza este de regulă confuză, datorită persistenței relievelor nestabile și a granulației fine a produselor metasomatice.

1. **Corneenele biotitice.** Acestea apar mai ales în regiunea Elisabeta, unde prezintă două tipuri genetice: exomorfe (pe seama depozitelor sedimentare) și endomorfe (prin procese de asimilare a unor depozite sedimentare de către magmatite). Se disting ușor între ele, primul tip având o distinctă textură orientată, de multe ori roca păstrând caracteristici ale sedimentului inițial. Culoarea este în general cenușie, dar atunci când foițele de biotit depășesc 2 mm lungime, roca împrumută o nuanță de cenușiu închis până la negru. Corneenele endomorfe sînt caracterizate de o dispunere dezordonată a cristalelor de biotit; în plus parageneza este ceva mai bogată: plagioclaz, epidot, diopsid, magnetit (toate desigur în foarte mică proporție) dar trădînd influența deosebită a rocii eruptive, care deși a asimilat sedimentul respectiv, a avut un cuvînt greu de spus în definitivarea paragenezei.

2. **Corneenele cuarțitice.** Aceste roci apar mai frecvent în zona Rochus, au o culoare alb murdară și o duritate pronunțată. Ele se dispun ca orizonturi (lentiliforme) vag delimitate și în masa skarnelor și în masa calcarelor recristalizate. Alături de cuarțul macrocristalin-hipidiomorf și microcriptocristalin-xenomorf mai apar albit, mica, clorit, calcit, epidot (clinozoizit). Aceste roci sînt piritizate difuz.

3. **Corneenele cu actinolit și epidot.** Culoarea acestor corneene este cenușiu-verzuie. Roca are de regulă o textură masivă și formarea ei implică un aport de magneziu. Actinolitul, cu habitus acicular formează binecunoscuții snopi, care se dezvoltă fie pe plaje de calcit fie pe plaje de epidot (clinozoizit). Cloritul care apare în parageneza acestei formațiuni a fost catalogat de către noi drept delessit, deși prezintă o birefrință mai ridicată decît aceea înregistrată în catalogul Winchell (0,010 față de 0,004), prin eliminarea succesivă a celorlalte clorite, pe baza proprietăților optice. Clinozoizitul, cel mai adesea granoblastic, se constituie în agregate, cu o birefrință foarte scăzută, fiind alterat foarte adesea la calcit. Pe fisurile care brăzdează roca se dezvoltă stilbit și calcit; fin diseminați în masa rocii grăunții de magnetit și pirită. Se remarcă uneori un ușor proces de adularizare, indicat și de P i e p t e a (1962) în unele skarne din regiunea Oravița. Dar spre deose-



bire de adularul din skarne care tindea ca proprietăți optice către un sanidîn, în cazul nostru este vorba de un adular care se prezintă xenoblastic, rar maelat; paragenza indică un proces de alterare de joasă temperatură.

B) Pirometasomatite apocalcaroase

Prin introducerea în calcar a Fe și Mg, cu cristalizarea calc-silicailor bogăți în aceste metale, iau naștere skarnele, principalele formațiuni purtătoare de minereu cuprifera. După chimism putem distinge două tipuri: skarne calcice și skarne magneziene.

1. Skarne calcice. Sînt rezultatul acțiunii fluidelor de natură post-magmatică asupra unui paleosom calcaros destul de pur; aportul de fier, siliciu, oxigen, cupru conduce la calc-silicați de fier, iar procesul de mineralizare ce urmează asigură o mineralizație de sulfuri predominant cuprifera.

a) *Skarne cu granați*. Acest tip de skarne prin frecvența sa, prin volumul pe care îl ocupă în masa de pirometasomatite, prin relațiile sale cu minereul de bază pregnant cuprifera reprezintă tipul caracteristic de skarn din regiune. Culoarea rocii este brun-gălbuie; la distanță mai mare de contactul cu intruzivul apare uneori și o nuanță mai verzuie. Roca este de regulă foarte dură, avînd o densitate ce variază între 3,17—3,21. Mineralogie, desigur că principalul constituent al paragenzei este granatul, cu o compoziție ce variază în limite largi (andradit de la 17,8%—57,1% și grosular de la 31,9%—70%). În general granditele asigură 80% din masa rocii; li se mai adaugă în cantități neînsemnate diopsid, epidot, tremolit, cuarț, hematit, calcit. Roca este de regulă grăunțoasă iar granoblastele de granat sînt în general izotrope. Totuși (mai ales în zona Elisabeta) apar granați anizotropi ce prezintă anomalii de ordinul 1 sau 2.

În cazul grosularitelor, structura rocii tipic porfiroblastică constă în porfiroblaste, uneori cristaloblaste de granat zonal ce se dispun într-o masă microblastică de granat, epidot, diopsid, cuarț, calcit.

Analizele chimice executate pe skarne cu granați (problele 19,20 și 25) indică cu precizie aport de fier și siliciu, fixarea aluminiului și a alca-lilor, levigarea calciului. Aceste analize au servit și la realizarea calculului bilanțului metasomatic al procesului de skarnificare. Rezultatele analizelor chimice a cîteva skarne calcice și a unui skarn magnezian sînt figurate în tabelul 5.

În general skarnele cu granați ocupă o poziție centrală în diagrama reprezentînd distribuția spațială, transversal față de contact, în plan orizontal, a diferitelor metasomatite din zona Coșovița—Pădurea Comunală; ele se plasează mai în profunzime în diagrama cu distribuția pe verticală a metasomatitelor.

b) *Skarne cu granat și wollastonit*. Probe recoltate din forajele 34 și 36 (zona Rochus), la adîncimi în jurul a 150 m, cu un grad avansat de alterare, ulterior secționare în vederea examenului microscopic, au relevat un skarn în care paragenza este constituită în principal din granat 50%, calcit 25%, wollastonit 20% (trecurt aproape exclusiv în calcit și epidot) și epidot 5%. Frecvența acestui tip petrografic este mică.



TABELUL 5

Chimismul skarnurilor calcice și magneziene (Oravița)

Oxizi	Skarne calcice			Skarn magnezian
	19	20	25	32
SiO ₂	30,26	36,15	31,91	38,91
Fe ₂ O ₃	4,20	6,40	5,40	15,05
Al ₂ O ₃	14,23	11,12	12,16	10,60
TiO ₂	0,59	0,51	0,55	0,76
CaO	36,68	34,02	35,56	18,06
MgO	0,70	0,80	0,60	6,20
Na ₂ O	0,10	0,07	0,07	0,19
K ₂ O	0,34	0,12	0,91	2,26
MnO	0,20	0,34	0,19	0,22
FeO	0,20	urme	urme	2,50
S	urme	0,05	urme	urme
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,08	0,08
H ₂ O ⁻¹⁰⁵	0,40	0,33	0,40	0,92
H ₂ O ⁺¹⁰⁵	urme	urme	2,48	2,60
CO ₂	11,50	10,40	9	2,20

Analist: D. Mărcuță, IGPSMS.

Granatul este totalmente izotrop, epidotul prezintă conture prismatice, iar din wollastonit au rămas doar conturile prismatice-fibroase.

Roca are o culoare gălbuie-albicioasă și o duritate medie, dar este sfărâmicioasă datorită alterării avansate.

2. Skarne magneziene. Aceste formațiuni sînt în principal (caz de excepție) o creație a aportului de MgO al intruziunilor banatitice, întrucît paleosomul este în cea mai mare parte pur calcaros, slab dolomitic (tab. 5).

a) *Skarne feldspatice cu spinel.* Aceste formațiuni se dezvoltă preferențial în zona Rochus. Sînt considerate de către diferiți cercetători drept skarne magneziene, datorită mineralelor de temperatură înaltă care le constituie, minerale caracteristice stadiului magmatic de skarnificare, stadiu în care se dezvoltă numai skarne magneziene. Ele apar de obicei numai la adîncimi mai mari și sînt mineralizate, minereul prezentîndu-se fie ca impregnații fie care filonase centimetrice. Sînt roci de culoare gri-albăstruie, echivalentul așa-numitelor „roci de lungă skarn” (Jarikov, 1965; Tilley, 1924). Parageneza principală este plagioclaz + spinel; li se adaugă în cantități reduse diopsid, tremolit, calcit. În marea majoritate a cazurilor roca este alterată, în special plagioclazul fiind puternic sericitizat și calcilizat.

Structura rocii este granoblastică, textura masivă. Intim congrescute cu mineralele de skarn apar mineralele metalice: magnetit, calcopirită, galenă, tetraedrit, pirită. Minereul pe care-l cantonează aceste roci este de asemenea pregnant cuprifera.

b) *Skarne cu grosular și antofilit*. Rocă de culoare brună-verzuie, uneori cu tente cenușii. Deși antofilitul mineral, care imprimă caracterul magnezian acestei formațiuni, este destul de des alterat, roca are o duritate relativ ridicată.

Într-o matrice de calcit se dispun agregate de grosular și snopi de fibre de antofilit; astfel roca are o structură tipică porfiroblastică; mai participă epidotul și uneori sfenul. Antofilitul de la Coșovița are un $2v = 89^\circ$ și semn optic pozitiv. El este frecvent alterat la calcit.

c) *Skarne cu diopsid și tremolit*. Reprezintă un efect al transformărilor suferite de un paleosom mai dolomitic. Culoarea cenușie-neagră prezintă uneori tente verzui.

Structura porfiroblastică este asigurată de prismele de tremolit dispuse într-o masă de calcit, granat, piroxen, epidot. Uneori cristalcele prismatice de diopsid capătă dimensiuni cu care concurează tremolitul. Roca se prezintă într-o stare avansată de alterare și are următoarea paragenază metaliferă: calcopirită, pirită, pirotină, blendă, calcozină, bornit.

C) Epidozite

Sînt roci de culoare neagră-verzuie pînă la verde-cenușie cînd sînt ceva mai proaspete. Au o structură granoblastică, dar uneori și porfiroblastică. Epidotul apare fie granular fie ca cristale prismatice alungite după axa *b*.

Calcitul, în macroblaste asigură matricea, uneori fiind prezente cuarțul și adularul. Roca este mineralizată cu plaje de calcopirită și pirită.

Pe fisuri își fac apariția zeoliți, dintre care au fost identificați stilbitul și laumontitul.

Adesea epidotul trece în calcit și în acest caz roca împrumută o nuanță albicioasă murdară.

D) Mineralizațiile asociate

Zăcămintele afectate zonei Coșovița — Pădurea Comunală fac parte din grupul de tranziție al zăcămintelor pneumatolitice de contact-hidrotermale, de tip Clifton-Morenci (S c h n e i d e r h ö h n, 1958).

Ele reprezintă acumulări de substanță minerală utilă, ce iau naștere în părțile superioare ale zonei hipabisale, pe zone de fractură din depozitele carbonatice și sînt raportate magmatismului laramic.

Pornind de la faptul că atît soluțiile mineralizate cît și rocile eruptive pe care le însoțesc au provenit din același rezervor magmatic, ca produse înrudite (S c h n e i d e r h ö h n, 1941), este explicabilă frecvența asociere a zăcămintelor metasomatice cuprifere cu roci eruptive de o anumită aciditate, respectiv intermediare și acide.

M u t c h (1956) a sintetizat de altfel într-o diagramă relația dintre tipul de rocă și paragenzele standard, subliniind frecvența asociere a compuşilor de Cu, Pb, Zn, Fe, Au, Ag cu roci cuarț-dioritice și dioritice.



În formarea zăcămintelor de acest tip, controlul structural și cel litologic sînt pregnanți exprimate, completînd influența factorilor tectono-magmatici. Localizarea acestor zăcămintele este determinată astfel de caracterul structural al unităților geologice în care ele sînt amplasate, de poziția și caracterele structurale și texturale ale formațiunilor și rocilor susceptibile de a fi substituite metasomatic.

Condițiile genetice speciale în care are loc formarea zăcămintelor Rochus și Elisabeta influențează atît asupra aspectului morfologic al corpurilor de minereu cît și asupra compoziției lor mineralogice. Paragenezele metasomatice de aici cuprind un număr redus de minerale primare (parageneza primară), în general cu structuri reticulare simple. Zona de oxidație lipsește, iar asociațiile de minerale secundare (parageneza secundară) sînt caracterizate printr-o compoziție mineralogică de asemenea simplă. Nu se remarcă, în mod obișnuit, dispunerea zonală a asociațiilor de minerale calitativ deosebite. Absența zonalizării se datorește atît unei slabe diferențieri a soluțiilor metasomatice în stadii tîrzii cît și formării aproape simultane a unora dintre minerale (ex. blenda, calcopirita, galena).

Mineralizațiile de la Coșovița au un caracter pregnant cuprifer, fiind constituite din sulfuri ale metalelor bivalente și în mod cu totul subordonat din oxizi de fier și sulfuri ale altor metale.

Minereul de Fe, Cu, Pb, Zn se dispune sub formă de cuburi, benzi sau impregnații în skarne, calcare și banatite silicificate.

Un caz particular îl prezintă mineralizația din brecea tectonică a zonei Elisabeta care fie formează benzi înguste (2 — 5 mm) ce urmăresc strict conturul fragmentelor de granodiorit, calcar, andraditit, șist cristalin fie formează mici filonașe (5 — 10 cm) în masa brecei, constituite din pirită, calcopirita, blendă, oligist.

1. Mineralizația asociată banatitelor. Este de două tipuri: de endocontact (temperatură înaltă) — banatitele în timpul deplasării superzonale, superficiale asimilează importante cantități de CaO și MgO din depozitele carbonatice pe care le străbat și astfel apar formațiuni de endoskarn: grosular, diopsid, epidot, în care se dezvoltă cuburi de calcopirita-bornit-pirită-molibdenit (foarte rar aici); hidrotermală (mezotermală)-tip „porphyry copper” constituită din: sericit-cuarț-calcopirita-magnetit-pirită-bornit-civa molibdenit.

2. Mineralizația din skarne. În mod dominant se dezvoltă o paragenză hipomezotermală: pirotină-calcopirita-pirită-blendă-hematit-oligist.

În zona Elisabeta paragenza arată astfel: pirotină-calcopirita-pirită-marcasită-galenă-blendă-tetraedrit.

În zona Rochus apare paragenza: calcopirita-blendă-pirită-calcocină-digenit-bornit-hematit-oligist.

Într-o proporție redusă participă la mineralizația din skarne și tipul pirometasomatic reprezentat prin paragenza: calcit-diopsid-grandit-amfibolit-magnetit-pirită.



3. **Mineralizația din calcarele cristaline.** Ea se dispune ca mici filcnașe sau ca impregnații și este reprezentată de parageneza : pirită, calcopirită, blendă, uneori fier oligist. Acest minereu se datorește soluțiilor hidrotermale târzii ce depun aceste sulfuri în condiții de P_0 ridicată și P_0 scăzută, la exteriorul zonei de skarn, uneori chiar la o oarecare depărtare de contact.

Mineralizațiile zonei Coșovița reprezintă o venire poliascendentă care se caracterizează prin desfășurarea sa în două etape, cu dispunerea mineralelor metalice în cadrul unui interval termic cu limite largi. Succesiunea de formare a paragenezelor se desfășoară astfel încît fiecare paragenză în comparație cu cea precedentă are o valoare sporită a raporturilor S : O și Cu : Pb, Zn : Fe.

Forma corpurilor de minereu nu coincide totdeauna cu cea a corpurilor de skarne. Căile de pătrundere ale soluțiilor skarnizante și metalifere au fost aceleași, dar structurile de localizare au fost diferite. Minereurile sînt depuse după formarea principalei mase de skarn, în diferite porțiuni favorabile din punct de vedere structural. Caracterul repartiției minereurilor este neuniform.

Temperatura de formare variază de la înaltă (minereul din skarne și endoskarne) la mezo-epitermală (minereul din banatite și calcare recristalizate).

Relația strînsă autometamorfism-mineralizație este bine evidențiată la magmatitele din sectorul Rochus, care după frecvența mineralelor aparținînd diferitelor faciesuri de alterare pot fi atribuite tipului „cuarț-sericit-pirită” (S c h w a r t z, 1947).

Zonele cele mai favorabile pentru formarea metasomatitelor au fost cele de interferență a factorilor structurali cu cei litologici. Influența controlului litologic este mai slab exprimată în condițiile unei apropieri de suprafață. Micșorarea presiunii interne și a temperaturii soluțiilor are ca efect distrugerea echilibrelor chimice, fapt care conduce la apariția colozilor cu putere de migrare redusă, în care deplasarea ionilor este îngreunată și ca o consecință a efectului de filtrare. Astfel, lipsa texturilor colomorfe în cazul zăcămintelor Rochus și Elisabeta s-ar putea datora situației acestora la o oarecare adîncime, în roci carbonatice acoperite de formațiuni ecran (depozite neogene).

Paragenezele de sulfuri, și în mai mică măsură de oxizi, se dispun ca mase compacte, cu o structură granulară pronunțată, evidențînd adesea relații mutuale (mutual boundaries), mai ales blendă și galena, dar și calcopirita-piritina, structuri în golfuri la blendă-galenă, structuri emulsionare, la calcopirită-blendă, bornit-calcopirită, bornit-calcozină. În cîteva cazuri se relevă structuri datorate unei deformări locale intense care a condus la breccifierea piritei și uneori a hematit-oligistului.

Granulele brecciate de pirită, au fost cimentate ulterior cu calcit. Se remarcă uneori dezvoltarea calcozinei pe planele de creștere ale piritei.

Hematitul-oligist se dispune în snopi și deseori trece în limonit pămîntos.



Au fost executate pe 6 eșantioane cu blendă, determinări de microduritate cu microdurimetrul P. M. T.-3 și s-a urmărit în același timp conținutul blendei în Fe%. Se remarcă o corelație inversă între duritate și conținutul de fier (tab. 6).

TABELUL 6

Relația conținut în fier/duritate la blende (Coșovița)

Proba	localizarea	Fe %	D (kg/mm ²)
81	F. 4	7,86	195
79	F. 4	7,79	196
85	F. 15	8,05	191
84	F. 7	10,10	192
58	F. 33	6,58	201
13	P. 67	6,90	198

Analist: M. Gheorghiu, IGPSMS.

V. CONSIDERAȚII MINEROLOGICE

Principalii constituenți ai paragenezei pirometasomatice de la Coșovița sînt granații; într-o mică măsură mai participă la paragenză piroxenul magnezian și wollastonitul.

Din faza subsecventă procesului de skarnizare reținem, pentru proporția în care participă la alcătuirea paragenezei secundare, de pseudo-skarn, amfibolii și epidotul.

Dintre aceste minerale, au fost studiate fizic și chimic granații și amfibolii.

A) Granații

Apar ca agregate monominerale în skarnele cu granați, ca mici cuiburi sau vinișoare în skarnele cu grosular și antofilit și în skarnele cu granat și wollastonit, ca porfiroblaste izolate în skarnele foldspatice sau în skarnele cu diopsid și tremolit.

Agregatele granoblastice prezintă uneori în spărtură fețe de dodecaedru romboidal (110); foarte rar s-au observat cristale întregi de granat, tapisînd mici geode, recoltate incomplet din carote, în care se mai dezvoltă și mici cristale de calcit.

Culoarea variază de la brun-roșcată în skarnul cu granați la galben-brună în skarnul cu grosular și antofilit.

Particularitățile cristalochimice ale granaților de la Coșovița au fost urmărite prin studiul în spectrul de absorbție în infraroșu, R. X., analize chimice.

Parametrul reticular α , dimensiunea sa în special, reprezintă un diagnostic deosebit de prețios pentru stabilirea tipurilor de granați, în care scop a fost folosită împreună cu determinările de greutate specifică și



indice de refracție în diagrame adecvate, raportându-se apoi la compoziția chimică a granatului (Levin, 1949; Skinner, 1956; Sriradamas 1957; Winchell, 1958).

Au fost executate două difractograme ale unor granați izotropi din skarnele cu granați, rezultând valori ale parametrului reticular variind între 11,856 — 12,032.

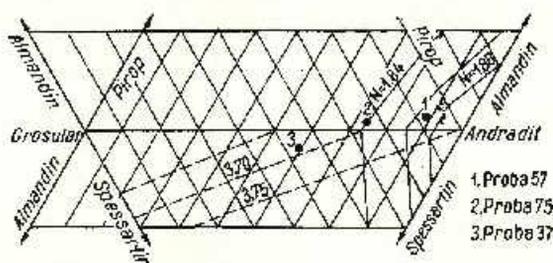


Fig. 4. — Proiecția granditelor în funcție de indicii de refracție și de greutatea specifică.

1, proba 57; 2, proba 75; 3, proba 37.

Projection des grandites en fonction des indices de réfraction et du poids spécifique.

1, échantillon 57; 2, échantillon 75; 3, échantillon 37.

Prin proiectarea în diagrame Winchell (utilizând în plus și densitățile și indicii de refracție) rezultă termeni andraditici (74% — 90% andradit).

TABELUL 7

Parametrul reticular „a” calculat din difractograme

proba kl1	75 F. 36		57 F. 34	
	dA	aA	dA	aA
(611) (532)	1,9374	11,860	1,9533	12,032
(620)	1,8953	11,858	1,9038	12,028
(444)	1,7076	11,862	1,7378	12,030
(640)	1,6684	11,858	1,6909	12,026
(642)	1,5962	11,864	1,610	12,028
(800)	1,4821	11,856	1,5028	12,022
	a = 11,859 ± 0,003		a = 12,027 ± 0,003	

Analist: D. Gheorghitescu.

Au fost executate două analize chimice care pun în evidență un grosular ferifer și un granat ce tinde compozițional către termenul andraditic.



TABELUL 8

Chimismul unor granați de la Coșovița

Proba oxizi	proba 37/Forajul 33 (skarn cu granat wollastonit)	proba 54/Forajul 37 (skarn grosularic cu antofilit)
SiO ₂	37,32	37,52
TiO ₂	0,03	0,50
Al ₂ O ₃	8,82	18,10
Fe ₂ O ₃	18,40	5,30
FeO	2,05	4,10
MnO	1,03	0,60
MgO	0,80	0,84
CaO	30,64	32,90
H ₂ O ⁺	0,54	0,15
H ₂ O ⁻	0,12	0,04
Total	99,75	100,05

Analist: G. Nedelcu, IGPSMS.

Formulele structurale au fost calculate prin raportarea la 24 O.

Si	6,048	5,954	6,00
Al	—	0,046	
Al	1,711	3,254	
Fe ³⁺	2,254	3,969	0,661
Ti	0,004	0,178	3,978
Mg	0,200	0,178	
Fe ³⁺	0,301	0,439	
		5,953	5,989
Mn	0,149	0,082	
Ca	5,303	5,240	

Compoziția acestor granați recalculată în proporții moleculare confirmă în general diagnosticul structural.

TABELUL 9

Proporțiile moleculare ale granaților, provenite prin recalcularea analizelor chimice

Granați	Proba	
	37	54
Andradit	59,5	17,8
Grosular	30,1	70,0
Pyrop	3,1	3,2
Almandin	5,1	7,9
Spessartin	2,2	1,1
Uyarovit	—	—



Grosularul cu caracter ferifer (proba 54), (fapt confirmat și de o difractogramă, care deși nu a pus în evidență prea multe reflexe a permis calcularea unui $a = 11,842 \pm 0,003$) indică substituții pe poziția X a rețelei granatului $X_3Y_2(ZO_4)_3$.

Deși conținut mai scăzut (8% față de 15,4%) de fier feros decât grosularul de la Ginevro (descriș de Dimanche) grosularul de la Coșovița indică o cristalizare a granatului din tipul magnezian de skarn, în strinsă dependență de fugacitatea pe care o are oxigenul în mediul ambiant. Astfel, isotropia și anisotropia sînt controlate de gradul de ordine sau dezordine a rețelei silicatului.

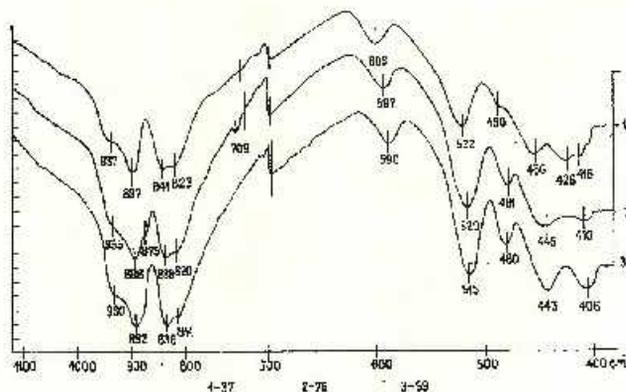


Fig. 5. — Spectre I.R. de granați.

1, proba 37; 2, proba 75; 3, proba 59.

Spectre I.R. des grenats.

1, échantillon 37; 2, échantillon 75; 3, échantillon 59.

Spectrele I. R. rezultate prin prelucrarea a trei probe de grandit provenind din skarnul granditic (analist D. G h e o r g h i ț e s c u), indică prin alura curbelor și ușoarele deplasări de benzi, termeni andraditici (spectrele de absorbție înregistrate pe domeniul $400 - 1300 \text{ cm}^{-2}$ arată similitudine cu cele prezentate de D i m a n c h e, T a r t e (D i é l e t t e, 1965) și V l a d, (D o g n e c e a, 1974).

Determinările de greutate specifică și indici de refracție arată valori destul de coborâte, care vin în contradicție cu conținutul remarcabil în fier al acestor granați (tab. 10).

TABELUL 10

Valorile indicilor de refracție (N) și greutății specifice (Gs) pentru granații de la Coșovița

Valori variabile	Proba 57	Proba 75	Proba 37	Proba 54
N	$1,871 \pm 0,005$	$1,845 \pm 0,005$	$1,842 \pm 0,005$	$1,754 \pm 0,005$
Gs	3,78	3,72	3,68	3,64



Valori convenabile arată doar grosularul ferifer (54), explicabile prin conținutul foarte ridicat de Al_2O_3 .

Studiul optic evidențiază forme cristaloblastice (dodecaedri romboidali și trapezoedri), forme granulare poligonale sau mase compacte de relief ridicat.

Granații din zona Coșovița, ca și cei de la Ciclova, Sasca, Dognecea, Moldova Nouă⁵ prezintă două tipuri principale de anomalii optice (Gheorghitescu, 1973⁶, Vlad, 1973). Bineînțeles că ne referim la granații anizotropi. Verkaeren (1971), le clasifică pentru întâia oară în: anomalie de ordinul 1 și anomalie de ordinul 2.

1. **Anomalia de ordinul 1.** Unele granule de granat apar omogene în nicoli paraleli. În nicoli în cruce însă, ele apar divizate într-o serie de sectoare birefringente, în general de formă triunghiulară, având vârful dispus în partea centrală a granulei. Limitele între sectoare sînt cînd tranșante cînd difuze. Se remarcă de asemenea faptul că două sectoare opuse prin vârful lor posedă aceeași orientare optică. Birefrința prezintă mici variații valorice, nedepășind 0,005.

Această anomalie se datorește pare-se unei stări de tensiune, ea însăși provocată de un amestec isomorf de substanțe de volum molecular diferite (Goldschmidt, 1911), și este adevărat (se confirmă și în cazul skarnelor de la Coșovița) că granații cei mai anizotropi se plasează chiar la mijlocul seriei grosular-andradit. Dimpotrivă, termenii extremi ai seriei apar izotropi. Din păcate însă, de multe ori această logică este infirmată.

2. **Anomalia de ordinul 2.** Granulele de granat prezintă un sistem de lamele, de grosime variabilă, alternativ izotrope și anizotrope, paralele cu bordura granulelor și amintind maclele polisintetice ale plagioclazilor. Birefrința este variabilă dar nu depășește valoarea 0,005 — planul de alipire este (110), adică cel de dodecaedru romboidal —.

În lumină naturală (nicolii paraleli) și în secțiunile relativ groase, lamelele izotrope arată întotdeauna o refrință mai ridicată marcată printr-o tentă gălbuie. Acest tip de anomalie este întotdeauna asociată anomaliilor de primul ordin. Fiecare sector posedă sistemul său propriu de lamele. Totdeauna lamela terminală este anizotropă. Sistemele de lamele din două sectoare opuse au aceeași orientare optică. O varietate a acestui tip de anomalie, care la Coșovița are o mare frecvență, este constituită dintr-un sistem de lamele mai fine, suprapus celui alt sistem, descris anterior și avînd direcție (111), adică plan octoedrică. În acest caz, Goldschmidt consideră că ar fi vorba de veritabile macle. Granații ce prezintă acest tip de anomalie sînt considerați ca fiind de compoziție omogenă și apropiați de un grosular pur Goldschmidt (1911).

⁵ D. Gheorghitescu. Studiul geochimic al skarnelor cu mineralizații cuprifere de la Vîrad (Moldova Nouă). 1972. Arh. Inst. Geol. Geof.

⁶ Op. cit. pct. 3.



Sintezele de granați aparținând seriei grosular-andradit au condus la ipoteza că apariția birefringenței la granat este în strinsă legătură cu compoziția chimică a fluidului skarnizant primar (Kalinin, 1967).

Experimentele cu microsonda electronică au oferit rezolvarea a câteva semne de întrebare ce însă nu fuseseră elucidate.

Anomalia de ordinul 2 nu reprezintă o macă în sensul cristalografic al termenului, constatându-se că indivizii alipiți nu au aceeași compoziție chimică. Experimentele unui grup de cercetători ce au urmărit elucidarea pe plan fizico-chimic a problemei, au pus în evidență relația dintre anizotropie (care cristalografic se traduce prin diminuarea simetriei) și o stare de tensiune intrinsecă cristalului — Chase et al., 1960). Din păcate, nu sînt prezentate clișee ale debyeogramelor executate. Verkaren a ajuns, în urma încercărilor cu microsonda electronică, la concluzia că termenul extrem al seriei este totdeauna mai simetric decît soluția solidă între mai mulți termeni ai acesteia (fapt prevăzut de Goldschmidt și confirmat și de experiențele lui Kalinin).

În concluzie se poate afirma că în zona Coșovița, granații, principalii constituenți ai pirometasomatitelor cupriferă reprezintă soluții solide între termeni intermediari ai seriei izomorfe grosular-andradit; este de relevat tendința spre atingerea compoziției ideale a termenului extrem andradit, în condițiile paragenezei de aici în principal, granații de aici prezintă anomalia de ordinul 2, varianta mai sus descrisă. Interesant de asemenea grosularul ferifer ce apare în zona Rochus, în skarnele magneziene.

B) Amfibolii

În faza subsecventă a procesului de skarnizare se dezvoltă minerale (silicați) cu gruparea OH în rețea; ele se suprapun silicaților de skarn sau formează concreșteri cu aceștia. Astfel, dacă ar fi să indicăm componența paragenezei melasomatitelor de la Coșovița vor trebui enumerate: diopsid grosular, grandit, feldspat plagioclaz, wollastonit, spinel, magnetit la care se adaugă silicații hidroxilați: amfiboli, epidotii, clorite. Evident este vorba de o paragenză comprehensivă, cu valoare de generalizare. Pe tipuri de skarn paragenezele sînt bi sau triminerale, fiind rareori compuse din mai multe faze minerale. Amfibolii apar în majoritatea paragenezelor și sînt reprezentanți prin antofilit și tremolit; de regulă formează agregate cristaline, individualizate față de masa rocii din care fac parte.

1. **Antofilitul.** Amfibolul feromagnezian — $(Mg, Fe^{2+})_7 Si_3 O_{22} (OH)_2$, mai puțin răspîndit decît tremolitul, a creat totuși un tip petrografic distinct prin asocierea sa cu grosularul de asemenea remarcabil ferifer. Culoarea verde-cenușiu a plajelor de antofilit din skarnul magnezian cu grosular și antofilit trece într-o culoare alb-verzui în secțiunea subțire, cu un pleocroism scăzut, în tente gălbui. Habitusul este fibros, rar prismatic. Fibrele de antofilit se dispun în snopi, încadrați de agregatele granoblastice de grosular. Relieful este destul de ridicat, ($N_z = 1,709$; $N_m = 1,6944$) ceea ce după Deer, Howie, Zussman se traduce prin substituții repetate $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$.



Birefrința prezintă valori cuprinse între 0,015 — 0,020 iar unghiul axelor optice este ca la majoritatea antofilitelor mare, 89°. Semnul optic este pozitiv, ceea ce denotă după D e e r et al. (1963) o varietate bogată în fier.

Analiza chimică complexă a antofilitului (tab. 11) evidențiază câteva fapte demne de relevat : conținut ridicat de fier feros și scăzut în aluminiu, care implică substituții $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$ și $(Mg, Fe^{+2}) Si \rightleftharpoons AlAl$; aceste substituții determină valori ridicate ale refrinței și dispersiei și semnul optic pozitiv; similitudine cu antofilitul de la Hastings County, descris de T i l l e y (1957), unde în mod similar are loc o importantă metasomatoză a magneziului.

Valoarea raportului 100 Mg : (Mg + Fe²⁺ + Fe⁺³ + Mn), care în cazul antofilitului magnezian variază între 75 — 85, indică pentru amfibolul rombic de la Coșovița prin valoarea de 62,3 un feroantofilit.

Antofilitul, prin prezența sa în parageneza pirometasomatitelor de la Coșovița, indică asociații magneziene cu deficit de siliciu, bogate în FeO și Al₂O₃ dezvoltate în aureola de contact banaticică, în faciesul corneencilor cu hornblendă (subfacies grosular-antofilit-spinel-clorit).

TABELUL 11

Chimismul antofilitului de la Coșovița (Oravița)

Numărul de ioni din formula structurală calculați pentru 24(O, OH, F)

oxizi	proba 65 F.34 Rochus	ioni	proba 65	
SiO ₂	50,12	Si	7,187	8,00
TiO ₂	0,24	Al	0,813	
Al ₂ O ₃	7,36	Al	0,415	7,107
Fe ₂ O ₃	0,88	Ti	0,023	
FeO	18,26	Fe ³⁺	0,102	
MnO	0,67	Mg	3,928	7,107
MgO	19,04	Fe ²⁺	2,225	
CaO	0,82	Mn	0,071	
Na ₂ O	0,64	Na	0,210	
K ₂ O	0,01	Ca	0,130	
H ₂ O ⁺	1,81	K	0,003	
H ₂ O ⁻	0,05	OH	2,204	2,20
	99,89			

100 Mg : (Mg + Fe²⁺ + Fe⁺³ + Mn) = 62,3

Analist: G. Nedeleu, IGPSMS.

2. Tremolitul. Amfibolul calcomagnezian apare în parageneza diopsid-granat-tremolit-clinozoizit. Are o culoare alb-murdară în eșantion și este incolor în secțiune subțire.

Habitusul este în general fibros, foarte rar prismatic.

Cîteva constante optice :

$$N_g = 1,623 \quad N_g - N_p = 0,019$$

$$N_m = 1,611 \quad c/N_g = 18^\circ$$

$$N_p = 1,604 \quad 2V = \pm 86^\circ$$

O caracteristică asemănătoare cu aceea a tremolitului din skarnele de pe Valea Tismanei (B e r z a et al., 1970) este lipsa totală a pleocroismului, datorită caracterului puternic magnezian, fierul fiind practic absent (vezi analiza chimică).

TABELUL 12

Chimismul tremolitului de la Coșovița (Oravița)

oxizi	proba 70 F. 34 Rochus	oxizi	proba 70 F. 34 Rochus
SiO ₂	56,55	K ₂ O	1,05
TiO ₂	0,25	H ₂ O ⁺	0,16
Al ₂ O ₃	1,29	H ₂ O ⁻	0,35
Fe ₂ O ₃	0,63	F ⁻	0,32
FeO	0,43		
MnO	0,02	O-F	0,15
MgO	26,05		
CaO	11,50		
Na ₂ O	1,43	Total	100,18

Analist: V. Merches, IGPSMS.

Numărul de ioni, în vederea stabilirii formulei structurale, a fost calculat pentru 24 (O, OH, F).

ioni	proba 70 (Rochus)		ioni	proba 70 (Rochus)	
Si	7,962	8,00	Mn	0,001	2,420
Al ^{iv}	0,038		Mg	5,344	
Al	0,168	5,855	Ca	1,712	0,308
Fe ³⁺	0,058		Na	0,465	
Fe ²⁺	0,056		K	0,243	
Ti	0,028		OH	0,176	
			F	0,132	

$$100 \text{ Mg: } (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) = 98,9.$$

Reiese destul de pregnant caracterul magnezian al tremolitului de la Coșovița. Faptul este confirmat și de B.X., difractograma fiind similară ca aspect cu aceea a tremolitului de la Balmat, New York (W e e k s, 1956).



TABELUL 13

Difraclograma tremolitului de la Coșovița (FeK)

Distanța reticulară dÅ	Intensitatea I	Distanța reticulară dÅ	Intensitatea I
9,101	15	3,124	100
8,472	70	2,825	40
5,087	5	2,711	40
4,801	10	2,390	20
4,532	15	2,351	20
4,224	15	2,306	5
3,403	10	2,020	10
3,284	40	1,878	30

Analist: D. Gheorghitescu

Proiectând în diagrama Hallimond cifrele cationilor din formulă se constată că tremolitul se plasează în câmpul termenului ideal $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

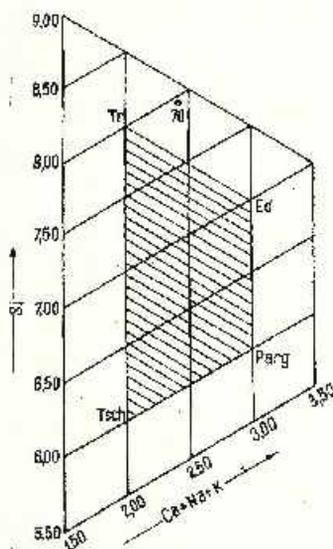


Fig. 6. — Diagrama Hallimond pentru amfibolii de la Coșovița. Diagramme Hallimond pour les amfiboles de Coșovița.

Conținuturile remarcabile în Na_2O și K_2O care determină o ocupare avansată a poziției vacante din structură, fac ca proiecția tremolitului să fie deplasată față de punctul ideal, rămânând însă în câmpul acestuia. Diagrama Sundius obținută prin corelarea conținutului în alcalii cu proprietățile optice indică pentru amfibolul magnezian de la Coșovița un tremolit ușor richteritic. Participarea importantă a potasiului în compoziția acestui tremolit richteritic se remarcă prin valoarea raportului $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,34) care este mai mică decât valorile calculate pentru tremolitele citate de Deer et al. (1963).

Examinarea paragenezelor a condus la stabilirea pentru faza de skarn a unei temperaturi maxime de 550° (astfel, nu se pătrunde în condițiile faciesului corneenelor piroxenice — Winkler, 1967), fazele ulterioare fiind însă situate la temperaturi descrescătoare cu cât geneza mineralilor este mai tardivă.

Considerăm că geneza amfibolilor, în faza hidrometasomatică a avut loc la temperaturi de aproximativ 450° (corespunzătoare trecerii de la condițiile faciesului corneenelor amfibolice la cele ale faciesului albit-epidotitic). Participarea însemnată a alcaliilor în cazul tremolitului indică după Shido (1958) o geneză a acestuia în condiții de presiune ridicată. Acest fapt reconfirmă considerentele geologice pe baza cărora skarnele magneziene s-ar fi format la o oarecare adâncime, acolo unde influența magmatitelor laramice a fost mai pregnantă.

VI. GENEZA SKARNELOR ȘI A MINERALIZAȚILOR ASOCIATE

Punerea în loc a apofizelor banatitice din zona Coșovița — Pădurea Comunală a generat o accentuată creștere a temperaturii, aceasta în condițiile menținerii unei presiuni relativ constante. Pierderea de căldură în mediul înconjurător a favorizat un proces de cristalizare a magmei intruse, proces ce determină la rândul lui o presiune a volativilor în restul lichidului, astfel că iau naștere emanații gazoase ce produc efecte pirometasomatice. Depozitele carbonatice s-au comportat diferențial, în condițiile noi, post-magmatice, în funcție de caracteristicile structurale și litologice (falieri, zone breicioase, intercalații argiloase, grezoase) în funcție de adâncimea la care se desfășoară procesele metasomatice, în funcție de variațiile potențialului chimic sau activității chimice (așa numita concentrație termodinamică-Garrels) și ale concentrației reale a componentilor fazei statice sau filtrate.

Silicații de skarn cu o densitate superioară paleosomului ca și degajarea importantă de CO_2 produc considerabile scăderi de volum; în golurile ce iau naștere astfel se dezvoltă un metasom format prin aport de Si, Fe, Mg, prin remobilizarea Ca și parțial a Mg și prin levigarea de asemenea parțială a alcaliilor.

A) Succesiunea de formare; rolul jucat de difuziune și infiltrație în procesul metasomatic

Neoformațiunile metasomatice, prin varietate, mod de prezentare, relațiile cu celelalte formațiuni geologice denotă un caracter poliascendent al procesului genetic și anume:

1. Stadiul pirometasomatic-hidrotermal:

a) *faza principală* (de skarnificare), silicați calცი, oxizi de fier, sulfuri;

b) *faza subsecventă* (pseudoskarn), sulfuri ale metalelor bivalente, silicați cu OH, oxizi de fier, cuarț.



2. Stadiul epitermal-carbonați, cuarț, hidroxizi de fier. Apariția paragenazelor din fazele *a* și *b* constituie efectele a două venituri succesive cu compoziție aproape similară, păstrînd un caracter de continuitate al stadiului pirometasomatic hidrotermal.

Produsele stadiilor 1 și 2 sînt separate geometric prin discontinuități ce reflectă întreruperi în succesiunea de formare a metasomatitelor.

Dificultatea de a estima rolul exact de infiltrație și difuziune l-a determinat pe *Laffitte* (1957) să încerce o reformulare a legilor mecanismului de transport. El încearcă adaptarea noțiunii de mediu mobilizat, înlocuiește noțiunile de fază fluidă filtrată (percolantă) și fază fluidă statică cu noțiunea de fază fluidă interstițială complexă.

Deplasarea substanței este în funcție de geometria acestei faze interstițiale (mai ales permeabilitatea paleosomului) și de diferiți gradienti ai variabilelor de tensiune ce acționează în această fază; *Laffitte* introduce într-o asemenea situație termenul generalizat de transdifuziune.

În zona Coșovița, difuziunea a jucat rolul determinant în timpul recristalizării calcarelor (metamorfism izochimic).

Pirometasomatitele și hidrotermalitele, ce reprezintă efectul aportului substanțial de Si, Fe, Mg, Cu, Zn, Pb, subordonat Na, K, Ti, de la mare distanță (metamorfism allochimic) se formează prin infiltrația fluidelor de natură postmagmatică în calcare și depunerea de neoformațiuni ca urmare a scăderii substanțiale a presiunii (de la sute de atm. la cea 250 ~ 300 atm.) și a reacției cu palasomul carbonatic.

În corpurile de skarne, mobilitatea diferențială a componentilor conduce la apariția unor zone biminerale, mai rar multiminerale; exemplul corpurile din zona mineralizată Roșus :

granat / granat + piroxen / calcar

A ← 0 → B

granat / granat + wollastonit / calcar

A ← 0 → B

În zona O predomină o stare de dezechilibru (*Thompson*, 1959), dar la suprafețele de separare A și B se dezvoltă mici zone monominerale cu piroxen și wollastonit, treptat ajungîndu-se la desființarea zonelor biminerale, astfel :

granat / piroxen₁ / piroxen₂ / calcar

granat / wollastonit₁ / wollastonit₂ / calcar

Aceste noi zone se caracterizează printr-o constanță deosebită a compoziției mineralogice, însoțită uneori de un ușor gradient de concentrație, caracteristică unei zonalități de infiltrație.

În afara aspectelor menționate mai trebuie subliniate și altele ca de pildă : dezvoltarea foarte redusă, locală a unor metasomatite, microstructurile zonare la granați, benzile de skarn paralele cu canalul de aducțiune (care este de cele mai multe ori contactul banatite/calcare). Toate acestea se explică prin rolul jucat de difuziune.



Odată cu trecerea de la condițiile fizice ale fazei de skarnificare la cele corespunzătoare fazei subsecvente, s-a produs o contracție generală a rețelei mineralelor (datorită reducerii temperaturii au loc contracții termice ale rețelelor mineralelor, o scădere de volum; scăderea presiunii duce la o dilatare a rețelelor, care implică o creștere a volumului însă, în mod evident, mai mică decât scăderea de volum datorită reducerii temperaturii) rezultând microfisuri ce favorizează într-o măsură mai mare circulația fluidelor. În urma acestui proces se depun o serie de minerale metalice, chiar în apropierea căilor de acces avînd loc concomitent și o substituție parțială a granațiilor și a piroxenilor.

B) Calculul bilanțului metasomatic

Exprimarea cantitativă a metasomatozei (aport și levigare) a fost încercată de mai mulți cercetători, reușindu-se mai mult sau mai puțin găsirea unor metode cît mai apropiate de realitate.

În scopul calculului bilanțului metasomatic pentru metasomul de la Coșovița — Pădurea Comunală, care permite determinarea cantității de molecule ale componentilor în volumul standard, a fost utilizată metoda B o g o l e p o v - G o r o h.

Operațiile de calcul sînt introduse în formula :

$$X = D \cdot e \cdot k$$

unde :

X = cantitatea de molecule din volumul standard al rocii

D = greutatea volumetrică

e = procentul de greutate al componentului calculat din rocă

k = coeficient de calcul egal în particular cu raportul

$$\frac{60}{M}, \text{ unde}$$

M = greutatea moleculară a componentului calculat

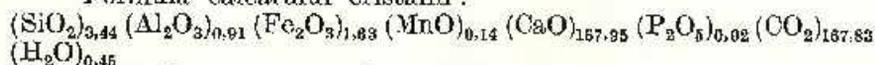
S-a realizat un profil chimic prin analizele nr. 10, 19, 69, 46. Pentru obținerea greutății volumetrice la fiecare dintre cele patru tipuri de roci s-au utilizat picnometre Gintl cu capacități de 25 și 50 ml, făcîndu-se apoi media rezultatelor determinărilor.

După calcularea succesivă a cantităților de molecule ale fiecărui component în volumul standard, tabelul 14, se alcătuește formula rocii.

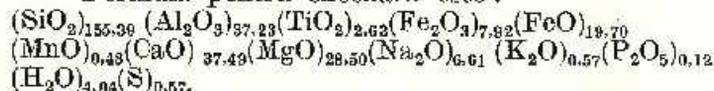
Prin compararea formulei rocii inițiale cu aceea a rocii metamorfizate metasomatic se poate stabili cu ușurință care dintre cele două procese, aport sau levigare, are prioritate în formarea metasomatitelor de la Coșovița.



Formula calcarului cristalin :



Formula pentru exoskarn este :



C) Aspecte ale zonalității

Zonalitatea produselor metasomatice, mai puțin discutată până acum cîțiva ani în literatură, a constituit unul dintre obiectivele urmărite de actualul studiu, avîndu-se în vedere latura aplicativă bazată pe faptul că o dispunere zonală evidențiată într-o regiune poate servi drept ghid pentru lucrări de prospecțiune și explorare în alte regiuni asemănătoare geologic-structural.

La noi în țară, un prim studiu de acest gen îl constituie „Répartition de la minéralisation dans les skarns de Băița Bihorului” de Cioflică, et al. (1971).

În zona Oravița, zăcămintul cuprifera Ciclova Montană a constituit subiectul unei lucrări în care se încearcă stabilirea unei zonalități a metasomatitelor de aici (Gheorghitescu, 1973).

Elementele care influențează distribuția în spațiu a metasomatitelor sînt : adîncimea la care au fost puse în loc magmatitele laramice indică un domeniu subvulcanic de apariție a skarnelor cu mineralizații cuprifere ; distanța față de intruzivul laramic — în zona Coșovița — Pădurca Comunală metasomatitele se dezvoltă în aureolele de contact ale apofizelor banatitice, ce ating o lățime maximă de 250—300 m ; natura litologică a formațiunilor geologice învecinate („influența topominerală” în sensul lui Schneiderröhlin, 1941). Participarea masivă a rocilor calcaroase a facilitat procesele metasomatice, cristalinul fiind de regulă mai dificil afectat ; mobilitatea diferențială a componentilor ; evoluția compoziției chimice a fluidelor venite de la aceeași sursă ; caracteristici ale tectonicii zonei — ca un caz aparte cităm zăcămintul Elisabeta, unde brexia tectonică ce umple două sisteme de fracturi a favorizat circulația fluidelor postmagmatice.

Zonalitatea metasomatitelor de la Coșovița prezintă un dublu caracter : zonalitate în spațiu și zonalitate în timp, care se completează reciproc pe diferitele porțiuni de zăcămint.

Din punct de vedere spațial, distribuția formațiunilor geologice ce alcătuiesc zăcămintele Rochus și Elisabeta este figurată în fig. 7 și 8. Corpurile de skarne ca și brexia auriferă urmăresc îndeaproape conturile apofizelor banatitice, iar mineralizația se dispune la rîndul ei, ca cuiburi, filonase sau cel mai adesea ca mase neregulate în skarne sau în brexie.

Uneori se pot urmări așa-numitele „roof pendants” — insule de calcare ce plutesc în masa eruptivului laramic.

Despre o zonalitate periplutonice este dificil de a se discuta ; la fel ca și în cazul zăcămintului Ciclova ca nu este în mod clar exprimată.



TABLEAU. 14
Calculul bilanțului metasomatic

Componente	Ranălit Greutate	Pr. 10 $\frac{60}{M}$	D=2,78		Londskarn Pr. 19 D=3,17		Exocarn Pr. 69 D=3,21		Marmoră Pr. 46 D=2,87	
			X=D.C.K.	Greutate	X=D.C.K.	Greutate	X=D.C.K.	Greutate	X=D.C.K.	Greutate
SiO ₂	73,40	1	204,78	30,26	95,92	48,41	155,39	1,20	3,44	
TiO ₂	0,30	0,59	0,30	0,59	1,07	1,39	2,63	—	—	
Al ₂ O ₃	14,30	0,75	29,90	14,25	33,85	15,47	37,23	0,43	0,91	
Fe ₂ O ₃	1,00	0,37	1,03	4,20	4,91	6,70	7,92	0,57	1,63	
FeO	0,75	0,83	1,75	0,20	0,50	7,40	19,70	—	—	
MnO	—	0,85	—	0,20	0,53	0,18	0,48	0,07	0,14	
CaO	1,61	1,07	6,52	36,68	124,39	10,92	37,49	54,70	167,95	
MgO	0,65	1,48	2,67	0,70	3,28	6,00	28,50	—	—	
Na ₂ O	3,55	0,96	9,48	0,10	0,28	2,15	6,61	—	—	
K ₂ O	4,14	0,63	7,25	0,34	0,66	0,29	0,57	—	—	
P ₂ O ₅	0,04	0,42	0,05	0,06	0,06	0,10	0,12	0,04	0,02	
CO ₂	—	1,88	—	11,50	40,37	—	—	43,0	167,83	
H ₂ O	0,26	3,34	2,39	0,40	4,21	0,38	4,04	0,05	0,45	
S	0,03	1,87	0,13	0,06	0,34	0,10	0,57	—	—	
Cu	—	0,94	—	—	—	—	—	—	—	
	100,03			99,54		99,49		100,76		



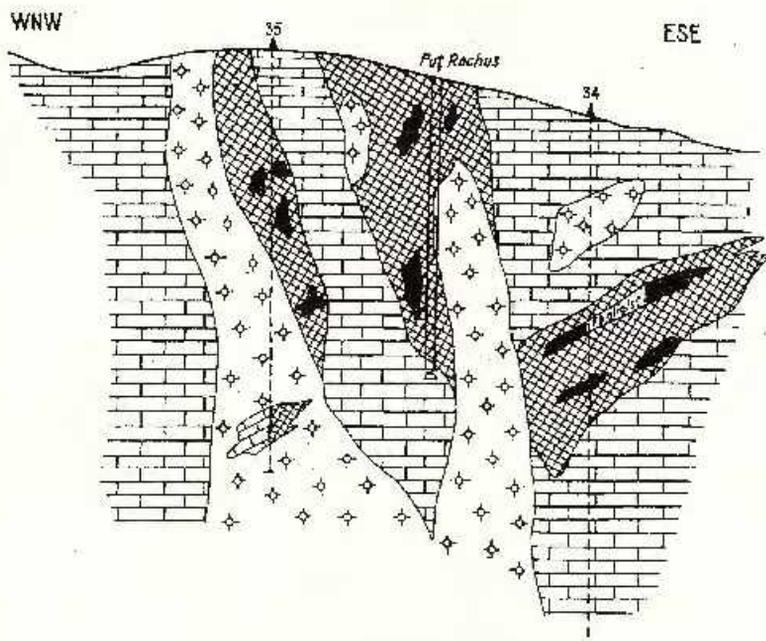


Fig. 7. — Schema distribuției spațiale a principalelor formațiuni geologice din zăcămintul Rochus (Oravița).

Schéma de la distribution spatiale des principales formations géologiques du gisement de Rochus (Oravița).

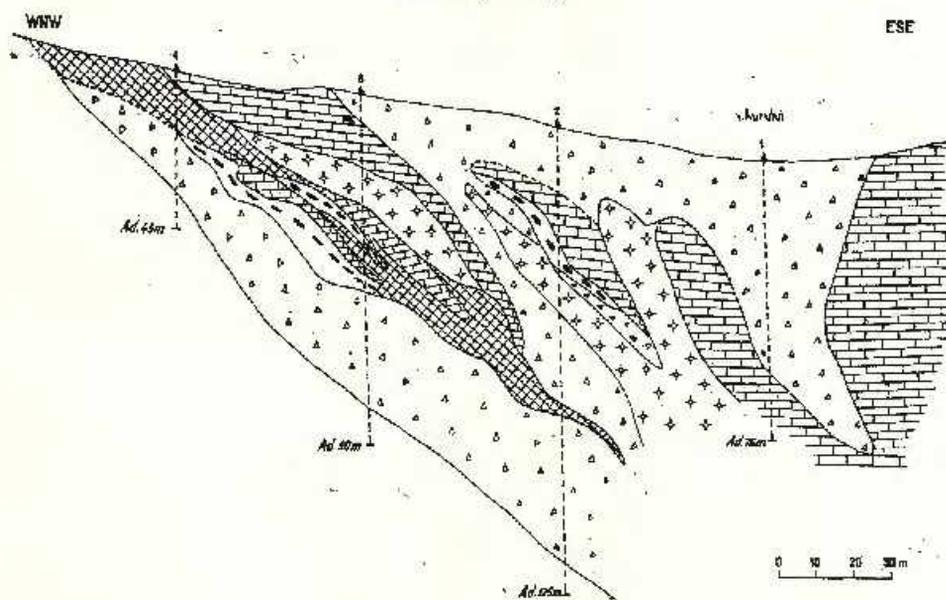


Fig. 8. — Schema distribuției spațiale a principalelor formațiuni geologice din zăcămintul Elisabeta (Oravița).

Schéma de la distribution spatiale des principales formations géologiques du gisement d'Elisabeta (Oravița).

Totuși, considerind aliniamentul Oravița—Ciclova—Sasca—Moldova Nouă se poate afirma că în vecinătatea plutonitelor (la W de localitatea Oravița, Dealul Gheorghe—Stinăpări, Suvorov) se dezvoltă preferențial skarne cu granați, pe când la distanță mai mare de acestea (Ciclova, Ungurelu, Florimunda, Vărad) apar într-o proporție însemnată și skarne piroxenice.

În mod analog are loc dispunerea zonală a minereurilor asociate; în zonele aferente plutonitelor parageneza este constituită din oxizi de fier și sulfuri de Cu, Zn, Pb, pe când în acelea în care formele de zăcămint predominate ale banatitelor sînt apofizele și filoanele strat parageneza aparține în mod aproape exclusiv sulfurilor, în special celor de cupru.

Zonalitatea localizată (spot zoning) se manifestă în mod acut în aureola de contact metasomatic a apofizelor banatitice; în funcție de calea principală de acces (care de cele mai multe ori a constituit-o contactul banatite/calcare) distingem o zonalitate transversală și una verticală.

Zonalitatea transversală, care reprezintă distribuția, într-un plan orizontal, a masei de skarne în interiorul calcarelor este un efect al dirijării diferențiale a fluidelor din principalul canal de aducțiune către rocile

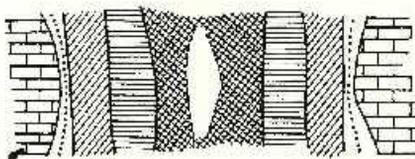


Fig. 9. — Repartiția zonală a diferitelor tipuri de metasomalite în cadrul zăcămintelor studiate din sectorul Coșovița.

Distribution zonale des différents types de métasomatites dans les gisements étudiés du secteur de Coșovița.

carbonatice unde a avut loc metasomatoza. Ea prezintă asemănări cu aceea de la Ciclova (Gheorghitescu, 1973). Skarnele cu diopsid și tremolit situate în vecinătatea calcarelor reprezintă frontul magnezian avansat, fiind cunoscut faptul că Mg se comportă ca un component deplin mobil în depozitele calcaroase (Korjinski, 1968).

Skarnul andraditic cu hematit se dispune central în raport cu calca principală de acces, iar skarnul grosularic cu antofilit, prin poziția sa vecină cu a celui andraditic confirmă blocarea aluminiului, încă într-o fază incipientă de transfer metasomatic.

În cazul zonalității pe verticală este respectat dezideratul conform căruia skarnul cu granați se dispune către adâncime, iar cel piroxenic, peste care se suprapun silicați cu OH în rețea ai fazei subsecvente către suprafață. Coloana metasomatică verticală/andradit/grosular/diopsid/amfibol/ se dispune astfel încît zonele sale componente tind să se înlocuiască succesiv pe măsura avansării frontului metasomatic.

Zonalitatea în timp se concretizează prin natura poliascendentă a procesului metasomatic (Vlad, 1974).



În stadiul de mineralizații pirometasomatic-hidrotermal, între cele două perioade de ascensiune a fluidelor, aportul s-a desfășurat neîntrerupt, însă cu un ușor decalaj de natură spațială, ca urmare a retragerii frontului metasomatic în urma deplasării sursei de fluide către interiorul pluto-

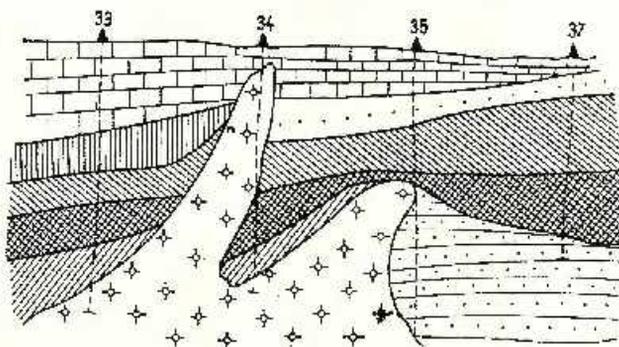


Fig. 10. — Schemă privind repartiția tipurilor de metasomatite și a corneenelor din zăcămintele studiate, pe verticală (Coșovița-Oravița).

Schéma de la distribution des types de métasomatites et des cornéennes des gisements étudiés, en sens vertical (Coșovița—Oravița).

nitului. Acest fapt vine să întărească ideea că cele două veniri s-au succedat rapid, între produsele valului inițial mai important și cele ale celui de al doilea interpunându-se un shifting minim, de câțiva metri.

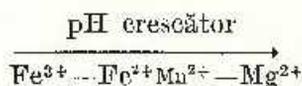
Astfel, se accentuează caracterul de continuitate (monoascendență) al celor două faze ale primului stadiu.

„Regenerarea” procesului metasomatic are loc prin suprapunerea peste produse ale stadiului pirometasomatic-hidrotermal a produselor stadiului epitermal, predominant carbonatice care imprimă caracterul de poliascendență a zonalității întregului ansamblu metasomatic de la Coșovița.

D) Chimismul mediului ambiant

1. Alcalinitate-aciditate și potențial de oxido-reducere. Fonteilles (1962) a subliniat influența pH-ului unei soluții asupra solubilității unei substanțe, la o anumită temperatură. El a obținut o anumită serie (în condiții de pH crescător) în care ionii devin pe rând insolubili cu precipitarea hidroxizilor la o temperatură de 25°.

Extinzând seria stabilită și pentru temperaturi mai înalte observăm că se confirmă ordinea:



Astfel, în zona Coșovița (zăcămintul Rochus) aproape de banatit participă granații ($\text{Fe}^{3+}\text{Al}^{3+}$), iar într-o regiune mai îndepărtată piroxenii și amfibolii. În regiunea cercetată piroxenul rămâne la compoziția termenului magnezian, diopsidul; acesta se formează la început, granații necristalizând decât după ce a fost consumată cantitatea de magneziu din fluidul postmagmatic, fapt confirmat de cantitatea foarte redusă de magneziu din rețeaua granaților.

Un indicator prețios al acidității mediului îl constituie conținuturile de fier din granați și piroxeni. Variația acidității determină o variată distribuire a fierului între granați și piroxeni. Creșterea acidității implică mărirea potențialului reducător și creșterea fericității piroxenilor; creșterea alcalinității duce la mărirea potențialului oxidant, facilitând creșterea fericității granaților.

J a r i k o v (1966) indică expresia :

$$\frac{N_{\text{Fe}}^{\text{Px}}}{1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Px}}} : \frac{N_{\text{Fe}}^{\text{Gr}}}{1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Gr}}} = Kf \text{ ce permite stabilirea gradului de aci-}$$

tate, definirea unuia dintre cele trei faciesuri ale acidității în cazul skarnelor calcei: aciditate ridicată, normală, scăzută.

Valorile lui Kf cuprinse între 1,023 și 1,028 se situează în domeniul acidității normale (tab. 15).

TABELUL 15

Valorile fericității granaților, piroxenilor și Kf de la Granița (Coșovița)

Localizare	$\frac{N_{\text{Fe}}^{\text{Px}}}{1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Px}}}$	$\frac{N_{\text{Fe}}^{\text{Gr}}}{1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Gr}}}$	Kf
	F. 33 Rochus	1,0586	
F. 34 Rochus	1,0612	1,0378	1,026
F. 36 Rochus	1,0722	1,0421	1,028
F. 4 Elisabeta	1,0543	1,0301	1,023
F. 15 Elisabeta	1,0624	1,0363	1,025

M u e l l e r (1961) apreciază că fluidele postmagmatice inițiale, (alc stadiului alcalin timpuriu — K o r j i n s k i, 1968) au un caracter puternic oxidant, fiind responsabile pentru efectele pirometasomatice din aureolă de contact. La Coșovița, aceste fluide generează skarnul granatifer (andraditic) cu hematit, în urma contactului lor cu calcare pure.

Caracterul oxidant inițial se reduce puternic în urma reacțiilor fluidelor cu calcarele recristalizate jurasice cu impurități (zona Rochus) oxizii de fier (în speță magnetitul) fiind destul de slab reprezentati cantitativ. De altfel, parageneza grosular + wollastonit + magnetit este destul de insignifiantă, de asemenea, din punct de vedere cantitativ.

În faza subsecventă, (stadiul acid — K o r j i n s k i, 1968) procesul de reducere a fluidelor postmagmatice continuă, deși la începutul acestei



faze ele încă mai păstrează un caracter oxidant. Procesul de reducere este amplificat de: mobilizarea componentilor din rocile înfilnite; scăderea temperaturii prin cristalizarea treptată a intruzivului banatitic, având loc disocierea H_2S , cu mărirea potențialului de sulf.

Apar epidot și ceva magnetit xenomorf ca și amfibolii descriși mai sus, ca dovezi ale caracterului oxidant inițial al acestei faze.

Apoi se dezvoltă gama de sulfuri enumerată anterior, la început asociația calcopirită+pirită fiind stabilă, potențialul de sulf fiind încă scăzut. Apoi P_s crește gradat și apar blendă, galenă, tetraedrit, etc.

Sfârșitul procesului metasomatic înseamnă stadiul alcalin târziu cînd oxigenul este iarăși predominant și ca indiceu este dezvoltarea la începutul acestui stadiu a hematit-oligistului, ca lentile de pînă la 50 m, în zona Elisabeta, mineral în care raportul Fe_2O_3/FeO atinge valori ridicate. Mai apar în cantități notabile calcitul și cuarțul precum și un hematit asemănător numai ca aspect cu muschetovitul.

2. Temperatura de formare a metasomatitelor și presiunea fluidelor.

Temperatura de formare a metasomatitelor a fost dedusă prin utilizarea echilibrilor de fază; este desigur o estimare cu caracter informativ, avînd în vedere multiplele deza acorduri existente actualmente între experimentele de laborator și situația reală din teren. Utilizînd rezultatele obținute de un mare număr de cercetători printre care Kalinin (1967), Koliago (1969), Ernst (1968), Bartholomé (1970), Dimanche (1969) și sintetizînd situația înfilnită în teren, putem afirma că pirometasomatitele de la Coșovița apar în jurul temperaturii de 550°C.

Faza subsecventă (epidot, amfiboli, clorit) se caracterizează prin temperaturi cuprinse între 450°—250° (limita superioară corespunzînd trecerii de la condițiile faciesului corneenelor amfibolice la cele ale faciesului albit-epidotice).

Mineralele metalice se dezvoltă într-o gamă termică cuprinsă între 500° pentru oxizii de fier (hematit, magnetit) și uneori pirită și 400°C pentru sulfuri și hematit-oligist (în acest scop au fost utilizate conținuturi în moli FeS ale blendei, care au variat în jurul unei valori de 14%, ceea ce indică temperaturi cuprinse între 350°—370°, temperaturi deduse și din numeroasele dezamestecuri blendă-calcopirită).

Temperaturile de formare similare ale silicaților din skarne și ale mineralelor metalice asociate sugerează, odată în plus, depunerea lor practic simultană, subliniată de altfel și de considerentele de ordin geologic.

Presiunea fluidelor skarnizante — mineralizante, dedusă pentru zona Coșovița — Pădurea Comunală are, ca și în alte zone învecinate (Ciclova, Sasca, Moldova Nouă), o valoare medie între aceea a presiunii hidrostatice (~300 atm.) și aceea a coloanei de fluid P_{π} (~100 atm.).

Un caz mai special pentru regiunea Oravița-Moldova Nouă îl constituie dezvoltarea la Coșovița a skarnelor feldspatice cu spinel. Parageneza feldspat+spinel indică formațiuni de temperatură ridicată, ce apar la contactul banatit/calcar dolomitice spre roca intrusivă, fiind echivalentul așa-numitei „roci de lingă skarn” Jarikov (1965), Tilley (1957).



Formarea acestor skarne are loc între sfârșitul stadiului magmatic și începutul stadiului postmagmatic; astfel este explicată apariția unor minerale de temperatură înaltă, bogate în aluminiu (feldspat, spinel) în timp ce printre mineralele de temperatură înaltă ale skarnelor postmagmatice, silicații cu aluminiu în rețea lipsesc ca rezultat al comportării inerte a acestui element în procesul de skarnificare postmagmatică.

Ele sînt catalogate drept skarne magneziene, deoarece numai aceste pirometasomatite se dezvoltă în domeniul magmatic.

Condițiile de P—T optime pentru această parageneză sînt asigurate printr-o P_{CO_2} ridicată (peste 250 atm.) care compensează temperaturile maxime de formare a acestui tip metasomatic din zona Oravița de numai 600°C, care reprezintă posibilitățile termice maxime ale apofizelor banatitice de aici (Jaeger, 1959 — în Winkler, 1967).

Aceste valori ale temperaturii și presiunii desemnează un domeniu de intensă activitate a Al_2O_3 și astfel între magma granodioritică și calcare devin imposibile orice fel de reacții de skarnificare. Singurul produs intermediar este plagioclazul care este însoțit la valori mai scăzute de T și P și implicit la o activitate mai redusă a Al_2O_3 de spinel (termenul magnezian).

VII. CONCLUZII

Structura geologică complexă a regiunii Oravița a fost complicată și mai mult în decursul fazei de orogen laramic, cînd în urma deformărilor intense produse au fost puse în loc o serie de corpuri banatitice, în a căror aureolă de contact au avut loc profunde modificări ale rocilor preexistente.

Apofizele banatitice de la Coșovița au produs în aureola lor de contact o gamă variată de metasomatite care au luat naștere prin procesul de infiltrație la contact al fluidelor postmagmatice ce au o mișcare ascensională prin zone tectonizate (Elisabeta) sau de-a lungul contactului între formațiuni diferite (control structural); uneori acestui proces i se supra-pun ușoare efecte ale procesului de difuziune; substituția cu grade diferite de intensitate a unui paleosom carbonatic, mai mult sau mai puțin pur chimic (control litologic).

Aceste metasomatite sînt reprezentate prin corneene, dar mai ales prin skarne care în funcție de chimism sînt calcice sau magneziene, avînd în principal paragenеза granați + piroxeni + wollastonit; un caz special îl constituie apariția skarnelor feldspatice cu spinel. Skarnelor li se succed oxizii de fier (hematit, magnetit) care în zona Coșovița sînt foarte slab reprezentați cantitativ.

Într-o fază subsecventă are loc telescoperarea zonelor mono- sau biminerale de skarn; apar silicați cu OH în rețea și o gamă largă de sulfuri ale metalelor bivalente: pirotină, calcopirită, pirită, blendă, calcozină, bornit, galenă, tetraedrit. Formarea lentilelor de pînă la 70 m grosime de hematit (oligist) a avut loc probabil la finele acestei faze (prin comparație cu zăcămintele similare).

Calculul bilanțului metasomatic (aport-levigare) indică o introducere masivă de Si, O, Fe, Mg, Cu, Zn, Pb în calcare; CaO se comportă ca un component inert, în vreme ce CO_2 este un component deplin mobil.



Investigațiile mineralogice indică granați ce reprezintă soluții solide în cadrul serici grosular-andradit, cu tendința de a se apropia de compoziția andraditului. Doar în zăcămintul Rochus apare un grosular ferifer, component al paragenzei skarnelor magneziene de aici.

Amfibolii sînt reprezentați prin termenii feromagnezieni și calcomagnezieni; conținutul demn de remarcat în alcalii indică un mediu de formare cu presiune mai ridicată; implicit skarnele magneziene necesită o oarecare adîncime de formare, fapt demonstrat și de considerentele de ordin geologic.

Zonalitatea produselor metasomatice este determinată în principal de mobilitatea diferențială a componentilor, de condițiile tectonice și mai ales de variațiile compoziției chimice a fluidelor (condiționate de P_0 și P_5 în diferite momente ale evoluției acestor fluide).

Produsele stadiului epitermal (alcalin tîrziu), carbonați cuarț, hematit apar cu o oarecare întîrziere care împrumută caracterul de poliascendență zonalității metasomatice din regiune.

BIBLIOGRAFIE

- A STM index (1962) Index to the X-ray power data file, *ASTM. Sp. Techn. Publ.* 481. II, 368, New-York.
- Barnes H. L. (1965) Environmental limitations to mechanism of ore transport. *Probl. Post. Ore. Dep. II, Geol. Surv. CSSR*, 316—327, Praga.
- Bartholomé P. (1970) Minerais et skarns dans les aureoles de métamorphisme, *Min. Deposita (Berl.)*, 5. 345—353, Berlin, Heidelberg, New-York.
- Berza T., Medeșan Alexandrina, Gheorghitescu D. (1971) Calcambioles form skarns in the Tismana Valley (Southern Carpathians). *Rév. Roum. Géol., Géoph. Géogr., ser. Géol.* 15. 1. 101—106, Bucarest.
- Borcoș M., Iosol, V. (1967). Semnificația blendei ca termometru geologic în geochimia procesului hidrotermal. *D. S. Inst. Geol.* 52/2, 301—342, București.
- Buseck P. R. (1967) Contact metasomatism and ore deposition: Tem Piute, Nevada. *Ec. Geol.* 62, 331—353, Lancaster.
- Castel M. (1899) Memoire sur les mines et usines metalliques du Banat. *Ann. Min. Paris*, VI ser. XVI. Paris.
- Chase A. B., Lefever R. A. (1960) Birefringence of synthetic garnets. *Amer. Min.* 45. 1126—1129, Menasha.
- Cioflică G., Vlad S. (1970) La nature poliascendante des métasomatites laramiques de Băița Bihorului (Monts Apuseni). *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* 14. 135—141. Budapesta.
- Vasilin Cecilia, Vlad S. (1967) Granații din skarnele de la Băița Bihorului. *St. cerc. geol. geofiz. geogr. ser. geol.* 12. 1. 69—77. București.
- Vlad S., Stoici S. (1971) Repartition de la mineralisation dans les skarns de Băița Bihorului. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Ser. Géologie.* 15. 1. 43—58. Bucarest.
- Codarcea A. (1931) Studiul geologic și petrografic al reg. Ocna de Mier — Bocea Montană (Jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV., București.



- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat meridional et du plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX, 1—75. Bucarest.
- Constantinof D. (1972) Considerații asupra rocilor metamorfice și eruptive din Banatul de vest (zona Frlung-Moldova Nouă). *St. cerc. geol. geofiz. geogr. ser. geol.* 17, 2, 177—195. București.
- Cotta von B. (1865) Erzlagerstätten im Banat und in Serbien, W. Braumüller-Verl. Wien.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman I. (1963) Rock forming minerals, II. Longmans, 379, London.
- Dimanche W. (1969) Les amphiboles et leur association dans les skarns à magnetite du Ginevro (Ile d'Elbe, Italie). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 93, Masson et Cie, 89—100, Paris.
- Tarte P. (1965) Grenatites et grenats de Diélette (Manche) *Ann. Soc. Géol. Belg.* 18, 169—187, Liège.
- Ernst W. G. (1968) Amphiboles, Springer Verlag, New York Inc. 125, New York.
- Fonteilles M. (1962) Contribution à l'étude des skarns de Kaminka, préfecture de Gifu, Japan. *Pac. Sci. Univ. Sec. II, XIV.* 152—227, Tokyo.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhogen J. (1958) Metamorphic relations and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am. Mem.* 73, 259 New York.
- Gentile A. L., Roy E. (1960) Isomorphism and crystalline solubility in the garnet family. *Am. Min.* 45, 701—712, Menasha.
- Goldschmidt V. M. (1911) Videnskapsselskaptets Skrifter, I. *Nat. Naturv. Kl.* II, Oslo.
- Goroh A. V. (1964) K metodike peresceta himiceskih analizov gornih porod. *Izv. Ak. Nauk SSSR. S. geol.* 6, 98—100, Moscova.
- Guitard F., Laffitte P. (1958) Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées Orientales). *Sci. de la Terre.* VI, 57—137, Nancy.
- Hanus V. (1960) Hydrothermal metasomatism and its relationship to other ore forming processes. *Int. Geol. Congr. XXI Session.* XVI, 67—78, Copenhagen.
- Hess F. L. (1949) Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. *Am. Min.* 34, 621—665, Menasha.
- Hidegh C. (1884) Analysen einiger ungarischer Minerale. *Zeit. Krist.* 8, Wien.
- Huckenholz H. G., Yoder H. S. jr. (1971) Andradite stability in the $\text{CaSiO}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$ join up to 30 Kb. *Neues Jahr. f. Min. Abh.* 114, 246—280, Stuttgart.
- Jarikov V. A. (1965) K razvitii teorii protessov skarnobrazovania. *Gheol. Rudn. Mest.* 7, 46—81, Moscova.
- (1966) Reacționile iavlenia magmaticeskoj i postmagmaticeskoj stadii pri formirovanii skarnovorudnih mestorojdenii, in: *Magmatism i svlazi s nim poleznih iskopaemih*, Edit. Tehn. Geol. Stal, 507—522, Moskva.
- Kalinin D. V. (1967) O svlazi anizotropii granatov s sostavom i himiceskoj oslanovki ih sinteza. *Dokl. Ak. Nauk. SSSR.* 172, 128—130, Moskva.
- Koliago S. S. (1969) Experimentalnie dane o temperaturah obrazovania izvestkovih i magnetalnih skarnov. *Gheol. Rudn. Mest.* 11, 87—91, Moscova.
- Korjinski D. S. (1968) The theory of metasomatic zoning. *Min. Deposita (Berl.)* 3, 222—231, Berlin, Heidelberg, New York.
- Laffitte P. (1957) Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères. Masson, Edit. Paris.
- Permingeat F., Routhier P. (1965) Cartographie métalotecte et Géochimie régionale. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 88, Masson et Cie, 3, 6, Paris.



- Levin S. B. (1948) The physical analysis of polycrystalline garnet. *Amer. Miner.* 34, 611–623. Menasha.
- Lindgren W. (1933) Mineral Deposits *Mc. Grate. Hill*, 930. New York.
- Mueller R. F. (1961) Oxidation in high-temperature petrogenesis *Amer. Journ. Sci.* 259, 460–480. New Haven, Connecticut.
- (1967) Mobility of the elements in metamorphism. *Journ. of Geol.* 75, 567–583. Chicago.
- Năstăsescu S. (1964) Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița—Moldova Nouă. *An. Com. Geol.* XXXIII, 291–343. București.
- Nemec D. (1967) The miscibility of the pyrospite and grandite molecules in garnets. *Min. Mag.*, 36, 389–403. London.
- Pettijohn F. J. (1956) Sedimentary rocks. *Harper Br.* 384–385. New York.
- Phan K. D. (1967) Les skarns et les mineralisations qui leur sont liées. *Chron. BRGM. Fr.* 37, 387, 292–360. Paris.
- Pieplea Vasilița (1964) Contribuții la cunoașterea skarnurilor de la Oravița. *D. S. Com. Geol.* XLIX/2, 69–79. București.
- (1968) Considerații mineralogice asupra zăcămintului de minereu complex de la Moldova Nouă (Sectorul de Nord). *D. S. Com. Stăt. Geol.* LIII/3, 245–271. București.
- Radu-Mercus Ana (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dognecea. *Bulet. I.P.G.G.* VIII, 11–21. București.
- Răileanu G., Năstăsescu S., Băldor C. (1963) Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reșița (Banat). *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol.* 8. București.
- Ragnin E. (1961) Géologie des gîtes minéraux. Masson, Edit. Paris.
- Saxena S. K. (1968) Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. *Am. Min.* 53, 994–1015. Menasha.
- Schneiderhöhn H. (1941) Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Jena.
- (1958) Die Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen, 3. Auflage, Jena.
- Schouten G. (1962) Determination tables for ore microscopy. Elsevier, 242. New York.
- Schwarz G. M. (1947) Hydrothermal alteration in the „porphyry copper” deposits. *Ec. Geol.* XLII/4, 319–352. Lancaster.
- Shido F. (1958) Calciferous amphibole rich in sodium form jadeite-bearing albitite of Kotaki. Niigata Prefecture. *J. Geol. Soc. Japan.* LXIV, 768, 595–601. Tokyo.
- Sjögren H. (1886) Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Moravieza und Dogneaska in Banat und Vergleichung derselben mit den Schwedischen Eisenerzlagerstätten. *Jb. Ung. Geol. R. A.* 36/4. Budapest.
- Skinner B. J. (1956) Physical properties of end-members of the garnet group. *Am. Min.* 41, 428–437. Menasha.
- Sridamas A. (1957) Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. *Am. Min.* 42, 294–299. Menasha.
- Szabo J. (1876) Moravica-Vaskő eruptiv közetek. *Pödt. Kőzt.* VI. Budapest.
- Thompson J. B. jr. (1959) Local equilibrium in metasomatic processes in: *Researches in Geochemistry*, Edit. P. H. Abelson Wiley, 427–458. London.
- Tilley C. E. (1924) Contact metamorphism in the Conaree area of the Perthshire Highlands. *Quart. J. Geol. Soc.* 80, 22–71. London.
- (1957) Paragenesis of antophyllite and hornblende from the Bancroft area, Ontario. *Amer. Min.* 42, 412. Menasha.



- Vaerkern J. (1971) Les grenats bréchingscents des skarns à magnetite de San Leone (Sardigne). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 94. Masson et Cie. 492-499. Paris.
- Vlad S. (1974) Mineralogeneza skarnelor de la Dognecca. Edit. Acad. R.S.R. 119. București.
- Walker A. (1965) Some factors affecting gas phase ore transport. *Ec. geol.* 60. 117-124. Lancaster.
- Wedepohl K. H. (1969) *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.
- Weeks W. F. (1956) Heats of formation of metamorphic minerals in The system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and their petrological significances. *Journ. Geol.* 64. 456. Chicago.
- Winchell H. (1938) The composition and physical properties of garnet. *Am. Min.* 43. 595-596. Menasha.
- Winkler H. G. F. (1967) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer. 237. Vert. Berlin, Heidelberg, New York.
- Zepharovich von V. (1859) *Mineralogisches Lexicon des Kaiserthumes Österreich*. I. Wien.
- (1873) *Mineralogisches Lexicon des Kaiserthumes Österreich*. II. Wien.
- (1893) *Mineralogisches Lexicon des Kaiserthumes Österreich*. III. Wien.

ETUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES FORMATIONS DE CONTACT THERMIQUE ET MÉTASOMATIQUE D'ORAVIȚA (COȘOVIȚA)

(Résumé)

Les gisements de minerais de la zone de Coșovița—Pădurea Comunală (Oravița) font partie intégrante de l'alignement, disposé approximativement N-S, constitué d'accumulation de substances minérales utiles associées à la province banatitque.

Le secteur de Coșovița est situé au nord de Valea Oraviței et fait partie d'un quadrilatère formé des zones Tilva Mică, Ciciova et Obirșia Ghicului—Casa de Austria.

Le soubassement est constitué de schistes cristallins, et notamment d'un complexe de gneiss micaçés, qui présente, d'une manière caractéristique à la région d'Oravița—Iliđa, d'intenses phénomènes de diaphorèse.

Du point de vue géologique, le secteur est formé, pratiquement, de dépôts sédimentaires et de magmatites laraniques. Les dépôts sédimentaires présentent des roches d'âge permien et jurassique, à prédominance nette du jurassique représenté par des quartzites blanc-rougeâtre, des microconglomérats quartzitiques et tout spécialement par des dépôts calcaires constitués de bancs de calcaires grisâtre-blanc-noirâtre et de calcaires noduleux-marneaux à intercalations gréseuses, à nodules fréquents de silic. Il faut mentionner la participation assez faible du MgO à la composition chimique des calcaires, participation qui met en évidence l'apport d'oxyde de magnésium offert par la roche banatitque. Cet apport se superpose aux petites quantités de magnésium se trouvant dans des calcaires à tendances dolomitiques et c'est ainsi qu'a lieu la formation des skarns magnésiens.

Les affleurements banatitiques de la zone des gisements Rochus et Elisabeta revêtent, tout comme les affleurements des zones voisines, la forme des apophyses et moins souvent



celle des filons conche, apophyses qui dérivent d'un massif banatitique, l'un des nombreux corps enracinés dans l'alignement Oravița—Sasca—Moldova Nouă qui forme avec l'alignement Bocșa—Oca de Fier—Surdicu Mare, l'ossature de la province banatitique du sud du Mures.

Le massif banatitique ci-dessus mentionné se trouve au sud de Poiana Crucii (cote 370 m) et se poursuit sous les alluvions de la Vallée d'Oravița vers le sud, jusqu'à la proximité de la cote 502 m, à l'ouest de Dealul Colilia. Ce corps est composé de diorites, par endroits à quartz; de sienodiorites (monzodiorites) monzogabbros et gabbros dans la composition desquels le diopside est le principal mélanocrate. Les échantillons prélevés des apophyses banatitiques, de la zone Rochus melting en évidence des porphyres granodioritiques à biotite et à hornblende, tandis que dans la zone Elisabeta apparaissent, outre les porphyres granodioritiques, des porphyres dioritiques et des porphyres dioritiques quartzifères (moins souvent).

Le magma-source de ces magmatites semble avoir une composition intermédiaire: entre une composition opdalitique (quartz-monzonitique) et une composition granodioritique (fait remarqué aussi dans la zone de Ciclova).

Il faut relever les teneurs en cuivre des porphyres granodioritiques qui varient de 0,1% à 0,4%; quelques échantillons présentent des teneurs en Cu qui vont de 0,7% à 0,8%. Dans ces conditions, le cuivre devient un élément chimique majeur et imprime à cette zone un caractère de gisement d'imprégnation: type „porphyry copper". La teneur en Cu est insignifiante dans les porphyres dioritiques et dans les porphyres dioritiques quartzifères.

Le secteur Coșovița—Pădurea Communală appartient au style tectonique général du géosynclinal Reșița—Moldova Nouă. Les dépôts sédimentaires (permien-jurassiques) sont disposés dans de petits plis anticlinaux et synclinaux orientés nord-sud, faillés longitudinalement, à tendance d'affaissement vers l'ouest.

Les gisements Rochus et Elisabeta sont disposés dans un pli anticlinal, orienté nord-sud, ayant les flancs asymétriques et contenant dans le noyau des schistes cristallins (gneiss micacés diaphanisés) sur lesquels reposent des dépôts sédimentaires d'âge jurassique, prépondamment carbonatés, qui assurent d'ailleurs les flancs du pli.

Le gisement Rochus n'est pas affecté par des failles ou des fractures d'ampleur qui le compartimentent; par contre, le gisement Elisabeta a pris naissance à l'intersection des deux systèmes de fractures qui forment dans la masse des calcaires un angle d'environ 90° (le plus important de ces systèmes est disposé à 30—35°N). Le gisement a une forme quasi-triangulaire s'éffilant peu à peu en profondeur. Les dépôts de comblement de la cavité créée, d'une façon tectonique sont assurés par une brèche mécanique constituée de fragments de calcaires, d'argiles-douces, de granodiorites porphyriques, produits par l'altération; des fragments de schistes cristallins ou de skarns andraditiques apparaissent aussi mais à fréquence plus réduite. Le processus de minéralisation qui a eu lieu ultérieurement, a été favorisé par les zones d'intersection des plans de stratification des dépôts calcaires avec les systèmes de fractures mentionnés et sur lesquels s'est installée la brèche tectonique.

Les produits du métamorphisme thermique et métagénétique, des cornéennes et des skarns apparaissent dans l'aureole de contact des apophyses banatitiques de la zone de Coșovița—Pădurea Communală.

Les cornéennes présentent quelques types pétrographiques: cornéennes biotitiques, cornéennes quartzitiques, cornéennes à actinolite, épidote, albite, chlorite (délessite). Ces formations appartiennent au faciès des cornéennes à albite-épidote, le dernier type s'encadrant parfaitement dans le sous-faciès actinolite-épidote cornéen (Fyfe, Turner et Verhoogen). La position de ces roches de contact, toujours à la périphérie de l'aureole, explique la basse température du métamorphisme qui leur a donné naissance. De cette manière, la recristallisation est presque



toujours imparfaite, la paragenèse est d'habitude confuse à cause de la persistance des reliques non stables et de la fine granulation des produits métamorphiques.

Par l'introduction du fer et du magnésium dans des calcaires et par la cristallisation des chalcosilicates riches en ces métaux, des skarns minéralisés (minerai de cuivre) prennent naissance. On peut distinguer en fonction du chimisme des skarns calciques et magnésiens.

Les skarns calciques sont le résultat de l'action des fluides de nature postmagmatique sur un paléosoma calcaire assez pur; l'apport du fer et du silicium a conduit à la formation des chalcosilicates de fer, et le processus de minéralisation qui suit assure une minéralisation de sulfures avec une teneur en cuivre digne d'être remarquée. Nous distinguons deux types de skarn calcique: skarn à grenats (ce type, par sa fréquence, par le volume qu'il occupe dans la masse des pyrométasomatites, par ses relations avec le minerai de base prédominant cuprifère, représente le type caractéristique de skarn de la zone) et skarn à grenats et à wollastonite.

Les skarns magnésiens, dans les conditions d'un paléosoma pour la plupart pur, faiblement dolomitiques, sont dus à (à petites exceptions) l'apport de MgO offert par les intrusions banatitiques. Un type d'exception pour toute la région d'Oravița—Moldova Nouă sont les skarns feldspathiques à spinelle, des pyrométasomatites qui se développent à une profondeur un peu plus grande; elles apparaissent à la fin du stade magmatique et au commencement du stade postmagmatique; les conditions optima de P—T pour cette paragenèse sont assurées par une P_{CO_2} élevée (plus de 250 atm) qui compense les températures maximales (600°C) de la formation de ce type métagénétique, dans la zone d'Oravița, température qui représente les possibilités thermiques maximales des apophyses banatitiques de cette zone (Jaeger, 1950). Ces valeurs de la température et de la pression indiquent un domaine d'activité intense d' Al_2O_3 et par conséquent, n'importe quelle réaction de skarnification devienne impossible entre le magma granodioritique et les calcaires. Le seul produit intermédiaire est le plagioclase qui est accompagné à des valeurs diminuées de T et P et, implicitement, à une activité plus réduite d' Al_2O_3 , par le spinelle (terme magnésien). D'autres types de skarn magnésien: skarn à grossulaire et à anthophyllite et skarn à diopside et à trémolite.

Un type pétrographique qui correspond à l'étape hydrométasomatique (de pseudoskarn) ce sont les épidotites.

Les gisements joints à la zone de Coșovița—Pădurea Comunală font partie du groupe de transition des gisements pneumatochimiques de contact-hydrochimiques, du type Clifton-Morenci—Schneiderhöhn (1962) et Ciszarz (1967). Ils représentent des accumulations de substance minérale utile, qui prennent naissance dans les parties supérieures de la zone hypobasale, sur la zone de fracture des dépôts carbonatés et elles sont attirées au magmatisme larémique. Les conditions génétiques spéciales où a lieu la formation de ces gisements exercent de l'influence sur l'aspect morphologique des corps de minerai, ainsi que sur leur composition minéralogique. Les paragenèses comprennent ici, comme trait caractéristique, un nombre réduit de minéraux primaires, à structures réticulaires simples, en général. La zone d'oxydation fait défaut et les associations de minéraux secondaires (paragenèse secondaire) se caractérisent par une composition minéralogique également simple.

Les minéralisations de Coșovița ont un caractère cuprifère prédominant; elles sont disposées sous forme de nids, de bandes ou d'imprégnations en skarns, en calcaires et en banatites silicifiées. Un cas particulier c'est la minéralisation qui a lieu dans la brèche tectonique de la zone Elisabeta et qui forme des bandes étroites (de 2 à 5 mm) qui suivent strictement le contour des fragments de granodiorite, de calcaire, d'andradite ou de schiste cristallin, ou de petits filons (de 5 à 10 cm) dans la masse de la brèche, constitués de pyrite, de chalcopyrite, de blende ou d'oligiste.



C'est dans les skarns qu'une paragenèse hypo-mésotermale se développe avec prépondérance : pyrrhotine + chalcopyrite + blende + hématite-oligiste; de plus, elle présente une microparagenèse dans la zone Elisabeta: marcassite + galène + tetraédrite, et dans la zone Rochus: chalcosine + digénite + bornite. La minéralisation du type „porphyry copper” qui a lieu dans les porphyres grandodioritiques est intéressante aussi du point de vue économique, la paragenèse comprend: chalcopyrite + pyrite, moins souvent molybdénite.

Les paragenèses de sulfures disposées sous forme de masses compactes présentent une structure granulaire prononcée qui met souvent en évidence des relations mutuelles (mutual boundaries) surtout en ce qui concerne la blende et la galène, des structures en golfes (blende-galène); des structures sous forme d'émulsions (chalcopyrite-blende, bornite-chalcopyrite, bornite-chalcosine). Il y a des cas où l'on relève des structures dues à une déformation locale intense qui a mené à la bréchification de la pyrite et parfois de l'hématite-oligiste.

On remarque une corrélation inverse entre la dureté et la teneur en fer d'un certain nombre d'échantillons de blende (les déterminations de microdureté ont été faites avec le microduremètre P.M.T.3).

Les principaux constituants de la paragenèse pyrometasomatique de Coșovița sont les grenats qui apparaissent comme agrégats mono-minéraux dans les skarns à grenats, sous forme de petits nids ou de veinules dans les skarns à grossulaire et à anthophyllite, et dans les skarns à grenat et wollastonite, et comme porphyroblastes isolés dans les skarns feldspathiques à spinelle ou dans les skarns à diopside et à tremolite.

Les particularités cristalochimiques ont été suivies à l'aide de l'étude dans le spectre d'absorption dans l'infrarouge, R.X., et à l'aide des analyses chimiques. Les diffractogrammes exécutés sur deux échantillons de grenat izotrope mettent en évidence des valeurs du paramètre réticulaire a , valeurs comprises entre 11,856 et 12,032. La projection dans le diagramme Wüchell de ces valeurs accompagnées par les densités et les indices de réfraction, relève les termes andraditiques (74–90% andradite). Les deux analyses chimiques exécutées sur des échantillons de grenat anizotrope, mettent en relief un grossulaire féridère et un grandite dont la composition tend vers celle de l'andradite.

Les spectres I. R. indiquent par la forme des courbes et par les faibles déplacement de bandes des termes andraditiques aussi (les spectres d'absorption enregistrés sur le domaine 400–1300 cm^{-1} relèvent une similitude avec les spectres présentés par Dimanche, Tarte, Diélette (1965) et par Vlad, Dognecca (1973). Les grenats de Coșovița, ainsi que les grenats de Ciclova, de Sasca, de Moldova Nouă présentent deux types d'anomalies optiques.

L'anomalie du 1^{er} ordre — des granules de grenat qui se présentent sous forme homogène dans les nicols parallèles, et divisés dans une série de secteurs biréfringents de forme triangulaire, en général ayant le sommet dans la partie centrale de la granule, dans les nicols croisés. Deux secteurs opposés par les sommet possèdent la même orientation optique. Il paraît que cette anomalie est due à un état de tension, provoquée elle-même par un mélange isomorphe de substances ayant des volumes moléculaires différents (d'après l'hypothèse de Goldschmidt).

L'anomalie du 2nd ordre — les granules de grenat présentent un système de lamelles d'épaisseur variable, alternativement isotropes et anisotropes, parallèles à la bordure des granules et rappelant les macles polysynthétiques des plagioclases.

Le plan des macles est (110), c'est-à-dire le plan du dodécaèdre rhomboïdal. Ce type d'anomalie est toujours associé à l'anomalie du 1^{er} ordre. Chaque secteur possède son système propre de lamelles. Une variété de ce type d'anomalie, qui a Coșovița a une fréquence remar-



quable, est constitué d'un système de lamelles fines, superposé au système décrit antérieurement, avec un plan de maclage (111), c'est-à-dire un plan octaédrique.

Les expériences faites avec la microsonde électronique (Vaerkereen) ont donné la possibilité de résoudre quelques questions auxquelles on n'avait pas encore de réponse. L'anomalie du 11^{2d} ordre ne représente pas une maclage dans le sens cristallographique du terme (Goldschmidt), étant donné que les individus collés n'ont pas la même composition chimique. Chase souligne la relation entre ce type d'anomalie et le rapport existant entre l'anisotropie (qui cristallographiquement se traduit par la diminution de la symétrie du réseau) et un état de tension intrinsèque au cristal. Vaerkereen (1971) est arrivé, à la suite des recherches à l'aide de la microsonde électronique, à la conclusion que le terme extrême de la série est toujours plus symétrique que la solution solide entre plusieurs termes de celle-ci (fait prévu aussi par Goldschmidt et confirmé par les expériences de Kliniu). En conclusion, les anomalies du 1^{er} et du 11^{2d} ordre présentées par les grenats de Coșovița seraient le résultat d'un état de tension provoqué par les variations du mélange isomorphe de substances avec des volumes moléculaires différents de la série des grenats.

Les amphiboles, qui apparaissent dans une phase subséquente du processus de skarnification sont représentées par des termes féro-magnésiens (anthophyllite) et chalcomagnésiens (Trémolite).

En ce qui concerne l'anthophyllite, on a mis en évidence quelques faits dignes à relever :

la teneur élevée en fer et réduite en aluminium qui implique des substitutions $Mg Fe^{2+}$ et $(Mg, Fe^{2+}) Si \rightleftharpoons AlAl$;

ces substitutions déterminent les valeurs élevées de la réfringence et de la dispersion, et le signe optique positif;

la valeur du rapport $100 Mg : (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, qui dans le cas de l'anthophyllite magnésienne de la littérature varie entre 75 et 85, indique pour l'amphibole rhombique de Coșovița, par la valeur de 62,3, un ferroanthophyllite. Par sa présence, elle indique des associations magnésiennes à déficit de silice, riches en FeO et Al_2O_3 , développés dans l'aurole de contact banatitique, dans le faciès des cornéennes à hornblende (sous-faciès grossulaire anthophyllite-spinelle-chlorite).

La trémolite apparaît dans la paragenèse diopside-grenat-trémolite-clinozoisite. Le manque total du pléochroïsme, fait qui lui donne une ressemblance avec la trémolite des soarnes de Valea Jișmanei (Berza, Medesan, Gheorghitescu, 1970), indique un caractère fortement magnésien, le fer étant pratiquement absent. La projection dans le diagramme Hallimond, des chiffres des cations de la formule structurale placent la trémolite de Coșovița dans le champ du terme idéal. Le diagramme Sundius, où sont figurés le contenu en alcalis et les propriétés optiques de l'amphibole sus-nommée, indique pour cette amphibole une composition trémolitique faiblement richtéritique. La participation assez importante des alcalis indique, selon Shido (1958), une genèse dans des conditions de pression plus élevée. Ce fait confirme les considérations géologiques conformément auxquelles les skarns magnésiens se seraient constitués à une certaine profondeur, là où l'influence des magmatites laramiques a été prépondérante.

Le processus génétique qui a conduit à l'apparition d'une large gamme de produits métasomatiques décrits, a eu un caractère polyascendant, à savoir :

1. le stade pyrométasomatique hydrothermal

a) phase principale (de skarnification) — silicates calciques, oxydes de fer, sulfures.

b) phase subséquente (pseudoskarn) — sulfures des métaux bivalents, silicates à OH, oxydes de fer, quartz.



2. Pētude épithermal-carbonates, quartz, hydroxydes de fer.

Les produits des stades 1 et 2 sont séparés du point de vue géométrique par des discontinuités qui reflètent des interruptions dans la succession de formation des métasomatites pour établir l'acidité du milieu. Les valeurs Kf indiquent, à cause de leur variation entre 1,023 et 1,028, un domaine d'acidité normale. Les fluides postmagmatiques initiaux ont eu un caractère fortement oxydant (stade alcalin précoce — K o r j i n s k i); puis, dans la phase subséquente, par la réduction des fluides due aux impuretés qui se trouvent dans les calcaires leur caractère devient réducteur (stade acide); la fin du processus métasomatique signifie des valeurs élevées du P_0 (stade alcalin tardif qui se matérialisent dans l'apparition de la hématite épithermale.

Sur la base des résultats de laboratoire obtenus par un grand nombre de chercheurs et de la situation en terrain, nous pouvons affirmer que les pyrométasomatites de Coșovița apparaissent vers la température de 550°C. La phase subséquente se caractérise par des températures entre 450° et 250°C (la limite supérieure correspond au passage des conditions du faciès des cornéennes amphiboliques aux conditions du faciès albite-épidolique). Les minéraux métalliques se développent le long d'une gamme thermique depuis 500°C, pour les oxydes de fer et parfois pour la pyrite, jusqu'aux 400°C pour l'hématite-oligiste.

En ce qui concerne la pression des fluides au cours du processus de skarnification, elle présente une valeur moyenne entre la grandeur de la pression hydrostatique (300 atm.) et celle de la colonne de fluide P_H (100 atm.).

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

O. Maier: Subce formă se prezintă aurul în breccia tectonică auriferă din mina Elisabeta?

D. Gheorghitescu: Menționăm frecvența redusă a aurului. Atunci când apar se prezintă ca grăunți allotriomorfi și în mod cu totul excepțional ca foițe de dimensiuni sub-milimetrice.

O. Maier: Dacă s-au efectuat analize pentru arsen și ce rezultate s-au obținut dacă s-au făcut?

D. Gheorghitescu: Au fost executate analize chimice pentru determinarea conținutului în arsen pe banatite, skarne și hematit-oligist. Pentru banatite și skarne conținuturile obținute sînt foarte mici, în schimb hematit-oligistul arată în unele probe și 3000 ppm (media este însă de 700—1000 ppm!).

Angela Răfălet: Care este poziția corneecelor exomorfe față de corpul eruptiv? Dacă se constată o trecere gradată de la roca eruptivă la corneecel exomorfe?

D. Gheorghitescu: Corneecel exomorfe au față de corpul eruptiv o poziție periferică; de multe ori ele apar chiar la o distanță apreciazabilă față de acesta. Între banatitul frecvent autometamorfizat și corneecel endomorfă este vizibilă, cel mai adesea, o trecere bruscă fără produse intermediare.

Angela Răfălet: Dacă există indicii asupra secvenței metamorfismului metasomatic după cel termic?

D. Gheorghitescu: În general produsele metamorfismului metasomatic nu se suprapun peste cele ale metamorfismului termic; foarte rar s-au remarcat relice de corneecel biotitice exomorfe în skarne calice.





PLAȘA I



PLANȘA I

Fig. 1. — Porfir granodioritic cu biotit. Biotitul este trecut frecvent în clorit. Minerul constă în granule de calcopirită. N 11; $\times 20$.

Porphyre granodioritique à biotite. La biotite passée fréquemment au chlorite. Le minerai est sous forme de granules de chalcopirite. N 11; $\times 20$.

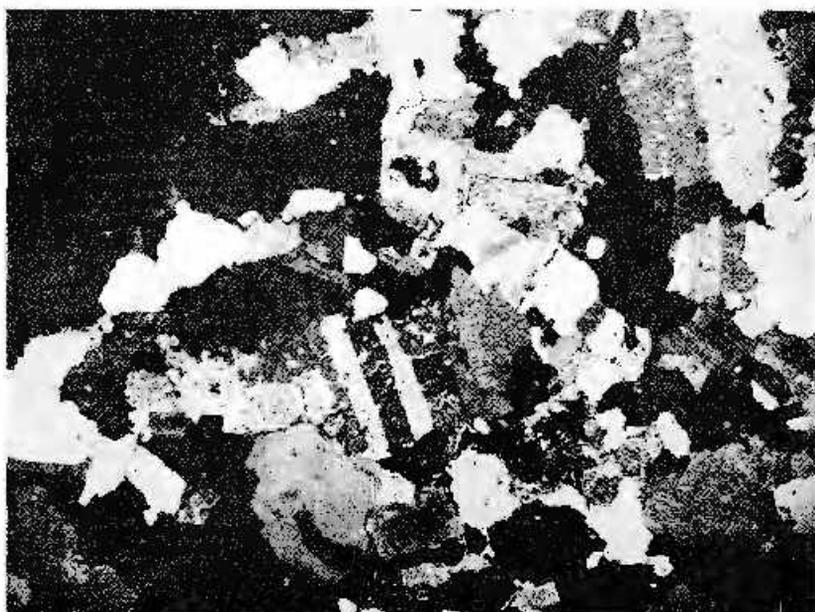
Fig. 2. — Porfir monzonitic. N 4; $\times 20$.

Porphyre monzonitique. N 4; $\times 20$.

D. GHEORGHIȚESCU. Studiul mineralogic al rocilor metamorfice de la Oravița. Pl. I.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedimentelor, vol. LXI/L



Institutul Geologic al României



PLANȘA II

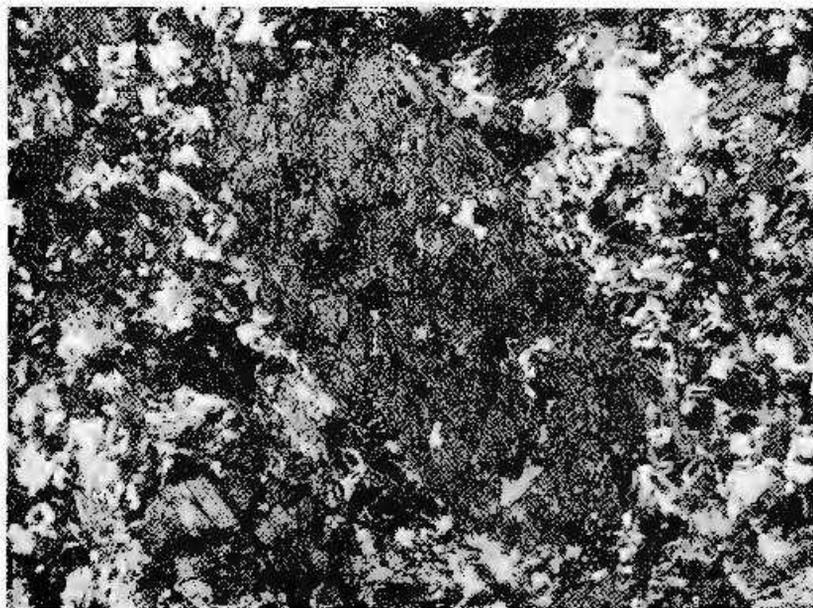
- Fig. 1. — Porfir granočioritic cu biolit, Cristal de andezin (55% An), maral. In pastă cuarț, ortoză, albit. N + ; $\times 10$.
Porphyre granodioritique à biolite. Cristal d'andésine (55% An) maral. La matrice comporte du quartz, orthose, albite. N + ; $\times 10$.
- Fig. 2. — 2. — Cristal de hornblendă (roca este un granodiorit porfiric) substituit pe plane de clivaj și pe fisuri de clorit, epidot, cuarț. N + ; $\times 20$.
Cristal de hornblende (la roche est un granodiorite porphyrique) substitué le long des plans de clivage et des fissures par le chlorite, épidote, quartz. N + ; $\times 20$.



D. GHEORGHITESCU. Studiul mineralogic al rocilor metamorfice de la
Oravița. Pl. II,



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dăți de seamă ale ședințelor, voi. LXI/1.



Institutul Geologic al României



PLANȘA III

Fig. 1. — Carneană cuarțită cu clorit. N +; $\times 10$.

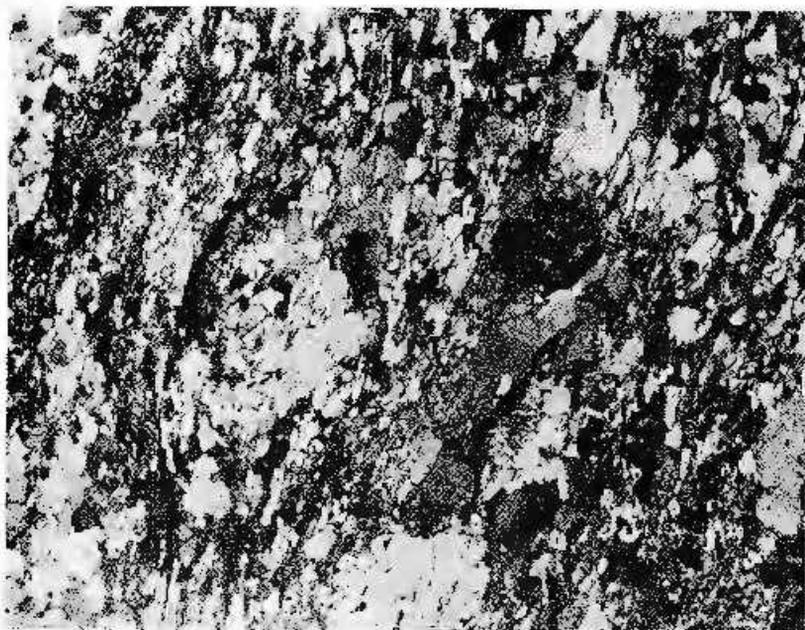
Cornéenne quartzitique à chlorite. N +; $\times 10$.

Fig. 2. — Carneană cu albit — epidot — clésit — tremolit — granat — zoolit — calcit.
N +; $\times 20$.

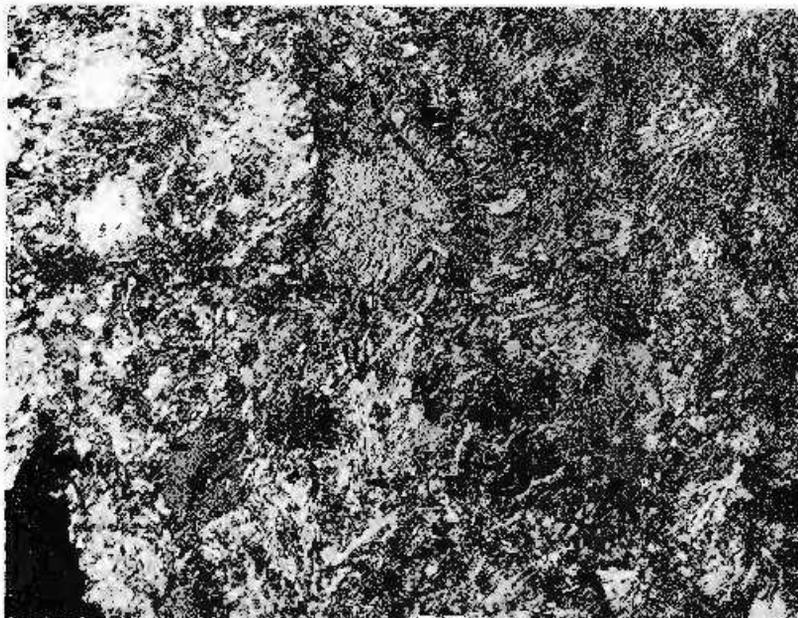
Cornéenne à albite — épidote — clésite — tremolite — grenat — zoolite — calcite.
N +; $\times 20$.



D. GHEORGHIȚES, Studiul mineralogic al rocilor metamorfice de la
Oravița, Pl. III.



1



2

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

97792



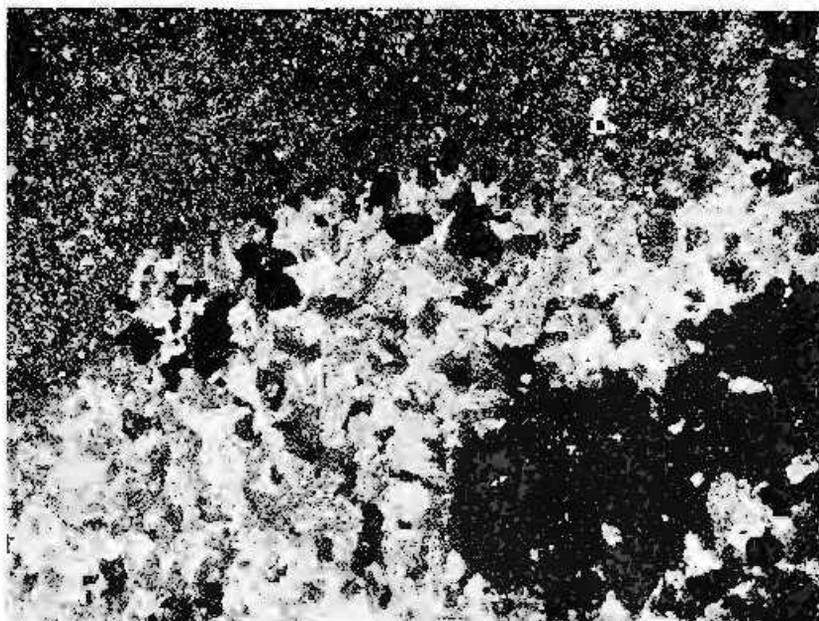
Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

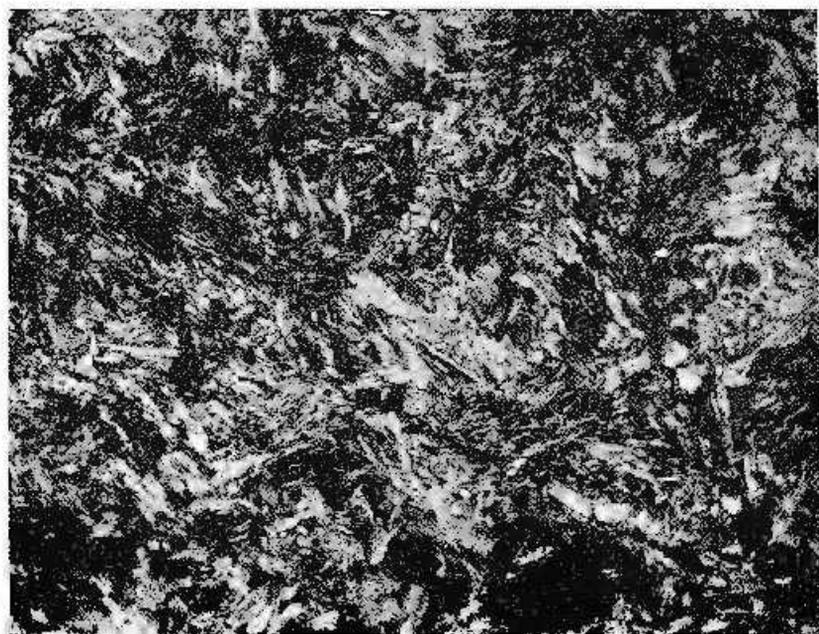
- Fig. 1. + Skarn diopsidic cu magnetit. N + ; $\times 10$.
Skarn diopsidique à magnétite. N + ; $\times 10$.
- Fig. 2. - Skarn magnezian cu tremolit. N + ; $\times 10$.
Skarn magnésien à trémolite. N + ; $\times 10$.



D. GHEORGHIȚESCU. Studiul mineralogic al rocilor metamorfice de la Oravița. Pl. IV.



1

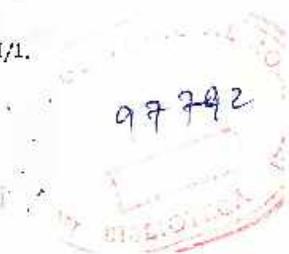


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LXI/1.



Institutul Geologic al României



PLANȘA V

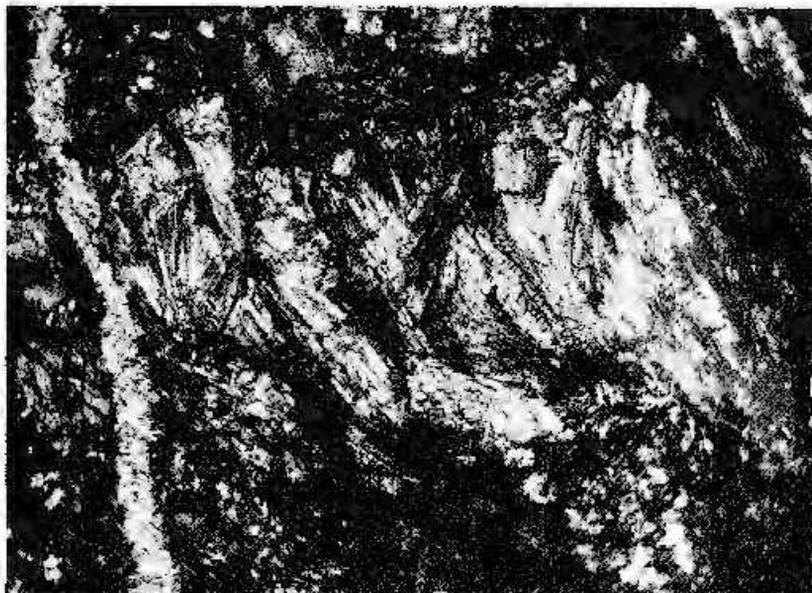
Fig. 1. — Skarn cu granat (izotrop) și antofilit. Pe o diaclază se dezvoltă calcit + stilbit + adular. N + ; $\times 20$.

Skarn à grenat (isotrope) et antophyllite. Dans une diaclase se développe : calcite + stilbite + adulaire. N + ; $\times 20$.

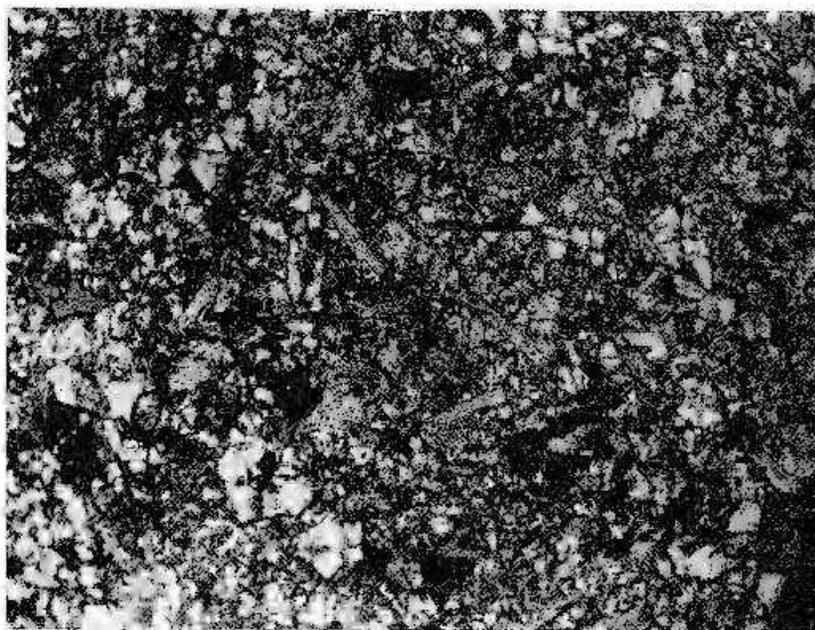
Fig. 2. — Skarn cu granat și wollastonit. Calcitul substituie aproape complet prismele de wollastonit. N + ; $\times 10$.

Skarn à grenat et wollastonite. La calcite substitue presque intégralement les prismes de wollastonite. N + ; $\times 10$.





1



2



97 792

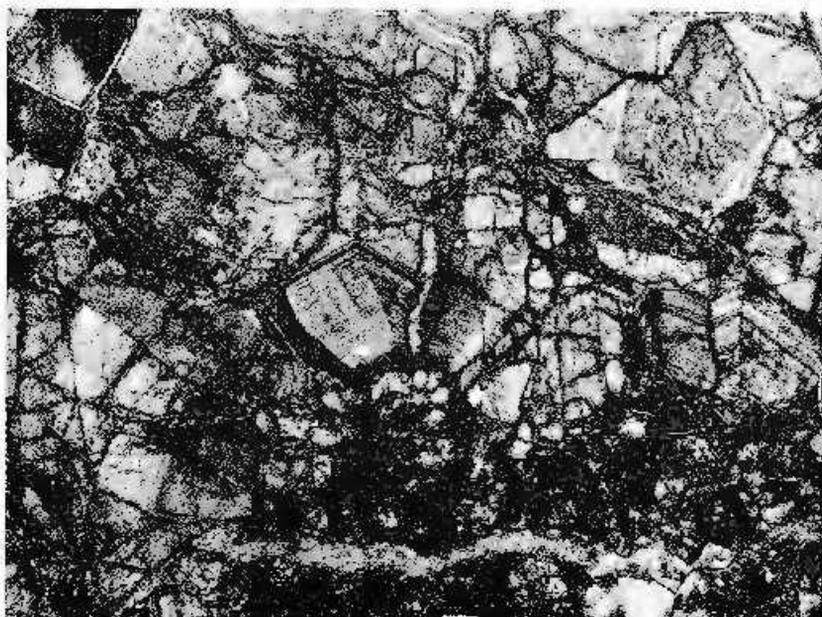
PLANȘA VI

- Fig. 1. — Skarn cu granuli. Anomalie de ordinul 1. Sectoare triunghiulare ce se unesc prin vîrf. Sectoarele opuse sînt izotrope. N + ; $\times 20$.
Skarn à grenal. Anomalie de premier ordre. Secteurs triangulaires qui ne se réunissent pas par le sommet. Les secteurs opposés sont isotropes. N + ; $\times 20$.
- Fig. 2. — Skarn cu granați. Anomalie de ordinul 2. Lamete foarte fine ce se continuă pe mai multe fețe ale cristalului. N - ; $\times 20$.
Skarn à grenats. Anomalie de second ordre. De très fines lamelles qui se continuent sur plusieurs faces du cristal. N + ; $\times 20$.

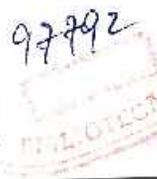




1



2



PLANȘA VII

Fig. 1. — Skarn cu granați. Anomalie de ordinul 2. Centrul cristalului este izotrop, urmînd apoi o alternanță de lamele izotrope și anizotrope paralele cu bordura. Ultima lamelă este anizotropă. N + ; $\times 20$.

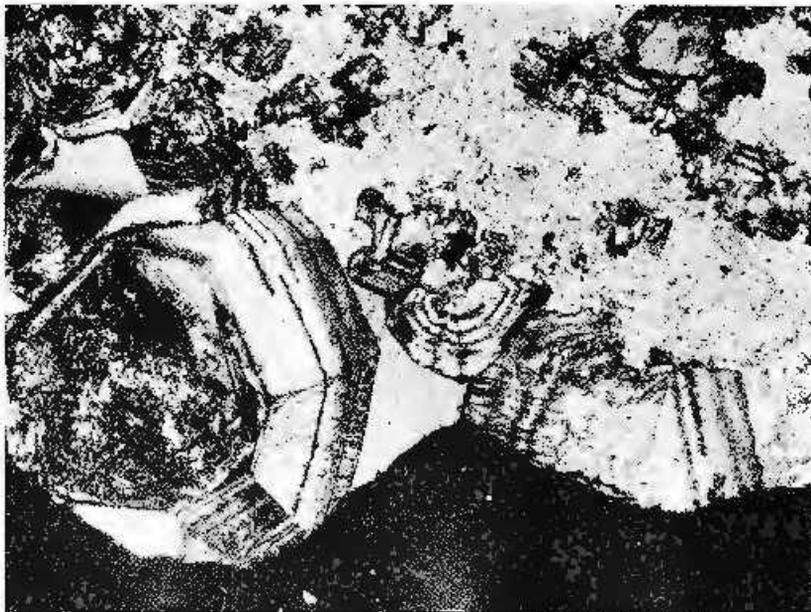
Skarn à grenats. Anomalie de second ordre. Au centre le cristal est isotrope, suit une zone où les lamelles isotropes alternent avec celles anisotropes parallèles à la bordure. La dernière des lamelles est anisotrope. N + ; $\times 20$.

Fig. 2. — Skarn cu granați. Anomaliile de ordinul 1 și 2. Sistem de lamele alternativ izotrope și anizotrope, dispuse în cadrul a două sectoare alăturate ale cristalului de granat. N + ; $\times 20$.

Skarn à grenats. Anomalies de premier et de second ordre. Système de lamelles alternatives isotropes et anisotropes disposées dans deux secteurs du cristal de granat. N + ; $\times 20$.



D. GHEORGHITESCU. Studiul mineralogic al rocilor metamorfice de la Oravița. Pl. VII.



1



2

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



PLANȘA VIII

Fig. 1. -- Mineralizație asociată skarnelor, Pirrotină + calcopirită + pirită, într-o gangă de calcit și granat. N //; $\times 21$.

Minéralisation associée aux skarns. Pyrrhotine + chalcopyrîte + pyrite, dans une gangue de calcite et grenat. N //; $\times 21$.

Fig. 2. -- Aceiași parageneză; se observă și textura în alozi a piritei. Carbonatul substituie pirrotina pe planele de clivaj ale acesteia. N //; $\times 21$.

Même paragenèse; on observe la texture en alozi de la pyrite. Le carbonate substitue la pyrrhotine le long des plans de clivage de celle dernière. N //; $\times 21$.





1



2



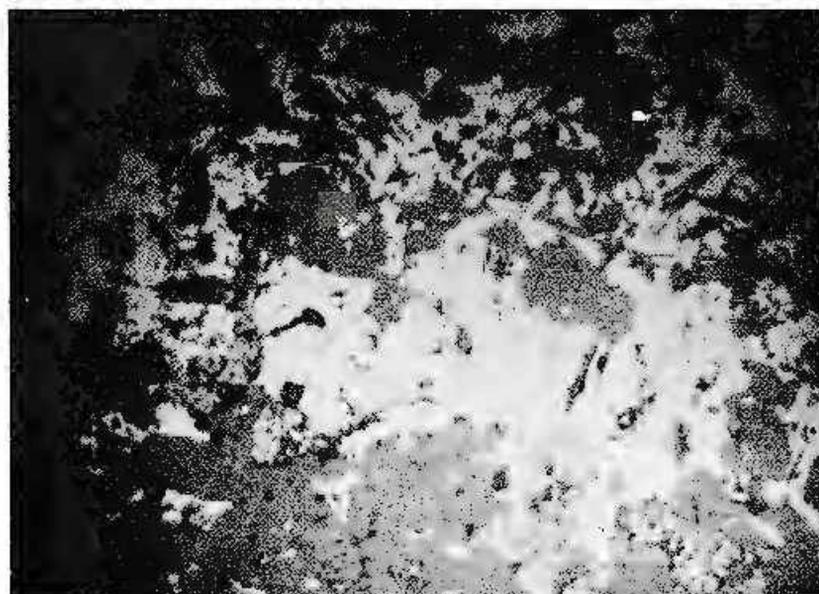
PLAȘA IX

- Fig. 1. — Calcozină dezvoltată pe planele de creștere ale cristalilor de pirită. N //; $\times 21$
Chalcosine développée le long des plans d'accroissement des cristaux de pyrite.
N //; $\times 21$.
- Fig. 2. — Lamelle de hematit ale stadiului epitermal. N //; $\times 11$.
Lamelles d'hématite du stade épithermal. N //; $\times 11$.





1



2

1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

MINERALOGIE

**CONSIDERAȚII PRIVIND DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR
MINORE ÎN MINERALELE Al_2SiO_5 (DISTEN ȘI SILLIMANIT)
DIN CARPAȚII MERIDIONALI¹**

DE

ION HIRTOPANU, CONSTANȚA UDRESCU²

Abstract

Considerations on the Distribution of Trace Elements in Al_2SiO_5 minerals (kyanite and sillimanite) of the East Carpathians. Polymorphs aluminosilicates, kyanite and sillimanite are studied comparatively as regards the content and the distribution of trace elements. Binary diagrams of the distribution of trace elements have been drawn up. There have been established some peculiarities of the distribution way of trace elements in the aluminosilicates of the metamorphic rocks of the East Carpathians: a) aluminosilicates are differential by high contents of Cr in kyanite and very high contents of Ga and Be in sillimanite; b) kyanite impoverished by Ti minerals have also the highest contents of Fe, Mg, Mn and Ni; c) some regional peculiarities (kyanite poor in Cr in the Făgăraș Mountains, sillimanite poor in Ga and Ge in the Lotru Mountains) are outlined.

Introducere

Cercetările cu privire la conținutul și distribuția elementelor minore în mineralele polimorfe aluminosilicatice, se află abia la începutul lor. Acest lucru s-a datorat în primul rând dificultăților de separare în stare pură, dar și convingerii multor cercetători asupra abaterii minime de la compoziția stoechiometrică a acestor minerale. Ideea modificării domeniului de stabilitate a mineralelor Al_2SiO_5 prin înglobarea de elemente urmă precum și datele interesante aduse de analizele cu microsonda electronică, au reprezentat un puternic stimulent pentru cercetarea lor.

Existența a trei modificații polimorfe Al_2SiO_5 , cu domenii de stabilitate proprii dar și cu posibilitatea coexistenței în anumite limite a condus

¹ Comunicare în ședința din 17 mai 1974.

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



la ideea examinării distribuției elementelor minore între polimorfii coexistenți. În acest sens se pot cita lucrările lui Albee, Chodos (1969), privind conținuturile de elemente minore în polimorfii Al_2SiO_5 , coexistenți și lucrarea lui Okrusch și Evans (1970), referitoare la relațiile între elementele minore ale andaluzitului și sillimanitului de asemenea coexistenți.

La noi în țară, preocupările pentru analizarea conținutului de elemente minore ale alumosilicaților, au început odată cu punerea în evidență a importanței zăcămintului de disten de la Negovanu. Din acest zăcămint, în cadrul laboratorului de mineralogie de la TPEM, au fost analizate spectral cca 500 cristale de disten al căror conținut mediu în elemente minore a fost prezentat estimativ (Pomîrleanu et al., 1965).

În Carpații Meridionali, domeniile de coexistență a mineralcelor Al_2SiO_5 sînt reduse iar situațiile de coexistență întîlnite nu ar putea fi studiate prin metode obișnuite, dat fiind strînsa asociere cu celelalte minerale din rocă și granulația lor fină.

Metodica studiului și elementele analizate

În cazul studiului de față, elementele au fost determinate prin spectrografie de emisie.

Pentru efectuarea analizelor a fost necesară prepararea de etaloane cu compoziție asemănătoare mineralcelor alumosilicaticce. Acestea au fost preparate dintr-un amestec de 40% SiO_2 și 60% Al_2O_3 , spectral pure, sinterizat la 1000°C, timp de o oră. În această bază, elementele au fost introduse sub formă de oxizi. Etalonul inițial conținea 30.000 ppm din celelalte elemente de determinat. Seria de etaloane s-a obținut prin diluții succesive în porpoție de 1 : 2.

Folosind spectrograful cu rețea de difracție PGS-2 Zeiss Jena, elementele minore au fost determinate pe grupe, în funcție de volatilitatea lor în arcu voltaic și de domeniul spectral în care au localizate liniile spectrale analitice.

Probele monominerale de disten sau sillimanit, au fost colectate din roci în care mineralele Al_2SiO_5 erau larg dezvoltate sau concentrate natural. S-a încercat să se cuprindă întreaga arie a Carpaților Meridionali, pentru a putea face considerații comparative între diversele masive; în cazul munților Cibinului și Sebeșului s-au analizat un număr mai mare de probe, pentru a putea urmări distribuția elementelor minore în cadrul aceluiași masiv. În același timp s-a urmărit și surprinderea unor eventuale diferențe între cei doi polimorfi.

Probele de alumosilicați au fost colectate din zone în care nu se dezvoltă decît un singur mineral Al_2SiO_5 .

Rezultatele determinărilor sînt înscrise în tabel.

Au fost dozate următoarele elemente: Fe, Mg, Ti, Mn, Co, Cr, V, Sc, Pb, Cu, Ga, Sn, Ba, Sr, Li, Zr și Be pe 26 probe dintre care 10 de sillimanit și 16 de disten. Andaluzitul nu a fost găsit dezvoltat în feno-



TABEL

Elemente minore (ppm) conținute în probe de disten și silimanit din Carpații Meridionali

Nr. crt.	Probe	Elemente minore																	
		Fe	Mg	Ti	Mn	Ni	Co	Cr	V	Se	Pb	Cu	Ca	Sn	Da	Sr	Li	Zr	Be
Silimanit																			
1	L10	2800	1100	390	38	15	<4	13	22	<4	35	22	<3	300	150	12	40	2,3	
2	L11	4000	1300	520	90	17	<4	32	44	<4	8	6	<3	280	55	40	42	2,8	
3	N SEM	3700	520	180	125	20	<4	31	45	<4	31	62	<3	270	850	>1000	<40	36	
4	992	2200	400	80	38	20	<4	52	130	<4	6	2,5	<3	42	13	80	<40	25	
5	1358a	1400	125	54	30	20	<4	22	115	<4	3	4	<3	45	8,5	110	<40	26	
6	5271	3600	880	200	17	21	<4	46	95	<4	7	5	<3	54	9	94	<40	22	
7	5645a	7000	2300	1200	160	22	<4	50	80	<4	22	10	<3	740	520	1000	<40	17	
8	844	900	240	80	12	17	<4	7	115	<4	3	3	<3	65	15	230	<40	17	
9	SB	2600	750	165	34	19	<4	75	110	<4	19	2,5	<3	145	34	110	42	13	
10	17 A	4400	2500	830	48	21	<4	24	70	<4	6	3	<3	630	82	96	<40	8	
Disten																			
11	1003FN	2100	1800	210	20	17	<4	22	75	<4	28	2	<3	190	32	54	<40	<1	
12	VT	1800	1500	155	15	18	<4	16	80	<4	4	<2	14	170	28	80	<40	<1	
13	V1	800	320	110	5	11	<4	25	85	<4	2,5	2	11	60	11	70	<40	<1	
14	N6	5500	1600	560	10	15	<4	125	85	<4	5	2	20	78	60	50	<40	<1	
15	231V(2)	16000	3800	>1000	310	24	8	130	75	7,5	46	10	55	5	580	370	110	170	5,2
16	231V(4)	18000	4500	>1000	600	29	9	160	85	5	17	7,5	30	4	420	110	47	163	2,1
17	231V(5)	17000	3500	>1000	170	26	10	130	77	6,5	25	6	26	4	550	300	110	140	6
18	231V(7)	14000	3800	>1000	90	23	5,5	200	105	4	13	4,5	34	4,5	315	76	45	210	2,1
19	21VP(1)	15500	3700	>1000	140	25	7,5	130	66	4	40	5	31	4,5	600	380	200	130	6
20	19VS(1)	22000	4000	>1000	260	32	8	185	72	4	40	10	31	5	330	160	84	100	5,2
21	19VS(2)	9200	2600	>1000	110	25	7,5	135	68	<4	26	6,5	28	4	320	140	70	140	3,4
22	17VG(1)	30000	7200	>1000	400	65	22	60	68	8	17	4	32	3,5	440	110	47	230	2,4
23	17VG(2)	10000	3500	>1000	330	26	8	145	78	<4	17	9	24	3	400	110	125	165	3,8
24	17VG(3)	30000	>10000	>1000	>1000	>1000	27	87	68	70	19	24	36	5,5	780	160	135	65	6,6
25	VM	2100	750	230	27	12	<4	120	95	<4	11	2	19	<3	135	90	450	<40	1
26	M	3000	400	140	54	14	<4	105	56	<4	13	2	19	<3	105	130	300	<40	1,4

blaste suficient de mari și îndeajuns de pure pentru a putea fi analizate cu suficientă încredere.

În afară de elementele enumerate, în probele analizate sînt prezente și calciul și sodiul în conținuturi variabile, provenite probabil din impurificări datorate feldspatului, care n-au fost însă sesizate cu ocazia alegerii probelor.

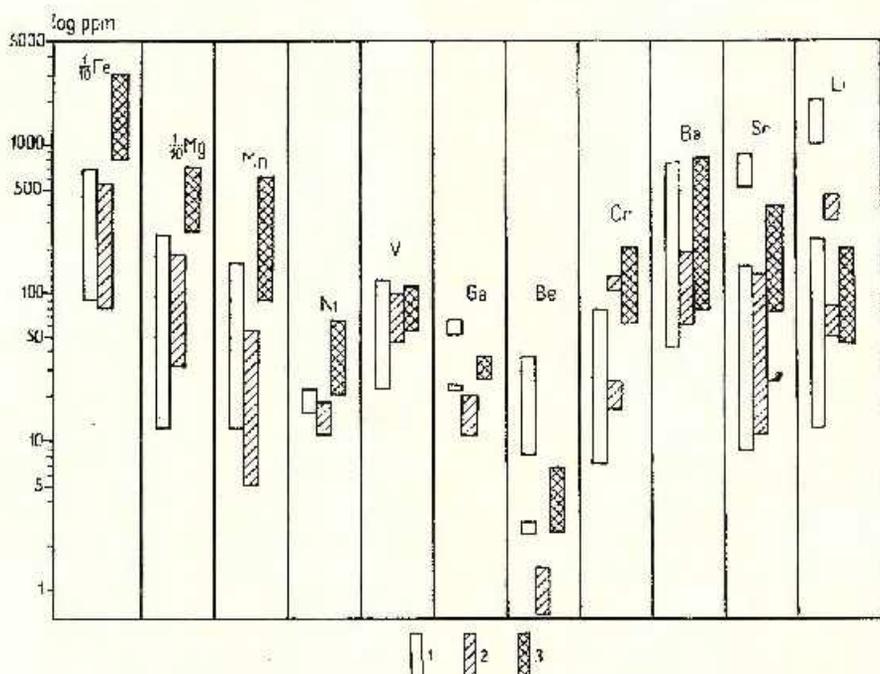


Fig. 1. — Domeniile de variație pentru elementele minore conținute în disten și sillimanit.
1, sillimanit; 2, disten; 3, disten impurificat cu minerale de titan.

Domaines de variation pour des éléments mineurs du disthène et de la sillimanite.

1, sillimanite; 2, disthène; 3, disthène impurifié avec des minéraux de titan.

În diagrama din fig. 1, sînt ilustrate domeniile de variație pentru elementele minore determinate în sillimanit și disten. În cazul acestuia din urmă s-au separat două grupe: prima grupă cuprinde probele de disten cu conținut redus de titan (munții Făgăraș, Semenie și zăcămintul Negovanu) iar a II-a cuprinde pe cele colectate din munții Oibinului de vest și Sebeș, în care titanul prezintă valori excepțional de ridicate, datorită incluziunilor de sfen și rutil care nu au putut fi îndepărtate în totalitatea lor.

Urmărind fig. 1 și datele din tabel, vom discuta în continuare comportarea fiecărui element în parte.

Fierul. Domeniile de variație ale acestui element în sillimanit și în distenul neimpurificat cu titan sînt foarte apropiate, conținuturile lui fiind de ordinul miilor de ppm. Valori mult mai ridicate se găsesc în probele de disten din munții Cibin și Sebeș, ale căror conținuturi pot atinge 30.000 ppm (excepțional > 30.000 în proba 17 VG(3)).

Magneziul. Are aceeași comportare cu fierul, prezentînd domenii asemănătoare de variație în sillimanit și în distenul cu puțin Ti și un domeniu net superior de valori în cazul distenului impurificat cu sfen și rutil. Domeniul de variație pentru sillimanit este 125–2500 ppm, pentru probele de disten pure 320–1800 ppm iar pentru cele impure 2600–7200 ppm (excepțional în proba 17 VG(3), > 10.000 ppm).

Manganul. Are valori cuprinse între 12 și 160 ppm în sillimanit, între 5 și 54 ppm în distenul pur și între 90 și 600 ppm în distenul impurificat. Se remarcă același mod de repartitie între cele trei grupe studiate, ca și în cazul Fe și Mg.

Titanul. Nu a fost determinat în probele de disten din munții Cibin și Sebeș (care după cum s-a amintit, sînt impurificate cu sfen și rutil). În general conținuturile de Ti ale acestor probe depășesc 1%. În sillimanitele analizate Ti oscilează într-un domeniu larg de valori (80–1200 ppm), în timp ce probele cu disten neimpurificat au un domeniu mai restrîns de variație (110–500 ppm).

Nichelul. Are un diapazon mult mai restrîns de valori în comparație cu elementele discutate pînă acum. În sillimanit, conținuturile de Ni oscilează între 15 și 22 ppm. Un domeniu apropiat de variație (11–18 ppm) îl prezintă și distenul pur. În cel impurificat, conținuturile de Ni sînt mai ridicate (23–65 ppm).

Cromul. Are un spectru larg de variație în sillimanite (7–75 ppm). La valori de același ordin de mărime se situează și distenul din munții Făgăraș (16–25 ppm). Conținuturile mai ridicate de Cr (60–200 ppm) se întîlnesc în toate celelalte probe de disten analizate (inclusiv cele impurificate).

Vanadiul. Caracteristic pentru acest element este faptul că distenul (atît cel pur cit și cel impurificat) are practic același domeniu de variație (46–105 ppm) situat în partea superioară a domeniului sillimanitului (22–115 ppm).

Scandiul și cobaltul. Apar în conținuturi detectabile numai în distenul impurificat cu minerale de Ti.

Galiul. Cu excepția celor două probe din munții Lotru, conținuturile de Ga sînt foarte ridicate în sillimanite (53–64 ppm). Distenul pur se situează la valori mult mai scăzute (11–20 ppm). Valori intermediare (26–36 ppm) se întîlnesc în distenul cu incluziuni de sfen și rutil.

Beriliul. Are o comportare identică cu aceea a Ga în alumosilicații studiați. Astfel reîntîlnim aceleași probe de sillimanit din munții Lotru cu valori mult mai reduse (2,3–2,8 ppm) în comparație cu sillimanitul din celelalte masive (8–36 ppm). La valori extrem de scăzute (< 1–1,4 ppm) se situează distenul fără incluziuni de minerale de Ti, în timp ce celelalte probe de disten ocupă o poziție intermediară (2,4–6,6 ppm).

Bariul, strontiul și litiul. Au domenii foarte largi de variație, conținuturile lor atingând în unele cazuri valori excepțional de ridicate. Conținuturilor maxime de Sr, le corespund și valori maxime de Ca (apreciate după intensitatea liniilor spectrale). Nu se pot observa regularități în ceea ce privește distribuția acestor elemente.

Zirconiu. Are valori situate la limita de detecție în sillimanit și disten neimpurificat. În distenul cu incluziuni de sfen și rutil, Zr variază între 65—230 ppm; presupunem că prezența lui în aceste probe se datorește includerii mecanice de zircon în mod similar cu prinderea rutilului și sfenului, în timpul creșterii cristalelor de disten.

Distribuția elementelor minore

Pentru urmărirea modului de distribuție și corelație a elementelor minore, s-au întocmit diagramele binare Fe—Mg (fig. 2), Fe—Ti (fig. 3) Mg—Ti (fig. 4), V—Cr (fig. 5) și Ga—Be (fig. 6).

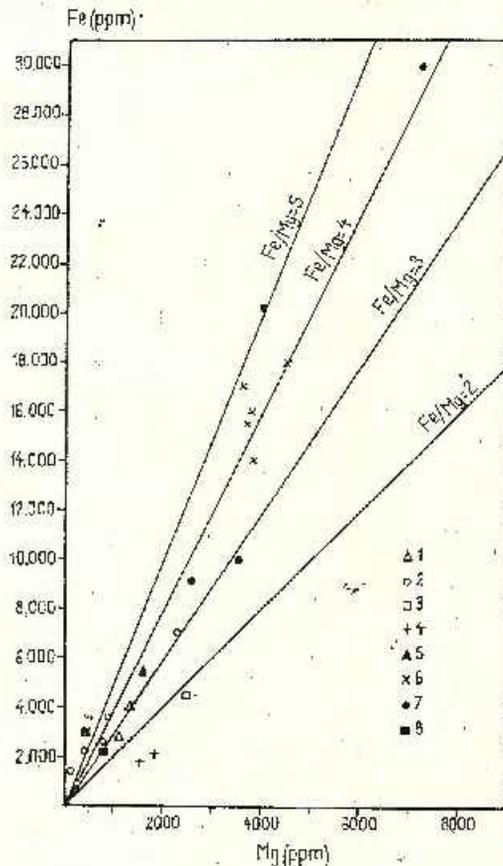


Fig. 2. — Diagramă binară de distribuție a fierului și magneziului în sillimanit și disten.

1, sillimanit, munții Lotralui; 2, sillimanit, munții Sebeșului; 3, sillimanit, munții Semenicului; 4, disten, munții Făgărașului; 5, disten, zăcămintul Negovanu; 6, disten, munții Cibinului; 7, disten, munții Sebeșului; 8, disten, munții Semenicului.

Diagramme binaires de distribution du fer et du manganèse dans la sillimanite et dans le disthène.

1, sillimanite, monts de Lotru; 2, sillimanite, monts de Sebeș; 3, sillimanite, monts de Semenic; 4, disthène, monts de Făgăraș; 5, disthène, gisement de Negovanu; 6, disthène, monts de Cibin; 7, disthène, monts de Sebeș; 8, disthène, monts de Semenic.



În diagrama din fig. 2, se observă gruparea probelor de sillimanit și de disten pure, la valori scăzute de Fe și Mg și dispunerea distenului cu incluziuni de rutil și sfen la valori mai ridicate. În cadrul acestora din urmă se constată gruparea într-un domeniu restrâns a probelor de disten din munții Cibin.

Fig. 3. — Diagramă binară de distribuție a fierului și titanului în sillimanit și disten.

1, sillimanit, munții Lotrului; 2, sillimanit; munții Sebeșului; 3, sillimanit, munții Semeniciului; 4, disten, munții Făgărașului; 5, disten, zăcămintul Negovanu; 6, disten, munții Cibinului; 7, disten, munții Sebeșului; 8, disten, munții Semeniciului.

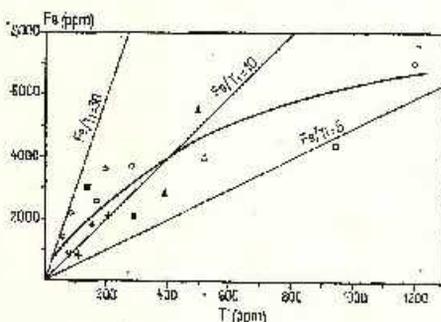


Diagramme binaires de distribution du fer et du titane dans la sillimanite et dans le disthène.

1, sillimanite, monts de Lotru; 2, sillimanite, monts de Sebeș; 3, sillimanite, monts de Semenice; 4, disthène monts de Făgăraș; 5, disthène, gisement de Negovanu; 6, disthène, monts de Cibin; 7, disthène, monts de Sebeș; 8, disthène, monts de Semenice.

În diagramele din fig. 3 și din fig. 4, au fost proiectate numai probele cu conținut redus de titan. Se observă tendințele de corelație pozitivă Fe—Ti, Mg—Ti, aceasta din urmă fiind mult mai pronunțată.

Probele se proiectează în general între dreptele $Mg/Ti = 2$ și $3,33$. În mod excepțional, distenul colectat din valea Fătu (munții Făgăraș) se situează la un raport $Mg/Ti = 10$.

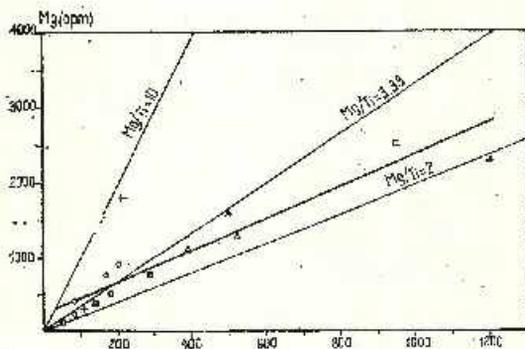


Fig. 4. — Diagramă binară de distribuție a magneziului și titanului în disten și sillimanit.

1, sillimanit, munții Lotrului; 2, sillimanit, munții Sebeșului; 3, sillimanit, munții Semeniciului; 4, disten, munții Făgărașului; 5, disten, zăcămintul Negovanu; 6, disten, munții Cibinului; 7, disten, munții Sebeșului; 8, disten, munții Semeniciului.

Diagramme binaires de distribution du magnésium et du titane dans le disthène et la sillimanite.

1, sillimanite, monts de Lotru; 2, sillimanite, monts de Sebeș; 3, sillimanite, monts de Semenice; 4, disthène, monts de Făgăraș; 5, disthène, gisement de Negovanu; 6, disthène, monts de Cibin; 7, disthène, monts de Sebeș; 8, disthène, monts de Semenice.

Diagrama din fig. 5, evidențiază conținuturile mai ridicate de crom ale distenului în comparație cu cele ale sillimanitului. Excepțiează de la această regularitate distenul din munții Făgăraș, care se plasează în cîmpul sillimanitului, la valori mult mai reduse de crom.

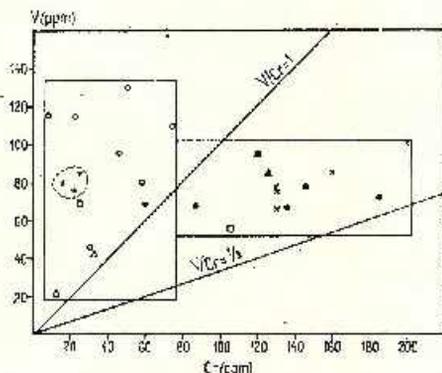


Fig. 5. — Diagramă binară de distribuție a vanadiului și cromului în sillimanit și disten. 1, sillimanit, munții Lotrului; 2, sillimanit, munții Sebeșului; 3, sillimanit, munții Semicului; 4, disten, munții Făgărașului; 5, disten, zăcămintul Negovanu; 6, disten, munții Cibinului; 7, disten, munții Sebeșului; 8, disten, munții Semicului.

Diagramme binaires de distribution du vanadium et du chrome dans la sillimanite et dans le disthène.

1, sillimanite, monts de Lotru; 2, sillimanite, monts de Sebeș; 3, sillimanite, monts de Semic; 4, disthène, monts de Făgăraș; 5, disthène, gisement de Negovanu; 6, disthène, monts de Cibin; 7, disthène, monts de Sebeș; 8, disthène, monts de Semic.

Raportul V/Cr este subunitar până la minimum 1/3 în toate probele de disten studiate (bincințele cu excepția celor din munții Făgăraș) și supraunitar în cazul probelor de sillimanit.

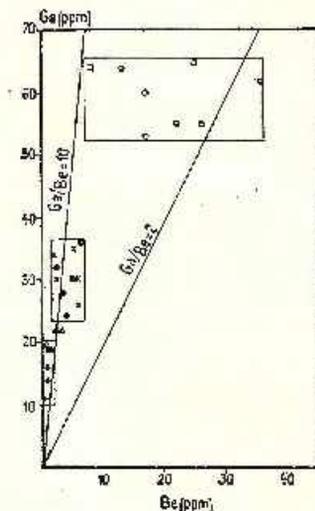
O diferențiere și mai netă între sillimanit și disten este pusă în evidență de diagrama Ga-Be (fig. 6). Pe această diagramă, sillimanitul se proiectează într-un cîmp situat la valori ridicate pentru ambele elemente, între dreptele Ga/Be = 2 - 10, în timp ce distenul fără incluziuni de

Fig. 6. — Diagramă binară de distribuție a galiului și beriliului în disten și sillimanit.

1, sillimanit, munții Lotrului; 2, sillimanit, munții Sebeșului; 3, sillimanit, munții Semicului; 4, disten, munții Făgărașului; 5, disten, zăcămintul Negovanu; 6, disten, munții Cibinului; 7, disten, munții Sebeșului; 8, disten, munții Semicului.

Diagramme binaires de distribution du gallium et du beryllium dans le disthène et dans la sillimanite.

1, sillimanite, monts de Lotru; 2, sillimanite, monts de Sebeș; 3, sillimanite, monts de Semic; 4, disthène, monts de Făgăraș; 5, disthène, gisement de Negovanu; 6, disthène, monts de Cibin; 7, disthène, monts de Sebeș; 8, disthène, monts de Semic.



minerale de titan se plasează la valori scăzute de galiu și beriliu, în stînga dreptei $Ga/Bc = 10$. Probele de disten impurificate se proiectează într-un câmp cu poziție intermediară. O excepție o constituie sillimanitul din munții Lotrului, care spre deosebire de celelalte probe de sillimanit se plasează la valori reduse de beriliu și galiu, asemănătoare cu cele întâlnite în disten.

Concluzii

Din cele expuse pînă acum, se desprind unele particularități privind modul de repartitie al elementelor minore în mineralele alumosilicice din rocile metamorfice ale Carpaților Meridionali.

Dintre elementele minore analizate, crom, galiu și beriliu diferențiază net cei doi alumosilicați polimorfi prin conținuturile mai ridicate de crom în disten și extrem de mari de galiu și beriliu în sillimanit.

Probele de disten cu incluziuni de sfen și rutil au și cele mai ridicate conținuturi de fier, magneziu, mangan și nichel.

Cromul și în special vanadiul sînt prezente în conținuturi asemănătoare atît în distenul pur cît și în cel impurificat.

Pe lîngă diferențele între cei doi alumosilicați polimorfi, se observă și unele particularități regionale. Astfel, cromul se găsește în conținuturi reduse (apropriate de cele ale sillimanitului) în distenul din munții Făgărașului. Două din aceste probe (colectate de pe valea Fătu) prezintă un raport Mg/Ti mult mai mare decît restul alumosilicaților studiați. Tot ca o particularitate regională, considerăm și conținuturile reduse de galiu și beriliu din sillimanitul din munții Lotrului.

Datele prezentate aici, constituie primele informații comparative privind distribuția elementelor minore în alumosilicații din rocile metamorfice ale Carpaților Meridionali. Analizarea unui număr mai mare de probe din fiecare regiune bogată în roci cu alumosilicați, va permite aprofundarea mai avansată a distribuției elementelor minore în aceste minerale și în ultimă instanță va contribui la crearea unei imagini geochimice mai complete asupra metamorfitelor din Carpații Meridionali.

BIBLIOGRAFIE

- Albee A. L., Chodos A. A. (1969) Minor element content of coexistent Al_2SiO_5 polymorphs. *Am. J. Sci.* 267, 310—316, New Haven Connecticut.
- Pamirleanu V., Apostoleiu A., Maieru O. (1965) Temperatura de cristalizare a distenului din cristalul Sebeșului. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”, Iași, IIb (Geol.-Geogr.)*, XI, 7—12, Iași.
- Okrusch M., Evans B. W. (1970) Minor element relationships in coexisting andalusite and sillimanite. *Lithos* 3, 261—268, Oslo.



CONSIDÉRATION CONCERNANT LA DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS MINEURS DANS LES MINÉRAUX Al_2SiO_5 (DISTHÈNE ET SILLIMANITE) DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

Les minéraux polymorphes Al_2SiO_5 (disthène et sillimanite) du cristallin des Carpates Méridionales, sont examinés, en ce qui concerne le contenu et la distribution des éléments mineurs, déterminés par la spectrographie d'émission, d'une façon comparative.

On a dressé des diagrammes linéaires Fe-Mg, Fe-Ti, Mg-Ti, V-Cr et Ga-Be pour pouvoir observer la manière de distribution et de corrélation des éléments mineurs.

Parmi les particularités du mode de répartition des éléments mineurs dans les minéraux alumo-silicatés des roches métamorphiques des Carpates Méridionales, les plus importantes sont :

1. Les deux alumo-silicates diffèrent par les grandes teneurs en Cr du disthène et par les teneurs extrêmement grandes en Ga et Be de la sillimanite.

2. Le disthène impurifié par des minéraux de Ti, a les teneur les plus élevées en Fe, Mg, Mn et Ni.

3. On met en évidence des particularités régionales, à savoir : disthène pauvre en Cr dans les monts de Făgăraș, sillimanite pauvre en Ga et en Be dans les monts de Lotru.



1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

MINERALOGIE

REAȚII DE COLORARE SELECTIVĂ A FELDSPATILOR
ȘI ANALIZA MODALĂ EXPEDITIVĂ A ROCILOR VULCANICE
DIN MASIVUL VLĂDEASA¹

DE

GHEORGHE ISTRATE²

Abstract

Reactions of Selective Staining of Feldspars and Efficient Modal Analysis of the Volcanic Rocks in the Vlădeasa Massif. With a view to completing the petrographic characterization and correlating the different facies of ignimbritic rhyolites in the Vlădeasa massif, reactions of selective staining of potash feldspars and plagioclases have been carried out on samples and thin sections. After etching with flourine hydride by immersion or using steams, one may obtain a yellow precipitate of sodium cobaltinitrite ($\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$) in case of potash feldspars and a pink or bright red precipitate in case of plagioclases by the reaction with potassium rhodizonate ($\text{C}_6\text{O}_6\text{K}_2$) or with amaranth ($\text{C}_{20}\text{H}_{11}\text{N}_3\text{O}_{10}\text{S}_3\text{Na}_2$). Thus, the modal analysis is more rapid, and easily carried out. It has a satisfactory precision and allows a good correlation of different types of ignimbritic rhyolites or of other volcanic rocks.

1. Introducere

Masivul Vlădeasa se caracterizează prin asocierea strânsă a rocilor vulcanice — andezite, dacite și riolite — cu mici corpuri intrusive laramice constituind astfel un complex vulcano-plutonic. Cea mai mare răspândire pe vasta arie a acestui masiv o are formațiunea riolitelor ignimbritice. O caracteristică a rocilor riolitice din Vlădeasa o constituie existența în proporții variabile a fenocristalelor mărunte de cuarț, sanidină și oligoclaz și a numeroase anclave, distribuite neuniform pe un fond cu aspect foarte heterogen. Pe criterii texturale în cadrul formațiunii riolitice au fost separate mai multe faciesuri: riolitele eutaxitice și tufurile

¹ Comunicare în ședința din 24 mai 1974.

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



sudate au cea mai largă răspindire, în timp ce rocile cu facies masiv și vitrofirile, ocupă suprafețe mult mai restrinse. Riolitele eutaxitice se caracterizează prin abundente anclave colțuroase, izometrice sau lenticulare și numeroase fiame fin veziculate, foarte alungite, ce conferă rocilor

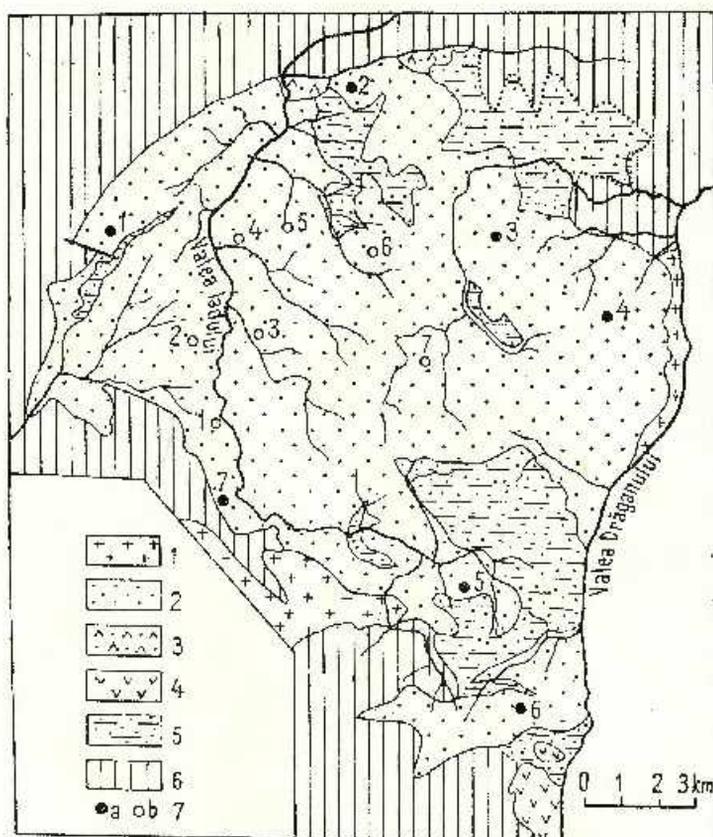


Fig. 1. — Schița geologică a masivului Vlădeasa (partea vestică).

1, intruziuni iaramice; 2, rholite ignimbritice; 3, dacite; 4, andezite; 5, depozite senoniene; 6, fundament cristalin-mezozoic; 7 a, b, repartiția probelor analizate.

Schéma géologique du massif de Vlădeasa (partie occidentale).

1, intrusions iaramiques; 2, rhyolites ignimbritiques; 3, dacites; 4, andésites; 5, dépôts sénoniens; 6, socle cristallino-mésozoïque; 7a, b, distribution des échantillons dont on a fait l'analyse.

un aspect fluidal și au o cantitate relativ redusă de fenocristale, în timp ce tufurile sudate au o cantitate sporită de cristale ceva mai mari, de 2—5 mm, fondul rocii fiind constituit din fragmente fine de sticlă vulcanică.



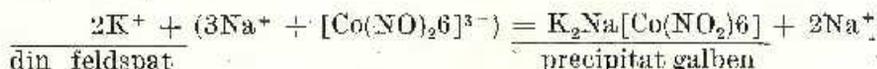
Deoarece rocile vilitice sînt foarte răsîndite și foarte neomogene, în vederea unei mai bune caracterizări petrografice, a fost necesar ca pe lângă analizele modale obișnuite, efectuate pe secțiuni subțiri cu ajutorul microscopului polarizant, să efectuăm astfel de analize și pe eșantioane cu ajutorul luei binoculare după ce feldspații potasici și plagioclazi au fost colorați diferit.

Încă din 1929 Gabriel și Cox au descris metoda de colorare a cristalelor de feldspat potasic cu cobaltinitritul de sodiu, metodă care a fost apoi folosită și de alți autori (Keith, 1939, Chayes, 1952, Rosenthal, 1956). Bailey, Stevens (1960) sînt primii care au descris metoda de colorare selectivă a feldpaților potasici în galben prin reacția cu cobaltinitritul de sodiu și a plagioclazilor în roz cu ajutorul rodizonatului de potasiu, iar ulterior Laniz, Stevens, Norman (1964) au realizat același lucru cu deosebirea că în loc de rodizonat de potasiu au folosit cu rezultate superioare amarantul care produce colorarea plagioclazului în roșu purpuriu.

2. Principiul metodei

Prin atacul unei suprafețe polizate de eșantion sau a unei secțiuni subțiri cu vapori de HF, sau prin imersie, silicea din feldspați este eliberată ca fluorură volatilă conform reacției: $\text{SiO}_2 + 4\text{HF} = \text{SiF}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$, pe cînd celelalte componente rămîn pe suprafața corodată a feldspatului (Bailey, Stevens, 1960).

În cazul feldspaților potasici reziduul conține ionul K^+ care intrînd în reacție cu cobaltinitritul de sodiu (reactiv în chimia analitică pentru potasiu) duc la formarea unui precipitat galben strălucitor de cobaltinitrit de potasiu



Pentru a obține colorarea plagioclazilor trebuie mai întii ca ionii de Ca^{2+} eliberați să fie înlocuiți cu ioni de Ba^{2+} luern ce se realizează prin imersia prealabilă a preparatului în soluție de BaCl_2 , 5%. În felul acesta Ba^{2+} va reacționa cu rodizonatul de potasiu, rezultînd rodizonat de bariu, un precipitat insolubil de culoare roz pînă la roșu cărămiziu.

În același mod se procedează și în cazul folosirii amarantului, un colorant organic cu formula $\text{C}_{22}\text{H}_{11}\text{N}_2\text{O}_{10} \text{S}_3\text{Na}_3$ obținîndu-se un precipitat de culoare roșu-purpuriu.

3. Modul de lucru

a) Reactivii necesari sînt: acid fluorhidric HF, 38-52%; soluție de clorură de bariu (BaCl_2) 5% (5,25 g/100 c.c.) soluție saturată de cobaltinitrit de sodiu; soluție de rodizonat de potasiu (0,25 g/100 c.c.) sau amarant (1,42 g/100 c.c.);



b) **Succesiunea operațiilor:** se expune eșantionul polizat la vapori de acid fluorhidric timp de 60" sau se imersează timp de 1" (se lucrează cu multă prudență deoarece acidul fluorhidric este foarte agresiv atacând pielea și căile respiratorii); se absoarbe cu o sugativă și se usucă cu ajutorul unui curent de aer cald suprafața de colorat pentru a se îndepărta acidul fluorhidric condensat; proba se introduce într-un vas conținând soluția saturată de cobaltinitrit de sodiu, timp de 2'; se spală suprafața expusă, într-un vas sau la robinet, pentru a îndepărta excesul de reactiv; se lasă la uscat în curent de aer cald. La acest stadiu se obține colorarea feldspatului potasic în galben strălucitor în timp ce plagioclazul rămâne necolorat; se poate continua, pentru colorarea și a plagioclazului astfel: se imersează proba timp de 15–30" în soluția de clorură de bariu 5%; se clătește scurt (1–2") într-un vas cu apă, pentru îndepărtarea excesului de substanță; proba se introduce în soluție de rodizonat de potasiu sau de amarant timp de 2"; se spală din nou, cu grijă, excesul de colorant; proba se usucă aproape complet după care poate fi acoperită cu un strat subțire de parafină topită pentru a conserva mai mult timp culorile.

Proba astfel tratată va prezenta culoarea galbenă strălucitoare pentru feldspatii potasici și roșu cărămiziu sau purpuriu pentru plagioclazi. De multe ori și masa fundamentală a rocii capătă o culoare gălbuie și pete roșietice, indiciu că și aici sînt prezenți ionii K^+ sau Ca^{2+} . Un atac de durată mai scurtă cu acid fluorhidric și colorant favorizează observațiile privind structurile de detaliu ale pastei.

În același mod s-a procedat la colorarea selectivă a feldspatilor din secțiuni subțiri, cu observația că durata atacurilor cu acid fluorhidric și a expunerilor la reactivii coloranți a fost scurtată la jumătate. Secțiunile subțiri au fost apoi examinate la microscopul polarizant sau la lupa binoculară. Fondul negru pe care se așază secțiunea, favorizează observarea fenocristalelor de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz iar pentru observarea mineralelor melanoerate și opace este preferabil fondul alb.

S-a constatat că în cazul rocilor holocristaline și mai ales a celor cu fenocristale mari (granite de Tismana, granodiorite banatitice de la Budureasa și Pietroasa, gnaise oculare) colorația selectivă a feldspatilor se realizează mai bine decît la rocile vulcanice cu pastă sticloasă și cu fenocristale mărunte sau alterate hidrotermal. În cazul unor cristale suficient de mari, s-au putut recunoaște cristale de plagioclaz corodate și incluse în cristale de feldspat potasic sau chiar structuri de dezamestec și concreșteri.

4. Rezultatele analizei modale

Date fiind varietatea aspectelor texturale ale rocilor ce constituie formațiunea riolitelor ignimbritice din Masivul Vlădeasa, caracterul lor foarte neomogen și vasta suprafață pe care aflurează a fost necesară efectuarea analizelor modale pe un foarte mare număr de probe (cca 120) culese de pe toată suprafața masivului (partea vestică), în vederea corelării diferitelor faciesuri.



Eșantioanele cu suprafețe lustruite de 8—12 cm², cu feldspații colorați diferit, au fost examinate la lupa binoculară, efectuându-se analiza modală și prezentându-se apoi rezultatele după metoda descrisă de Williams (1960). Histogramele prezentate, reflectă fiecare în parte media mai multor determinări de probe provenite din zonele învecinate punctelor figurate pe schița alăturată (fig. 1). Mineralele melanocrate și accesorii — biotit, hornblendă verde, allanit, magnetit, ilmenit, apatit, zircon — sînt reprezentate la un loc dată fiind apariția sporadică și participarea lor redusă. Aceste histogramme înlesnesc compararea rocilor din diferite zone și permit să facem unele aprecieri privind variația unor componente din roci asemănătoare și să remarcăm deosebiri existente între rocile ce se prezintă în cele două faciesuri principale: autaxitic și tufuri sudate.

În cazul riolitelor cu facies eutaxitic, principalele observații ce rezultă din histogramele prezentate (fig. 2 A) sînt: *a*) cantitatea totală de fenocristale este relativ redusă, în jur de 10 procente din volumul rocilor; numai în zona vârfului Făgetului se întîlesc roci cu o cantitate ceva mai mare de fenocristale (16%); *b*) cantitatea mare de anclave (6—12%) fapt ce conferă rocilor un aspect breicios heterogen; *c*) predominarea netă și permanentă a cuarțului asupra celorlalte minerale normative uneori depășind chiar suma celorlalte fenocristale; *d*) raportul feldspat potasic: plagioclaz (20—30% An) favorabil de cele mai multe ori feldspaților potasici, excepție făcînd partea nord-estică din zona vîrfurilor Făgetului și Runcul Caprei.

Histogramele care ilustrează compoziția modală a tufurilor sudate situate în partea centrală și vestică a acestei regiuni (fig. 2 B), necesită următoarele remarci: *a*) cantitatea mai mare de fenocristale (20—30% din volumul rocilor); *b*) cantitatea de anclave este mai mică și implicit aspectul rocilor este mai omogen; *c*) dintre fenocristale, plagioclazii (19—32% An) predomină întotdeauna cantitativ față de feldspații potasici, uneori chiar și față de cuarț.

Cele cîteva observații desprinse din analiza celor două grupe de histogramme, împreună cu unele constatări reieșite din studiul optic al feldspaților care arată că în cazul riolitelor cu facies eutaxitic, feldspatul potasic este de obicei termenul de temperatură ridicată, sanidina, iar în cazul tufurilor sudate este prezentă ortoza precum și observațiile de teren, conduc la ideea că rolul esențial în apariția diferitelor faciesuri de roci riolitice prezente în Masivul Vlădeasa, trebuie atribuit însăși evoluției magmei riolitice începînd încă din momentul în care se află în profunzime. Nivelele superioare din camera magmatică constituită din magme îmbogățite în volatile au fost emise destul de timpuriu și s-au răcit brusc, în timp ce la nivelele mai profunde evoluția mai lentă a magmei a permis cristalizarea unei cantități mai mari de magmă înainte de emisia la suprafață; magma reziduală îmbogățită în cristale și gaze a crupt după aceea, ducînd la formarea tufurilor sudate bogate în cristale intens corodate și fracturate.

În această lucrare s-a încercat utilitatea unei metode noi în studiul vulcanitelor masivului Vlădeasa, pentru o mai bună corelare a diferitelor



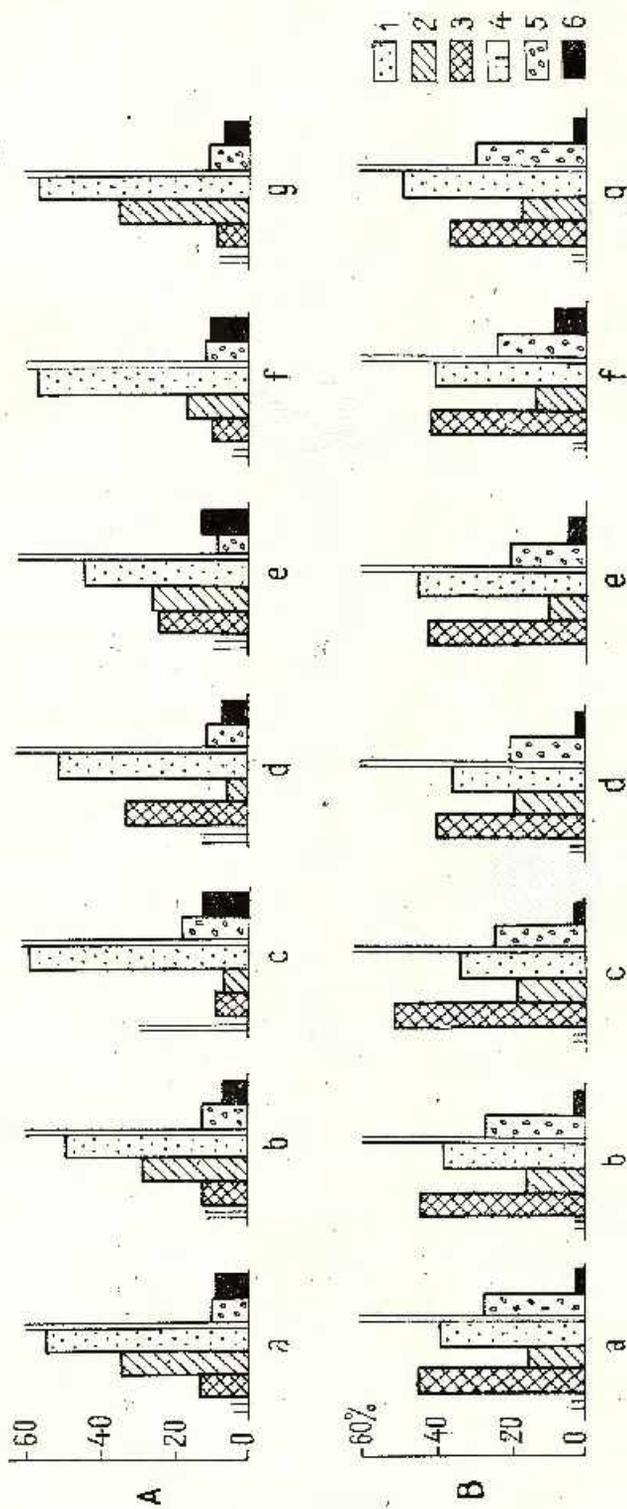


Fig. 2. — A. Analiză modală medie a riolitelor ignimbritice din zone diferite ale masivului Vlădeasa — fațesul entaxitic (cifrăle corespund celor din scrișa geologică — fig. 1).

1, cuarț % din suma fenoeristalelor; 2, ortoclaz %; 3, plagioclaz %; 4, accesorii (apatit, ilmenit, zircon, allanit); 5, total fenoeristale % în rocă; 6, xenolite % în rocă. Analiză modală medie a rhyolitelor ignimbritice din diferite zone ale masivului Vlădeasa — fațesul entaxitic (cifrăle corespund celor din scrișa geologică — fig. 1).

1, proporție în cuarț din totalul fenoeristalelor; 2, proporție în ortoclaz; 3, proporție în plagioclaz; 4, minerale accesoriale (apatit, ilmenit, zircon, allanit); 5, proporție în totalul fenoeristalelor; 6, proporție în xenolite din rocă.

B. Analiză modală a riolitelor ignimbritice din zone diferite ale masivului Vlădeasa — tufuri sudate și vitrofirine. 1, cuarț % din suma fenoeristalelor; 2, ortoclaz %; 3, plagioclaz %; 4, accesorii (apatit, ilmenit, zircon, allanit); 5, total fenoeristale % în rocă; 6, xenolite % în rocă.

Analiză modală a rhyolitelor ignimbritice din diferite zone ale masivului Vlădeasa — tufuri sudate și vitrofirine. 1, proporție în cuarț din totalul fenoeristalelor; 2, proporție în ortoclaz; 3, proporție în plagioclaz; 4, minerale accesoriale (apatit, ilmenit, zircon, allanit); 5, proporție în totalul fenoeristalelor; 6, proporție în xenolite din rocă.

faciesuri și pentru completarea caracterizării petrografice. Cu ajutorul reactivilor coloranți ai feldspatilor, analiza modală executată pe eşantioane permite obținerea unor rezultate satisfăcătoare într-un timp relativ scurt.

Metoda este foarte utilă în studiul rocilor neomogene de tipul celor din Vlădeasa, deoarece permite studiarea unor eşantioane suficient de mari, analiza modală astfel executată fiind de multe ori superioară celei efectuată numai pe secțiuni subțiri.

Prezentarea rezultatelor sub forma unor histograme simple oferă o primă imagine petrografică și ajută la corelarea diferitelor faciesuri de roci. Prin această metodă se confirmă existența a două faciesuri de rholite ignimbritice — eutaxitice și tufuri sudate — ce au o largă răspândire în masivul Vlădeasa.

Metoda poate fi aplicată și la alte tipuri de roci eruptive, sedimentare sau metamorfice.

BIBLIOGRAFIE

- Bailey E. U., Stevens R. E. (1960) Selective Staining of K feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. *Am. Mineral.* 45, 1020 — 1025. Washington.
- Chayes F. (1952) Notes on the staining of potashe feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section. *Am. Mineral.* 37, 337 — 340. Washington.
- Zies E. G. (1961) Staining of Alkali Feldspars from volcanic Rocks. *Carnegie Instit. Wash. Year — Book*, 60, 172 — 173. Washington.
- Dawson K. R., Crawley W. D. (1963) An improved technique for staining potash Feldspars. *Can. Mineral.* 7, 805 — 808. Ottawa.
- Gabriel A., Cox E. P. (1929) A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. *Am. Mineral.* 14, 290 — 292. Washington.
- Keith M. K. (1939) Selective staining to facilitate Rosival analyses. *Am. Mineral.* 24, 561 — 565. Washington.
- Laniz R. V., Stevens R. E., Norman M. E. (1964) Staining of plagioclase feldspar and other minerals with F. D. and C. Red 2. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper*, 50-B. Washington.
- Williams P. L. (1960) A stained silice method for rapid determination of phenocryst composition of volcanic rocks. *Am. Journ. Sci.* 258, 148 — 152. New Haven.

REACTIONS DE COLORATION SÉLECTIVE DES FELDSPATHS ET L'ANALYSE MODALE RAPIDE DES ROCHES VOLCANIQUES DU MASSIF DE VLĂDEASA

(Résumé)

En vue de compléter les traits caractéristiques pétrographiques et de mettre en corrélation des différents faciès de rhyolites ignimbritiques du Massif de Vlădeasa, on a effectué des



réactions de coloration sélective des feldspath potassiques et plagioclases sur des échantillons et des coupes minces.

On obtient, à la suite des immersions d'acide fluorhydrique ou à l'aide des vapeurs, un précipité coloré en jaune par le cobaltinitrite de sodium ($\text{Na}_2[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$) dans le cas des feldspaths potassiques, et en rose ou rouge-pourpre, dans le cas des plagioclases, par la réaction avec le rodizonate de potassium ($\text{C}_8\text{O}_8\text{K}_2$) ou avec l'amarante ($\text{C}_{20}\text{H}_{11}\text{N}_2\text{O}_{10}\text{S}_3\text{Na}_2$).

Cette méthode est très utile dans l'étude des roches non homogènes du type des roches de Vlădeasa, vu qu'elle permet l'étude d'échantillons assez grands; l'analyse modale effectuée de cette manière est d'habitude plus précise que l'analyse effectuée seulement sur des coupes minces.

La présentation des résultats sous forme d'histogrammes simples offre une première image pétrographique et aide aussi à la mise en corrélation de différents faciès de roches. Par cette méthode, l'existence des deux faciès de rhyolites ignimbritiques, -eutaxitiques et des tufs soudés — qui ont une large distribution dans le Massif de Vlădeasa — se trouve confirmée.

Cette méthode peut être appliquée à d'autres types de roches éruptives, tout spécialement aux roches hétérogènes et aux roches largement cristallisées, ainsi qu' à l'étude des roches sédimentaire ou métamorphiques.



PREZENȚA DISTENULUI ȘI STAUROLITULUI
ÎN FORMAȚIUNEA DE ORLIGA (DOBROGEA DE NW)¹

DE

ANTONETA SEGHEDI²

Abstract

Presence of Kyanite and Staurolite in the Orliġa Formation (NW Dobrogea). In the crystalline schists of the Orliġa formation of the Orliġa-Aganin zone (NW Dobrogea), there have been identified kyanite ($N_{g:c} = 30^\circ - 32^\circ$, $-2V = 82^\circ - 84^\circ$) and staurolite ($+2V = 88^\circ$). Their presence indicates, for the respective rocks, a metamorphism in the almandine-amphibolite facies, the staurolite-almandine subfacies.

Formațiunea de Orliġa (Patrulius et al., 1973)³, cuprinde șisturile cristaline mezometamorifice din nordul orașului Măcin, considerate ca aparținând ciclului prebaicalian (Giusecă et al., 1969), mai precis precambrianului mediu II și III (Krautner, Savu, 1972, în Patrulius et al., 1973). Aceste roci au fost paralelizate cu șisturile cristaline de la Camena — Ceamurlia — Altin-Tepe, metamorfozate în faciesul amfibolitelor, subfaciesul staurolit — almandin (Giusecă et al., 1967).

Dintre mineralele index, granatul este citat în amfibolite (Murgoci, 1914), în gnaise (Giusecă, 1934), în cuarțite micaee (Iordăchescu, Călinescu, 1954)⁴, în micașturi și cuarțite muscovito-biotitice (Ștefan et al., 1969)⁵. Patrulius et al. (1973), menționează

¹ Comunicare în ședința din 17 mai 1974.

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

³ D. Patrulius, Elena Mirăuță, M. Mureșan, Magdalena Jordan. Sinteza stratigrafică și structurală a Dobrogei de nord; I. Formațiunile paleozoice. 1973. *Arch. Inst. Geol. Geof. București*.

⁴ Olga Iordăchescu, Cornelia Călinescu. Raport geologic asupra cuarțitelor și caolinului de la Măcin, reg. Galați. 1954. *Arch. Inst. Geol. Geof. București*.

⁵ R. Ștefan, O. Gheraci, I. Corneanu. Raport asupra lucrărilor de sinteză geologică și prospectiuni magnetometrice pentru fier în Dobrogea de NW. 1969. *Arch. I. G. P. S. M. S. București*.



andaluzit într-o varietate de micașist cu granat și apreciază că „în cazul în care andaluzitul nu s-a format în aceste roci în urma unei influențe termice legate de granitoide, am avea o indicație că rocile formațiunii de Orlița au fost metamorfozate în condițiile metamorfismului regional de tip Abukuma, subfaciesul andaluzit — cordierit — muscovit (A 2.1) prevăzut de W i n k l e r (1968)”.⁶

Distenul și staurolitul sînt minerale nesemnificate pînă în prezent în cristalinul Dobrogei de nord. Prezența lor, alături de granat, în diferite tipuri petrografice, permite precizări asupra condițiilor de metamorfism din cadrul formațiunii de Orlița.

În formațiunea de Orlița se pot separa:

un complex inferior, intens microcutat, cuprinzînd orizontul inferior de micașisturi și pachetul de amfibolite separate de Mirăuță (1966); rocile acestui complex formează o structură anticlinală cu orientarea WNW — ESE, recunoscută încă din 1915 de Cantuniarî;

— un complex superior, situat pe flancul sudic al structurii, echivalent cu orizontul superior de cuarțite micacee al lui M i r ă u ț ă (1966)⁷.

Complexul inferior se dezvoltă la nord de vîrfurile Orlița, în dealul Aganîm și în zona Sărării — Vițelaru.

Promotoriul Orlița este alcătuit din alternanțe dese de cuarțite micacee și micașisturi fine, cu intercalații subordonate de micașisturi larg lepidoblastice. În jumătatea vestică a dealului Aganîm aflorăază gnaise micacee, predominant biotitice, cu un nivel superior de amfibolite. Aceste roci se regăseseră, cu o largă dezvoltare, în zona Sărării — Vițelaru, unde gnaisele micacee prezintă slabe intercalații de cuarțite micacee, iar nivelele de amfibolite și gnaise amfibolice alternează cu gnaise albe muscovitice. Jumătatea estică a dealului Aganîm este formată din alternanțe metrice — decimetrice de paragneise cu disten și cuarțite micacee cu staurolit; subordonat apar gnaise albe muscovitice, cuarțite muscovitice fine, micașisturi larg lepidoblastice și amfibolite. Mai rare în dealul Aganîm și frecvente în zona Sărării — Vițelaru sînt intercalațiile metrice de pegmatite.

Complexul superior este constituit din cuarțite micacee fin granulare, în care apar foarte rar benzi decimetrice de micașisturi larg lepidoblastice. Aceste roci aflorăază continuu din zona vîrfurilor Orlița pînă în dealul Tabia, se întîlnesc în sudul dealului Aganîm, formează petece izolate la NE de cariera Epaninonda, la cariera Gorganu, în extremitatea sudică a dealului Sărării și dispar pe clina estică a dealului Vițelaru sub depozitele atribuite devonianului (E l e n a și O. M i r ă u ț ă, 1962)⁷.

La fosta carieră Epaninonda, de sub depozitele loessoide apar micașisturi cu intercalații centimetrice de cuarțite micacee fine, grana-

⁶ Complexul superior de cuarțite micacee a mai fost atribuit orizontului superior de cuarțite al seriei filito — cuarțitice de către O. și E l e n a M i r ă u ț ă (1959), R. Ștefan, V. Brana (1965), R. Ștefan (1966), R. Ștefan et al. (1969).

⁷ E l e n a M i r ă u ț ă, O. M i r ă u ț ă. Studii geologice în cuprinsul foii 105 (Măcin), scara 1:100.000, 1962. Arb. Inst. Geol. Geof. București.



țifere, urmate de amfibolite și gnaise biotitice. Poziția lor stratigrafică e greu de precizat: caracterele petrografice ale acestor roci le apropie de rocile complexului inferior, dar ele reprezintă singura ivire de acest fel cu poziție superioară față de cuarțitele micacee ale complexului superior. Situația de la Epaminonda poate fi interpretată în două moduri:

- rociile aparțin complexului inferior și sînt în relații tectonice cu cuarțitele micacee;
- ele constituie o intercalație în cuarțitele micacee (eventual un nivel superior).

Spre deosebire de granat, răspîndit în toată aria de apariție a formațiunii de Orlița, distenul și staurolitul au fost identificate pînă în prezent numai în zona Orlița — Aganin (fig. 1). De aceea vor fi discutate asocia-

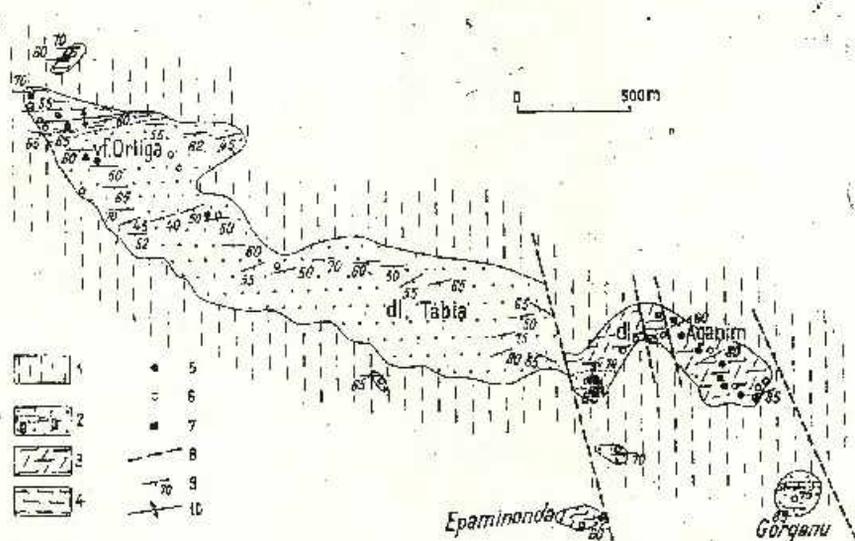


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Orlița—Aganin,

1, Loess. Formațiunea de Orlița; 2, Complex superior: a, cuarțite micacee, micașturi; b, calcare cu silicați; Complex inferior: 3, gnaise, cuarțite, micașturi, amfibolite; 4, cuarțite micacee, micașturi; 5, disten; 6, granat; 7, staurolit; 8, falie; 9, foliație; 10, ax de anticlinal.

Esquisse géologique de la région d'Orlița—Aganin

1, Loess. Formation d'Orlița; 2, Complexe supérieur: a, quartzites micacés, mica schistes; b, calcaires à silicates; Complexe inférieur: 3, gneiss, quartzites, mica schistes, amphibolites; 4, quartzites micacés, mica schistes; 5, disthène; 6, grenat; 7, staurolite; 8, faille; 9, foliation; 10, axe d'anticlinal.

țiile mineralogice care apar în această zonă, insistîndu-se asupra paragenazelor ce constituie o nouitate în regiune. Descrieri petrografice detaliate ale sisturilor cristaline pot fi găsite în lucrările lui M r a z e e, M u r g o c i

(1896), Murgoci (1914), Giușcă (1934), Iordăchescu, Călinescu (1954)⁸, Ștefan (1959)⁹, (1966)¹⁰, Ștefan, Brana (1965)¹¹.

Distenul e prezent atît în cuarțitele micacee, micașturile și paragneisele complexului inferior, cît și în cuarțitele micacee ale complexului superior.

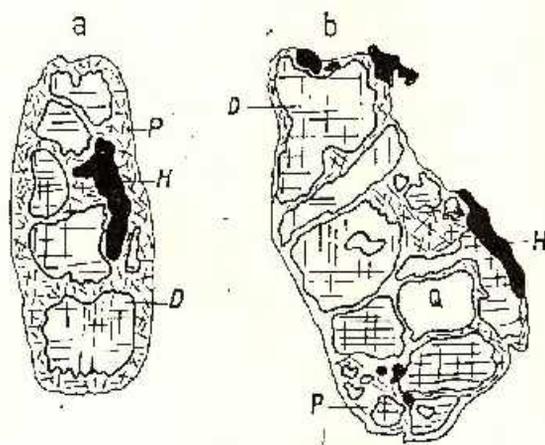


Fig. 2. — Cristale de disten în curs de pinitizare.

D, disten, P, pinit, Q, cuarț II, hematit.

Cristaux de disthène en cours de pinitisation.

D, disthène, P, pinite, Q, quartz, H, hématite.

În cuarțitele micacee și micașturile promontoriului Orlița, distenul formează porfiroblaste milimetrice alături de granat; în zona celor mai nordice aflorimente, porfiroblastele de disten, cenușiu-închise, ating 2 — 3 cm lungime. Paragneisele din dealul Aganin conțin pînă la 8 — 10% disten în cristale mărunte, prismatice, de culoare cenușiu-de-chisă, dispus în benzi ce alternează cu benzi milimetrice feldspatice și benzi aproape continui de hematit cu dezamestecuri de ilmenit. În cuarțitele micacee din complexul superior distenul apare rar, în porfiroblaste milimetrice cenușii — sîdefii. Constantele optice sînt aceleași pentru distenul din diferite parageneze: $N_g : c = 30^\circ - 32^\circ$, $2V = 82^\circ - 84^\circ$. Maculele simple după (100) sînt rare; frecvent însă apar macule mecanice după (001). În extremitatea nordică a promontoriului Orlița, megablastele de disten includ foarte mult hematit. În general cristalele de disten sînt intens, uneori total pinitizate. Pe marginea agregatelor pinitice ușor alungite se individualizează uneori lamele mari de muscovit, cu dispoziție oblică sau transversală față de foliația primară a rocii.

⁸ Op. cit. pet. 4.

⁹ R. Ștefan. Raport asupra cartărilor geologice din partea de WNW a Dobrogei de N. 1959. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

¹⁰ R. Ștefan. Raport asupra lucrărilor de sinteză geologică în Dobrogea de Nord (Munții Măcinului). 1966. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

¹¹ R. Ștefan, V. Brana. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru caolin în zona Măcin — Dobrogea de Nord. 1965. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



Staurolitul a fost întâlnit numai în dealul Aganin, în cuarțite micacee cu granat. Cristalele de staurolit sînt submilimetrice sau milimetrice, în acest caz putînd fi observate cu ochiul liber. La microscop, staurolitul formează de obicei relicte cu extincție comună, prinse într-o masă de pinit-gălbui; se remarcă pleocroismul în nuanțe de galben după Ng, galben pal după Np, extincția dreaptă față de clivajul (010), $+2V = 88^\circ$.

Principalele parageneze care apar în cadrul complexului inferior al formațiunii de Orlița sînt următoarele:

- cuarț + biotit + muscovit + plagioclaz An_{25} + turmalină
- cuarț + biotit + muscovit + plagioclaz An_{25} + granat + apatit
- cuarț + muscovit + biotit + plagioclaz An_{23} + disten + granat + apatit | turmalină
- cuarț | muscovit
- muscovit + biotit + granat + disten + cuarț | apatit | turmalină.

Aceste asociații sînt caracteristice pentru cuarțitele micacee și micașisturile din promontoriul Orlița. În extremitatea nordică a promontoriului și la cariera Epaminonda, micașisturile granatifere prezintă câteva intercalații centimetrice de cuarțite cu plagioclaz, epidot și granat, rubanate ca urmare a alternanței de benzi centimetrice formate din cuarț — plagioclaz An_{52-55} — granat — hornblendă verde, cu benzi în care clinozoitul este constituentul esențial, cuarțul fiind subordonat.

În dealul Aganin, tipurile petrografice sînt mai numeroase. Paragneisele cu disten sînt formate din plagioclaz An_{37-40} + cuarț + disten + granat ± biotit ± muscovit. Constituenții cuarțitelor micacee cu staurolit sînt cuarț + muscovit + biotit + plagioclaz An_{37-40} + staurolit + granat. În ganisele micacee apare asociația plagioclaz An_{30-38} + cuarț + biotit + muscovit + epidot ± microclin ± mirmekit ± granat. Amfibolitele sînt alcătuite din hornblendă verde + plagioclaz An_{42-46} = cuarț ± granat ± biotit. Gnaisele albe muscovitice, considerate de Giușcă (1934) ortognaise, sînt formate din plagioclaz An_{23-26} + cuarț + muscovit ± epidot.

În rocile complexului superior, se disting asociațiile:

- cuarț + muscovit + biotit
- cuarț + muscovit + biotit + feldspat potasic ($-2V = 80^\circ$) + turmalină
- cuarț + muscovit | disten | granat | turmalină

Aceste asociații sînt caracteristice pentru cuarțitele micacee; în intercalațiile subțiri de micașisturi, se întîlnesc:

- muscovit + plagioclaz + cuarț + turmalină
- biotit + muscovit + plagioclaz + granat + turmalină
- muscovit + biotit + cuarț + feldspat potasic | turmalină

În cuarțitele micacee din cariera Gorganu a fost identificată o intercalație metrică de calcare cu silicați; roca este fin rubanată ca urmare a alternanței de benzi milimetrice formate din calcit — clinozoit ($+2V = 84^\circ$) | microclin + amfibol incolor + cuarț + biotit, cu benzi constituite din cuarț + calcit + microclin + biotit + clinozoit + diopsid (c:



$Ng = 42^\circ, + 2V = 58^\circ$) + scapolit + plagioclaz An_{33} + sfen + turmalină + apatit.

Din trecerea în revistă a asociațiilor mineralogice existente în zona Orlița — Aganin, se impun câteva concluzii :

Prezența distenului și staurolitului în roci pelitice arată că în zona Orlița — Aganin au fost atinse condițiile primului subfacies din cadrul faciesului amfibolitelor cu almandin. Ansamblul plagioclaz An_{42-46} + hornblendă este de asemenea tipic pentru faciesul amfibolitelor. Asociațiile din rocile carbonatice sînt stabile în tot intervalul PT al aceluiași facies, iar epidotul, alături de un plagioclaz andezinic, coexistă și în zona cu disten (Winkler, 1966). Apariția frecventă a distenului în diferite tipuri petrografice denotă că metamorfismul formațiunii de Orlița a avut loc la presiuni ridicate. Deci metamorfismul inițial al rocilor din zona Orlița — Aganin s-a produs la nivelul izogradului staurolitului, izogard ce marchează începutul stadiului mediu de metamorfism (Winkler, 1970), respectiv în condițiile faciesului amfibolitelor, subfaciesul staurolit — almandin (Winkler, 1966).

Staurolitul a fost identificat pînă în prezent numai în dealul Aganin, într-un singur tip petrografic; în restul zonei, continuă să existe disten, asociat cu muscovit și granat. Aceasta se explică fie prin lipsa unor roci cu compoziții chimice adecvate formării staurolitului, fie prin depășirea limitei lui superioare de stabilitate, prin intrarea în subfaciesul disten — almandin — muscovit. Pentru elucidarea acestei probleme sînt necesare studii chimice, corelate cu cercetări petrografice și mineralogice de detaliu.

Formațiunea de Orlița este afectată de procese de retromorfism cu caracter regional, peste care se suprapun transformări locale în vecinătatea liniilor tectonice. Efectele retromorfismului se concretizează prin formarea de biotit pe seama granatului, pinitizarea intensă a distenului, formarea muscovitelor transversale pe agregatele pinitice, transformarea periferică a staurolitului într-un agregat de sericit, clorit și biotit, cloritizarea biotitului și a hornblendei, uralitizarea diopsidului, saussuritizarea plagioclazului cu formare de minerale din grupa epidotului. Aceste asociații de dezechilibru reprezintă efectele metamorfismului de grad scăzut, legat de fazele orogenice manifestate în aria geosinclinalului chimeric în decursul paleozoicului. Completarea cercetărilor petrografice cu studii petrostructurale va permite descifrarea succesiunii proceselor de metamorfism progresiv și regresiv din cadrul formațiunii de Orlița.

Mulțumesc colegilor T. Berza, pentru sprijinul constant acordat în tot timpul redactării acestei lucrări și lui G. Udubașa, pentru identificarea mineralelor din secțiuni șlefuite.

BIBLIOGRAFIE

- Cantunari S. (1915) Communication sur les filons kaolinisés de Movila Măcinului. C. R. des Séances, III, 126—133, București.



- Giușcă D. (1934) Massif du Pricopan (Dobrogea). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 181—197, București.
- Ianovici V., Minzatu Silvia, Sorolu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca, Iouciă Magdalena (1967) Aupra virstei absolute a formațiunilor cristaline din vorlandul orogonului carpatic. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. ser. Geol.*, 12, 2, 287—296, București.
- Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectono-magmatice prealpine pe teritoriul României. *Bal. Soc. St. Geol. Rom.* XI, 163—177, București.
- Ianovici V., Giușcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. ser. Geol.*, VI, 1, 153—159, București.
- Giușcă D., Mușhac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Asoc. Geol. Carpato-Balcatică, Congresul al V-lea, Ghidul excursiilor*, D. — Dobrogea, București.
- Mirăuță O. (1966) Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. ser. Geol.*, 11, 2, 487—512, București.
- Mirăuță Elena (1959) Paleozoicul din partea sudică a munților Măcin. *D. S. Com. Geol.* XLVI, 129—138, București.
- Mrazec L., Munteanu-Murgoci G. (1895) Cuarțitele din nordul Dobrogei. *Bul. Soc. de Sc. Nis.* V, 42—43, București.
- Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra paleozoicului și tectonicei. *An. Inst. Geol. Rom.* V, 2, 308—614, București.
- Păscu R. (1904) Studii geologice și miniere în jud. Tulcea (Dobrogea). *Inst. Arte grafice „Carol Gobl”*, București.
- Winkler H. G. F. (1966) La genèse des roches métamorphiques. Edit. Tplhys, Paris.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. *N. Jahrb. Miner.*, 5, 189—246, Stuttgart.

PRÉSENCE DU DISTHÈNE ET DE LA STAUROLITE DANS LA FORMATION D'ORLIGA (DOBROUDJA DE NW)

(Résumé)

La formation d'Orliga représente le nom donné par Patrușiu et ses collaborateurs (1973) aux schistes cristallins du nord de la ville de Măcin, considérés d'âge précambrien. On a identifié dans le secteur d'Orliga-Aganim de cette formation, deux minéraux nouveaux : le disthène et la staurolite.

La formation d'Orliga est composée d'un complexe inférieur qui renferme des quartzites micacés et des micaschistes à grenat et à disthène, à rares intercalations centimétriques de quartzites à plagioclase An_{62-65} , à clinozoïsité, à grenat et à hornblende (à Orliga), et des paragneiss à disthène et à grenat, des quartzites micacés à grenat et à staurolite, des gneiss micacés grenatifères, des quartzites muscovitiques fins et des micaschistes à grenat, à inter-



calations de gneiss blancs muscovitiques et de pegmatites (dans la colline d'Aganin). Le complexe supérieur de la formation d'Orliga est formé de quartzites micacés + grenat + disthène, à intercalations faibles de micaschistes parfois grenatifères. Dans les quartzites micacés de la carrière Gorganu on a identifié une intercalation de calcaires à silicates, ayant la paragenèse suivante : calcite - quartz + cluozoisite + microcline + amphibole + biotite + diopside + scapolite + plagioclyse An_{33} + sphène + tourmaline + apatite.

La présence du disthène et de la staurolite dans des roches pélitiques à côté d'un plagioclase An_{37-40} , et la coexistence dans des amphibolites d'un plagioclase An_{42-46} avec la hornblende, sont des arguments pour l'encadrement des formations de la zone d'Orliga-Aganin dans le faciès des amphibolites, le subfaciès staurolite-almandin (stade moyen du métamorphisme, l'isograde de la staurolite, Winkler, (1970). La présence du disthène dans de différents contextes pétrographiques, plaide en faveur d'un métamorphisme de haute pression. La formation d'Orliga a été ultérieurement affectée par un rétro-morphisme en faciès de schistes verts, qui s'est manifesté probablement au cours du paléozoïque.

PLAȘA I

Fig. 1. - Cuarțit micaceu cu granat, promontoriul Orliga.

G - granat, Pl - plagioclaz, N //, 20 ×.

Quarțite micacé à grenat, promontoire d'Orliga. G - grenat, Pl - plagioclas, N, 20 ×.

Fig. 2. - Micașist cu disten, promontoriul Orliga. D - disten, P - pinit, N //, 20 ×.

Micaschiste à disthène, promontoire d'Orliga. D - disthène, P - pinite, N, 20 ×.

Fig. 3. - Paragneis cu disten, dealul Aganin. D - disten, G - granat, Pl - plagioclaz, N //, 20 ×.

Paragneiss à disthène, colline d'Aganin. D - disthène, G - grenat, Pl - plagioclase, N //, 20 ×.

Fig. 4. - Relicte de disten într-o masă de pinit, promontoriul Orliga. D - disten, P - pinit, H - hematit, N //, 20 ×.

Relicte de disthène dans une masse de pinite, promontoire d'Orliga. D - disthène, P - pinite, H - hématite, N // 20 ×.





1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXI/A.



PLANȘA II

- Fig. 1. — Cuarțit cu staurolit, dealul Aganin; S — staurolit, Pl — plagioclez. N //, 20 ×.
Quartzite à staurolite, colline d'Aganin; S — staurolite, Pl — plagioclase. N //, 20 ×.
- Fig. 2. — Gnaiss micaceu cu grenat, dealul Aganin; N //, 20 ×.
Gneiss micaecé à grenat, colline d'Aganin; N //, 20 ×.
- Fig. 3. — Cuarțit micaceu, vîrful Orlița; D — disten, P — pînite, T — turmalină. N //, 20 ×.
Quartzite micaecé, sommet d'Orlița; D — disthène, P — pînite, T — tourmaline. N //, 20 ×.
- Fig. 4. — Calcar cu silicali, cariera Gorganu; Di — diopsid, C — clinozoisit, Sc — scapolit. N //, 20 ×.
Calcaire à silicate, carrière de Gorganu; Di — diopside, C — clinozoisite, Sc — Scapolithe. N //, 20 ×.





1



2



3



4

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

1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR ERUPTIVE

**COMPLEXUL FILONIAN PRESILURIAN DIN BAZINUL
MOTRULUI
(CARPAȚII MERIDIONALI)¹**

DE

TUDOR BERZA, ANTONETA SEGHEDI²

Abstract

Pre-Silurian Dyke Complex of the Motru Basin (South Carpathians). A Pre-Silurian dyke complex, made up of hypabyssal rocks with a mostly intermediary chemical character, has been pointed out in the Motru basin and the neighbouring zones. It crosses the Lainici-Păiuș and Drăgșan formations and the Tismana and Frumosu granitoids and supports the Valea Izvorului Silurian formation. This complex constitutes a distinct petrographic province probably representing Cadomian subsequent magmatites. The rocks have a chalcio-alkaline character and are genetically connected with the Lainici-Păiuș-Drăgșan fault, being affected by processes of Paleozoic lamination.

1. Introducere

Cu ocazia cartării efectuate pentru foaia Tismana a hărții geologice la scara 1:50.000, am identificat în bazinul Motrului un complex filonian predominant microdioritic, ce reprezintă o provincie petrografică distinctă, cu o largă dezvoltare în Culmea Cernei și munții Vilcan. Deși o parte dintre aceste corpuri erau deja cunoscute, natura și vârsta lor au fost diferit interpretate, astfel încât vom încerca în prezenta lucrare să le precizăm poziția în cadrul evoluției geologice a regiunii.

Manolescu (1937) descrie în formațiunea de Lainici — Păiuș din estul munților Vilcan, „intercalații de șisturi cloritoase cu plagioclazi”, pe care le consideră ca reprezentând o rocă eruptivă puternic dina-

¹ Comunicare în ședința din 3 iunie 1974.

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



mometamorfozată. L. și Maria Pavelescu (1962 a, 1962 b) separă în regiunea dintre Motru și Bistrița o suită filoniană alcătuită din porfire cuarțifere, porfiritice, aplite, pegmatite și kersantite; aceste filoane sînt considerate ca fiind legate de granitoidele de Tismana sau Susița, dar se menționează că ele „apar de obicei pe o direcție NE — SW, direcție paralelă cu aceea a sîsturilor cristaline”.

Pe versantul nordic al munților Vulcan, Solomon (1965, 1966)³ descrie și analizează chimic „porfiritice dioritice metamorfozate”, „porfiritice dioritice cuarțifere metamorfozate”, „granodiorite metamorfozate”, „metalamprofire” și „metadiorite”. În regiunea de la obârșia Motrului Sec, Stănoiu (1972, 1973) citează „metabazite” și „roci tufogene bazice” în cadrul „formațiunii de Motru”; în aceeași zonă, Iancu (1974) identifică „metatufuri”, „metaroci bazice” și „metaroci acide” în „complexul carbonatat-lufogen” al formațiunii de Lainici-Păiuș.

În bazinul Motrului, L. și Maria Pavelescu (1962 a) deosebesc formațiunea de Drăgșan și formațiunea de Lainici-Păiuș, separate printr-un important accident tectonic. Recent (Berza, Seghedi, 1975) am arătat că aceste formațiuni au suferit în orogeneza cadomiană un metamorfism regional în faciesul amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit-almandin, urmat de un metamorfism de contact în faciesul amfibolitelor cu cordierit, datorat punerii în loc a unei suite migmatice și a masivelor granitoide, deosebit de extins și evident în cadrul formațiunii de Lainici-Păiuș. Ulterior, probabil în paleozoicului inferior, aceste formațiuni au suferit un retromorfism dinamic (Savv, 1970) în faciesul sîsturilor verzi, subfaciesul cuarț — albit — muscovit — elorit.

Corpurile pe care le-am grupat în „complexul filonian presilurian” apar cu precădere în formațiunea de Lainici — Păiuș, într-o zonă cu o lățime de cca 2 km, învecinată cu fală: Lainici — Păiuș — Drăgșan, zonă pe care am urmărit-o direcțional circa 25 km, între Muntele Oslea și pîrîul Capra. Această zonă se continuă atît spre SW, pînă sub depozitele jurasice de la Virful lui Stan (Iancu, 1974), cît și spre E (Solomon, 1965, 1966), însumînd o lungime de cel puțin 50 km. În cadrul ei apar nenumerate corpuri tabulare, în marea majoritate a cazurilor paralele cu direcția structurală regională (NE — SW), frecvent paralele și cu înclinarea sîsturilor cristaline în care sînt cantonate, putînd fi deci denumite sill-uri, dyke-uri direcționale sau filoane. Grosimea acestor corpuri variază între cîțiva decimetri și cîteva sute de metri, iar distanța pe care ele pot fi urmărite pe direcție poate ajunge la cîteva kilometri (cazul dyke-ului direcțional instalat chiar pe planul de falie în zona pîrîul Dobrota — pîrîul Topii — pîrîul Scărișoara). Frecvența corpurilor filoniene este deosebit de mare; ele pot reprezenta de la 1/10 pînă la circa 1/4 din suprafața zonei

³ E. Solomon. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de fier în Munții Vulcan (versantul nordic). 1965. Arh. I.G.P.S.M.S., București.

I. Solomon. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de fier și minereuri neferoase pe versantul nordic al Munților Vulcan (Lupeni-Uricani). 1966. Arh. I.G.P.S.M.S., București.



amintite, iar în anumite profile, cum este de exemplu cel al Motrului între confluența cu pârul Păltinei și cea cu pârul Frumosul, aflorimentele în care apar șapte de șisturi cristaline sînt mult subordonate celor de roci filonice.

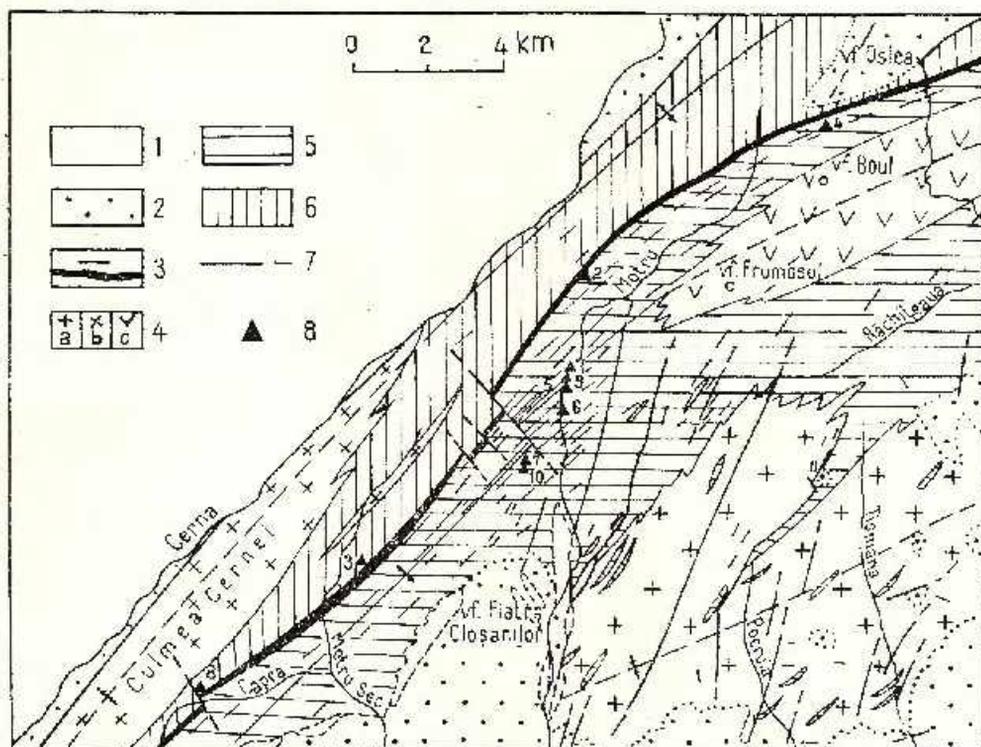


Fig. 1. — Schița geologică a bazinului Motrului.

1, cuaternar; 2, formațiuni mezozoice și paleozoice; 3, dyke-uri presiluriene; 4, granitoide: a, de Tismana, b, de Cerna, c, de Frumosu; 5, formațiunea de Lainici — Păiuș; 6, formațiunea de Drăgășan; 7, falie; 8, probe analizate chimic.

Schéma géologique du bassin du Motru.

1, Quaternaire; 2, formations mésozoïques et paléozoïques; 3, dykes présiluriens; 4, granitoïdes: a, de Tismana, b, de Cerna, c, de Frumosu; 5, formation de Lainici — Păiuș; 6, formations de Drăgășan; 7, faille; 8, échantillons dont on a fait l'analyse chimique.

De la această zonă alungită — de cea 50/2 km — orientată NE — SW; paralel cu falia Lainici — Păiuș — Drăgășan, spre SE se constată o scădere treptată a densității și dimensiunilor filoanelor, ce apar cantonate tot în șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici — Păiuș sau în granitoidele de Tismana și Frumosu. Spre NW, în formațiunea de Drăgășan,

aceste filoane sînt extrem de rare și sînt reprezentate doar prin microgranite porfirice.

Succesiunea în timp a filoanelor cu compoziții petrografice diferite a fost stabilită cu dificultate, aflorimentele concludente fiind rare. Am observat în două cazuri — pe pîrîul Scărișoara, 200 m amonte de confluența cu pîrîul Păltinei și pe Pîrîul Risului, 200 m amonte de confluența cu Motrul — filoane de microdiorite porfirice intersectînd filoane de microgranite porfirice.

Metamorfismul dinamic paleozoic ce a acționat retromorf asupra formațiunilor de Lainici — Păiuș și Drăgășan a produs o laminare puternică a acestor corpuri, extrem de evidentă în cazul celor de dimensiuni metrice sau în zonele marginale ale celor mai mari. Acest aspect, ca și natura în general concordantă a intruziunilor a determinat interpretarea lor ca premetamorfice din punct de vedere al metamorfismului formațiunilor în care sînt puse în loc (S o l o m o n, 1965, 1966; S t ă n o i u, 1972, 1973; I a n e u, 1974). Faciesurile laminate tectonic (șistoase) și cu readaptări mineralogice în subfaciesul cuarț — albit — muscovit — clorit pot însă fi considerate „metadiorite” din punct de vedere al metamorfismului paleozoic, dar vom evita această denumire pentru a nu crea confuzii.

2. Descrierea petrografică

Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului și zonele învecinate este deosebit de variat petrografic. Astfel, pe baza a 132 de secțiuni subțiri ale acestor roci, am identificat microgranite porfirice, microgranodiorite porfirice și echigranulare, microdiorite cuarțifere porfirice și echigranulare, microdiorite porfirice și echigranulare, diorite, melamicrodiorite porfirice și echigranulare și lamprofire. Deși această încadrare petrografică este influențată negativ de numărul mic de analize planimetrice concludente și de arbitrarul separației în roci porfirice și echigranulare, în secțiuni observîndu-se toate tranzițiile între aceste extreme, se poate aprecia că rocile acide (microgranodiorite și microgranite) reprezintă circa 30%, cele intermediare (microdiorite cuarțifere, microdiorite și diorite) sînt preponderente — 57%, iar lamprofirele și melamicrodioritele dau 13% din filoanele eșantionate. Din punct de vedere structural, varietățile porfirice (62%) predomină asupra celor echigranulare (38%).

Tipurile petrografice amintite au fost separate după clasificarea mineralogică cantitativă a lui S t r e c k e i s e n (1967), figura 2, estimarea raporturilor procentuale fiind însă îngreunată de finețea granulației masei fundamentale în rocile porfirice și de modificările mineralogice și texturale datorate laminării paleozoice.

Microgranitele sînt roci cu structură porfirică și textură masivă, alcătuite din fenocristale de 2—5 mm de plagioclaz, feldspat potasic, cuarț și biotit și o masă fundamentală cu o granulație de 0,05—0,15 mm, formată din aceleași minerale. Feldspatul potasic formează fenocristale maclate Manebach sau Baveno ($-2V = 78^\circ$ și unghiuri Ng :



$\perp(010) = 0^\circ$ și $Nm : \perp(001) = 10^\circ$) sau plaje nemaclate, în masa fundamentală. Plagioclazul este decalcifiat, apărînd înțesat cu microlite de minerale epidotice și corespunde inițial probabil unui oligoclaz bazic. Fenocristalele de cuarț mai păstrează uneori conturul idiomorf inițial, dar sînt în general corodate magmatic, în timp ce lamelele de biotit brun-roșcat prezintă deseori dezamestecuri sagenitice de rutil.

Microgranodioritele sînt de asemenea preponderent roci porfirice, uneori însă echigranulare, cu textură masivă. Ele sînt alcătuite din fenocristale milimetrice de plagioclaz și hornblendă, eventual și cuarț, biotit sau clinopiroxen și o masă de bază formată din plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, biotit, cu o granulație în general în jur de 0,1 mm, dar putînd avea în unele cazuri (Valea Pietrii, 1400 m amonte de confluență cu Motrul) numai 0,01-0,03 mm. Fenocristalele de plagioclaz apar de obicei decalcificate, dar au fost înfîluite și proaspete, în acest caz constătîndu-se o zonare normală de la An_{33} la An_{25} . Cuarțul formează, ca și în microgranite, fenocristale bipiramidate corodate magmatic, biotitul este brun-roșcat, iar hornblendă, verde-oliv, este în general transformată într-un agregat de clorit și pistazzit. În masa fundamentală se remarcă frecvent un feldspat potasic caracteristic, ce înconjoară microlitele de plagioclaz într-o concreștere microgranofică cu cuarțul.

Microdioritele cuarțifere sînt roci porfirice (cu fenocristale de 2-5 mm și masa de bază în jur de 0,1 mm) sau echigranulare (în acest caz avînd o granulație de 0,5-1 mm). Varietățile porfirice au fenocristale de plagioclaz înțesat cu minerale epidotice (probabil andezin) și hornblendă brun-roșcată cu $c : Ng = 17^\circ$ și $-2V = 82^\circ$, eventual și clinopiroxen, iar masa fundamentală este alcătuită din microlite de plagioclaz și hornblendă și cuarț interstițial; uneori microlitele de plagioclaz sînt bordate de mici cantități de feldspat potasic în concreștere granofică cu cuarțul.

Microdioritele⁴ apar de asemenea ori cu strecuri porfirice, avînd fenocristale de 2-4 mm și o masă fundamentală cu o granulație în jur de 0,1 mm, ori echigranulare, alcătuite din cristale de 0,3-1 mm. Microdioritele porfirice au fenocristale de andezin decalcifiat, hornblendă brun-roșcată identică cu cea din microdioritele cuarțifere, frecvent clinopiroxen incolor, cu $c : Ng = 42^\circ$ și $-2V = 55^\circ$ și masa fundamentală compusă din microlite de plagioclaz, hornblendă, eventual clinopiroxen, biotit, mici cantități de cuarț interstițial; microdioritele echigranulare sînt alcătuite din plagioclaz și hornblendă, în cristale idiomorfe, uneori însoțite de clinopiroxen, biotit sau puțin cuarț interstițial.

Dyke-urile mai mari, dintre care cel mai reprezentativ este cel instalat chiar pe planul faliei Lainici-Păiuș-Drăgșan, sînt alcătuite din adevărate diorite, cu structură hipidiomorfă echigranulară (granulație 2-5 mm), în care se recunosc cristale cu idiomorfism accentuat de pla-

⁴ După Wilmener (1973), roci de acest tip sînt denumite „semilamprofire”, dar existența trecerilor spre dioritele tipice în dyke-urile mai mari ne face să preferăm termenul de microdiorit.

gioclaz și hornblendă verde ($c : Ng = 17^\circ$ și $-2V = 70^\circ$), biotit și apatit, spațiile intergranulare fiind ocupate de mici cantități de cuarț; uneori acesta din urmă apare în cantitate mai mare, roca devenind un diorit cuarțifer. Frecvent dioritele conțin anclave homeogene centimetrice, mai rar decimetrice, rotunjite, echigranulare (granulația 0,5 mm), formate din hornblendă, plagioclaz și puțin biotit.

Melamicrodioritele sînt în general roci hipidiomorf-echigranulare cu granulația variabilă, de la 0,3 la 2 mm, în general însă în jur de 1 mm, alcătuite din hornblendă brun-roșcată (peste 50%) și plagioclaz, însoțite uneori de mici cantități de biotit sau cuarț, constituind termenul de trecere între microdiorite și lamprofire.

Lamprofirele sînt reprezentate în general prin spessartite și se deosebesc de melamicrodiorite prin structura porfirică, avînd fenocristale de 1—3 mm de clinopiroxen, uneori și/sau hornblendă brun-roșcată și o masă fundamentală cu granulație variabilă, de la 0,03 la 0,3 mm, în care se recunosc microlite de hornblendă brun-roșcată și plagioclaz, uneori și clinopiroxen sau cuarț.

3. Petrochimia complexului filonian presilurian

Pentru caracterizarea chimică a rocilor filonice dispunem de cele 10 analize chimice din tabelul 1, (analist G. Nedelcu),⁶ a căror denumire, localizare și descriere este redată mai jos.

1287 — Vogesit[?], filon de 20 m grosime, valea Motrului, 250 m amonte de confluența cu pîrîul Rîsului; structură echigranulară, cu granulația în jur de 1 mm, textură masivă; hornblendă brun-roșcată idiomorfă (44,0%), uneori parțial tremolitizată, prinsă într-o masă complet pseudomorfozată de sericit[?], cu cîteva mici zone de cuarț, calcit și pistazit.

1686 — Diorit, dyke-ul de pe planul faliei Lainici-Păiuș-Drăgășan, pîrîul Alunul, 2 km amonte de confluența cu Motrul; structură hipidiomorfă echigranulară, granulație 2—4 mm, textură masivă; plagioclaz înțesat cu minerale epidotice (67,0%), hornblendă verde (22,3%), biotit cloritizat (6,6%), cuarț interstițial (3,4%), stenu, apatit, ilmenit (3,4% toate accesoriile).

1384 — Diorit, dyke-ul de pe planul faliei Lainici-Păiuș-Drăgășan, pîrîul Iepii, 1 km amonte de confluența cu valea Dobrota; structură hipidiomorfă echigranulară, cu granulația de 2—4 mm, textură masivă; plagioclaz decalcificat (68,8%), hornblendă verde (20,0%), biotit cloritizat (4,8%), cuarț interstițial (4,3%), minerale accesorii și epidot (1,3%).

1817 — Diorit laminat, filonul de pe planul faliei Lainici-Păiuș-Drăgășan, plaiaul Oslei; structură inițial hipidiomorfă echigranulară, cu granulație de 2 mm, textură orientată datorită laminării; plagioclaz

⁶ Încă 6 analize chimice asemănătoare, efectuate pe roci ale aceluiași complex filonian din zona Valea de Pești — vîrfurile Arcanu — pîrîul Livezean (munții Vîlcan) pot fi găsite în rapoartele lui Solomon op. cit. pct. 3.



TABELUL 1
Anizaciză chimică afe rocilor filonice presiluriene

Nr. crt.	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	H ₂ O+	H ₂ O-	Tot(c)
1	1287	48,34	17,00	2,53	4,82	0,04	7,10	8,12	1,64	5,54	1,10	0,19	0,40	2,83	0,16	99,83
2	1686	30,27	17,85	3,00	5,81	0,17	5,40	7,84	3,25	1,47	1,60	0,42	0,28	2,14	0,26	99,64
3	1384	32,18	18,41	3,00	4,20	0,13	4,40	7,28	3,98	2,31	1,23	0,27	0,16	2,01	0,15	99,76
4	1817	53,50	19,21	3,48	8,25	0,10	3,60	7,00	3,53	2,31	1,00	0,29	0,24	2,16	0,25	99,92
5	1224	56,65	19,00	0,92	4,20	0,11	3,50	5,04	2,96	3,30	0,80	0,29	0,79	2,16	0,06	99,78
6	1290	58,41	17,72	2,05	3,83	0,11	2,70	5,46	3,85	2,12	1,25	0,29	1,02	0,88	0,20	99,89
7	1717	60,96	16,42	2,21	2,97	0,05	2,30	5,18	4,20	2,69	0,85	0,15	0,06	1,82	0,10	99,87
8	1744	64,69	17,00	1,35	1,98	0,06	3,00	4,28	4,28	2,84	0,70	0,17	0,24	1,58	0,13	99,75
9	1226	69,70	14,22	0,62	1,55	0,04	0,70	2,52	4,20	4,52	0,50	0,09	0,51	0,44	0,18	99,79
10	1666	71,25	14,00	0,10	1,70	0,04	0,30	2,38	4,00	4,82	0,55	0,08	0,59	0,11	0,12	99,84

TABELUL 2
Parametri Niggli

Nr. crt.	si	al	fm	v	alk	k	mg	u	p	w	qz	c/fm	Q	M	L	Magnă
1	119,72	24,81	40,97	21,54	12,68	0,69	0,64	2,05	0,20	0,32	-31,01	0,53	26,75	29,93	43,32	lamprosomi- malică
2	131,32	24,47	39,97	21,93	10,62	0,23	0,53	3,14	0,46	0,31	-11,18	0,55	32,26	25,95	41,79	gabrodioti- flică
3	143,26	25,88	34,13	21,41	14,63	0,28	0,53	2,58	0,31	0,38	-15,26	0,63	32,41	21,74	45,85	dioritică
4	155,12	32,82	31,26	21,74	14,19	0,30	0,50	2,18	0,36	0,48	-1,63	0,70	36,09	17,68	46,23	dioritică
5	182,31	36,02	30,60	17,37	16,00	0,42	0,55	1,94	0,39	0,16	18,30	0,57	40,62	16,49	42,80	leucocron- zonitică
6	193,23	34,51	29,51	19,34	16,81	0,27	0,45	3,11	0,41	0,32	25,98	0,66	41,54	14,26	44,20	peleitică
7	213,42	33,87	26,66	14,92	20,05	0,29	0,45	2,24	0,22	0,40	53,22	0,73	42,57	13,71	43,72	cuartzioti- tică
8	258,14	40,12	28,80	7,21	23,87	0,30	0,62	2,11	0,29	0,37	63,68	0,25	47,43	14,47	38,10	granodioti- tică
9	334,02	40,15	13,60	12,83	33,31	0,41	0,37	1,80	0,18	0,26	100,77	0,95	50,39	6,17	43,24	yozeniliti- granitică
10	363,60	42,09	10,09	13,01	34,81	0,43	0,23	2,11	0,17	0,05	124,36	1,29	52,74	4,77	42,49	yozeniliti- granitică

decalefiiat (75,5%), hornblendă verde parțial tremolitizată (15,5%), biotit cloritizat (2,1%), cuarț interslițial (6,4%), minerale accesorii (0,5%).

1225 - Micromonzodiorit porfiric, filon de 10 m, piriul Risului, 200 m amonte de confluența cu Motrul; structură porfiriică, textură ușor

TABELUL 3

Norma CIPW și parametri Q, A, P, F*

Nr. crt.	ap	il	hm	or	ab	an	t	di	hy	ol	ne	q	Q	A	P	F
1	0,3	2,0	2,5	32,6	5,3	22,7	-	13,0	-	11,5	4,6	-	-	51,5	40,5	7,4
2	1,0	3,0	2,9	8,7	27,3	29,9	-	5,0	16,8	-	-	0,9	1,3	13,0	83,7	-
3	0,7	1,9	3,1	13,7	29,8	28,0	-	4,4	10,6	-	-	2,7	3,6	18,4	78,1	-
4	0,7	1,5	2,5	19,5	25,5	23,1	2,1	-	14,5	-	-	8,9	11,5	25,3	63,2	-
5	0,7	2,4	2,0	12,5	32,5	24,8	-	0,3	10,0	-	-	11,5	14,2	15,3	70,5	-
6	0,7	1,9	3,4	13,7	29,9	22,6	-	1,1	6,7	-	-	6,1	8,4	19,0	72,6	-
7	0,3	1,6	2,2	15,4	35,5	18,2	-	5,3	3,4	-	-	12,8	13,6	18,8	65,6	-
8	0,3	1,3	1,3	16,7	36,2	7,2	3,7	-	8,9	-	-	20,7	25,6	20,7	53,7	-
9	-	0,9	0,6	26,7	35,6	6,5	-	4,4	1,3	-	-	22,2	24,4	29,3	46,3	-
10	-	1,0	-	27,2	33,8	6,5	-	3,9	1,0	-	-	24,9	27,0	29,4	43,6	-

* În calculul normei, la sugestia lui M. Mureșan, nu s-a ținut cont de conținutul în CO₂, considerându-se că acestea reprezintă un sport din afară.

-orientată, datorită unei laminări incipiente; fenocristale idiomorfe de de 2-3 mm de plagioclaz întesat cu minerale epidotice (25,0%), și de clinopiroxen (4,4%) parțial înlocuit de tremolit și pistazzit; masa fundamentală cu granulația în jur de 0,1 mm formată din plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, clinopiroxen și minerale secundare: pistazzit, tremolit, leucoxen (70,6%).

1290 - Microdiorit cuarțifer porfiric, filon de cel puțin 10 m, valea Motrului, 600 m aval de confluența cu piriul Risului; structură porfiriică, textură masivă; fenocristale idiomorfe de 2 mm de plagioclaz (38,1%) și de hornblendă brun-roșcată (18,4%) și masa fundamentală (53,5%) cu granulația în jur de 0,1 mm, în care se recunosc plagioclaz, feldspat potasic în concreșteri granofirice cu cuarțul și minerale secundare: clorit, pistazzit, leucoxen.

1717 - Microdiorit cuarțifer porfiric, filon de cea 20 m, piriul Păltinei, 200 m amonte de confluența cu valea Scărișoara; structură porfiriică, textură masivă; fenocristale idiomorfe de 2 mm de plagioclaz decalefiiat (23,8%) și hornblendă brun-roșcată (6,2%), prinse într-o masă fundamentală (70,0%) cu granulația de 0,1 mm, alcătuită din plagioclaz, cuarț, feldspat potasic și hornblendă brun-roșcată.

1744 - Granodiorit laminat, dyke-ul de pe planul faliei Laiuici-Păiuș-Drăgșan, piriul Capra, 100 m amonte de capătul liniei CEF; structură inițial echigranulară, hipidiomorfă, în prezent porfiroclastică, textură inițial masivă, acum orientată datorită laminării; porfiroclaste de pla-



gioclaz sericitizat, feldspat potasic și cuarț și o masă de cuarț, scricit, rit, pulberi opace.

1226 — Microgranit porfiric, filon de 10 m, piriul Bisului, 200 m amonte de confluența cu Motrul ; structură porfirică, textură masivă, fenocristale idiomorfe de 2—3 mm de plagioclaz (16,9%), cuarț corodat magmatic (0,6%) și biotit (3,1%), prinse într-o masă fundamentală (78,9%) cu granulația 0,08—0,16 mm, alcătuită din feldspat potasic, cuarț și plagioclaz.

1666 — Microgranit porfiric, filon de 5 m, valea Scărișoara, 200 m amonte de confluența cu piriul Păltinei ; structură porfirică, textură masivă ; fenocristale idiomorfe de 2—5 mm de plagioclaz (20,7%), cuarț corodat magmatic (1,3%), feldspat potasic (3,7%) și biotit (2,8%), într-o masă fundamentală (71,5%) cu granulația 0,05 mm, în care se recunosc aceleași minerale.

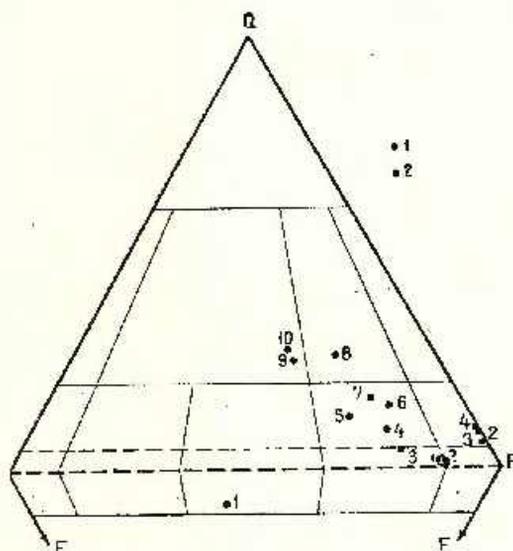


Fig. 2. — Diagrama QAP normativă (1—10) și modală (2—3—4).

Diagramme QAP normative (1—10) et modales (2—3—4).

Pe baza valorilor din tabelul 1 s-au calculat parametri Niggli (tab. 2) și norma C.I.P.W. (tab. 3).

Diagrama QAP normativă (fig. 2) indică proiectarea majorității analizelor în cimpul monzodioritelor, cu excepția probelor 1744 — granodiorit, 1666 și 1226 — granite și 1287 — monzonit. Luind însă în considerație devierea spre stînga introdusă de metoda de calcul, în care alcaliile din biotit și hornblendă sînt atribuite feldspatului alcalin, deviere ușor de urmărit în cazul eșantioanelor la care s-a putut efectua și analiza modală, considerăm că probele 1384, 1686 și 1817 sînt diorite, iar 1717 și 1290 sînt diorite cuarțifere. Eșantionul 1287, extrem de bogat în hornblendă brun-roseată, cu un chmism cu totul particular, este considerat un lamprofir.

Diagrama de variație Nockolds-Allen (fig. 3) pune în evidență caracterul continuu al schimbărilor de chimism în raport cu creșterea indicelui Nockolds-Allen. De la lamprofire la microgranite se observă scăderea valorilor pentru Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} și Ca^{2+} , creșterea valorilor Si^{4+} și K^+ și menținerea relativ constantă a valorilor Na^+ .

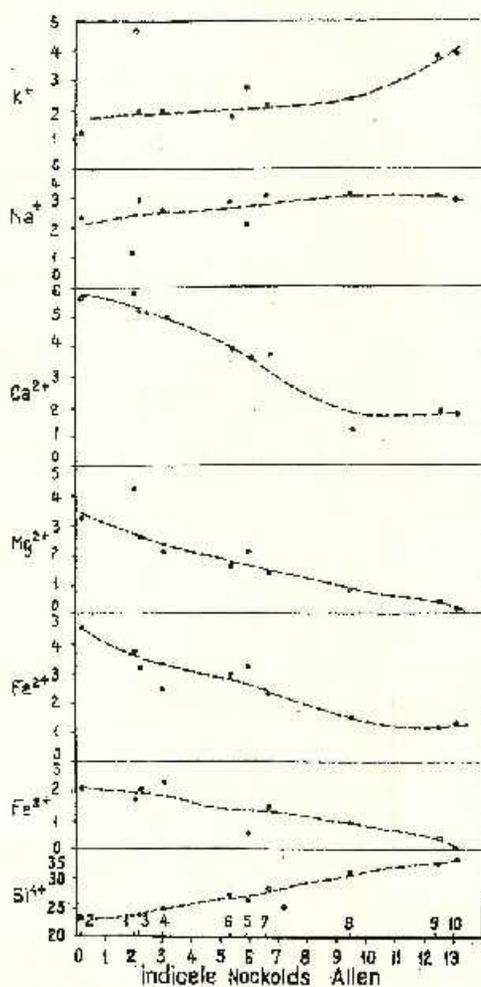


Fig. 3. - Diagrama Nockolds Allen.
Diagramme Nockolds-Allen.

Diagrama ternară Mg^{2+} , Fe^2 , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (fig. 4) prezintă inflexiunea caracteristică seriilor calco-alcaline, după o primă îmbogățire simultană în Fe^2 și alcalii urmînd o concentrare a acestora în raport cu fierul și magneziul.

Diagrama ternară Ca^{2+} , Na^+ , K^+ (fig. 5) diferențiază bine dioritele mai calcice de rocile mai acide, bogate în alcalii și de lamprofirul cu chimism aparte, bogat în Ca^{2+} și K^+ , dar sărac în Na^+ .



Pe baza parametrilor Niggli s-au construit diagramele:

QML (fig. 6), ce indică caracterul suprasaturat al microdioritelor cuarțifere, micromonzodioritului, granodioritului și microgranitelor, caracterul saturat al dioritelor și caracterul nesaturat al lamprofirului, întreaga serie avînd o natură calcoalcalină.

Fig. 4. — Diagrama Mg^{2+} , Fe^t , $Na^+ + K^+$.

Diagramme Mg^{2+} , Fe^t , $Na^+ + K^+$.

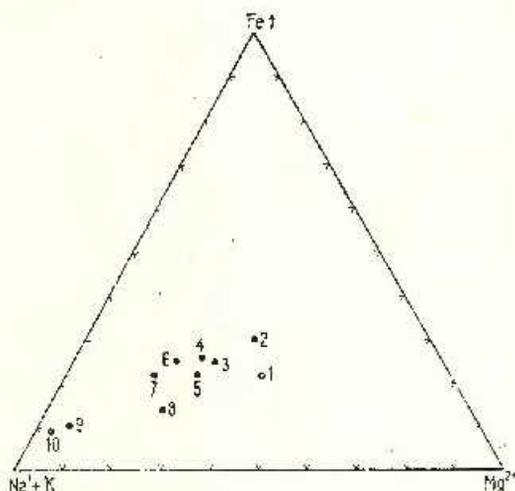
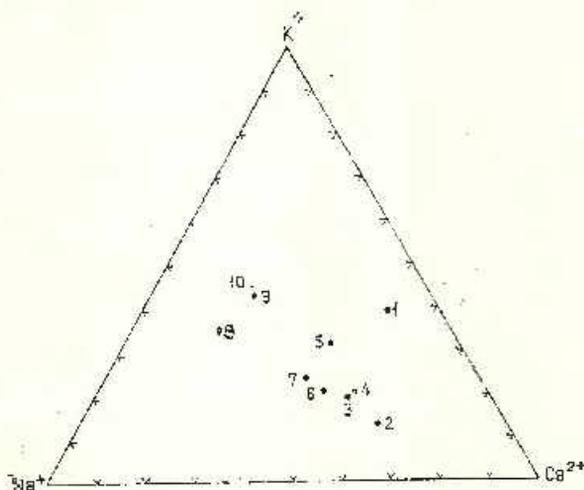


Fig. 5. — Diagrama Ca^{2+} , Na^+K^+ .

Diagramme Ca^{2+} , Na^+K^+ .



al : fm, în care lamprofirul apare femic, dioritele — izofale și microgranitele — salice (fig. 7);

al : alk (fig. 8), în care dioritele se proiectează în cîmpul sărac în alcalii, lamprofirul, micromonzodioritul și dioritele cuarțifere apar în cel intermediar, iar microgranitele sînt bogate în alcalii;

k : mg (fig. 9), ce pune în evidență lipsa de corelare între acești doi parametri, analizele proiectindu-se într-un câmp rotunjit.

În diagrama Peacock (fig. 10), intersecția curbelor CaO și $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ are loc la 56,5% SiO_2 , indicând o serie calco-alkalină.

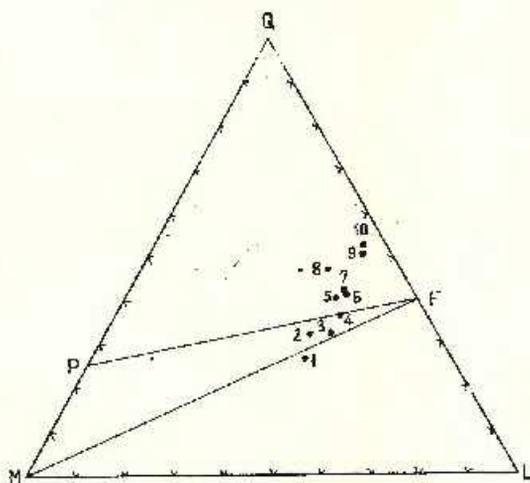
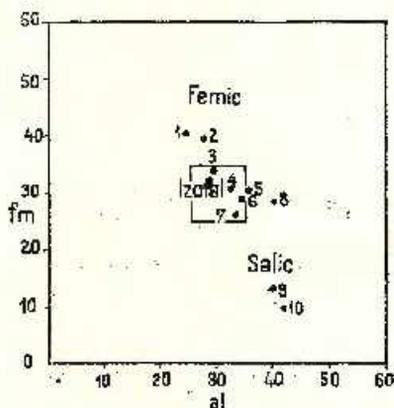


Fig. 6. — Diagrama QML.
Diagramme OML.

Fig. 7. — Diagrama al : fm.
Diagramme al : fm



În concluzie, pe baza datelor chimice se poate observa că rocile ce alcătuiesc complexul filonian presilurian reprezintă o serie variată, dar cu un caracter calco-alkalin marcat.

4. Poziția complexului filonian presilurian în evoluția geologică a regiunii

Vârsta complexului filonian descris mai sus poate fi apreciată pe baza relațiilor acestuia cu fundamentul cristalin al autohtonului danubian și cu cuvertura sedimentară a acestuia.



Limita superioară pentru aprecierea vârstei acestui complex este dată de relațiile cu formațiunea fosiliferă siluriană de Valea Izvorului, descrisă de Stănoiu (1972, 1973) ca transgresivă peste formațiunea cu „metabazite”, adică peste filoanele microdioritice. Aceste relații,

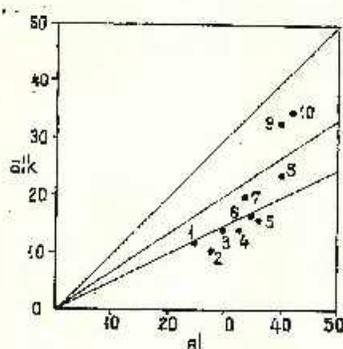


Fig. 8. — Diagrama al: alk.
Diagramme al: alk.

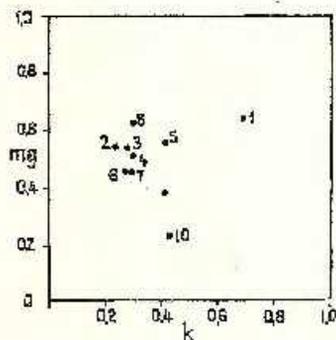


Fig. 9. — Diagrama k: mg.
Diagramme k: mg.

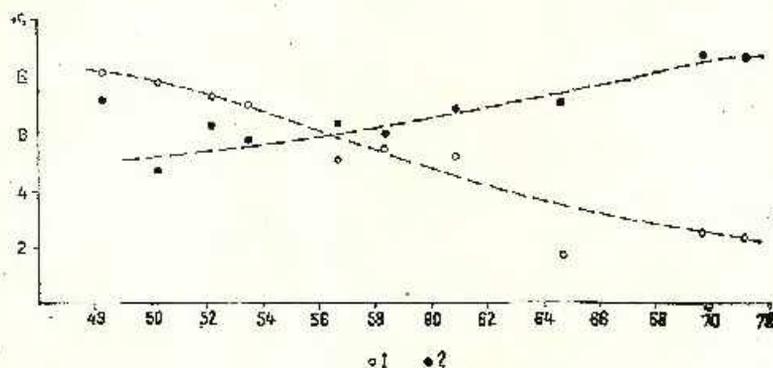


Fig. 10. — Diagrama Peacock.
Diagramme Peacock.

confirmate de Stănoiu în discuții recente, au fost de asemenea observate și de noi, cu acazia aplicației de teren a Institutului Geologic din mai 1973, când în profilul clasic de pe valea Izvorului am constatat lipsa filoanelor din cadrul formațiunii siluriene.

După cum s-a mai amintit, cele mai numeroase și mai importante dyke-uri și sill-uri dioritice și microdioritice apar în formațiunea de Lainici—Păuși, în fișa adiacentă faliei Lainici—Păuș — Drăgșan. Deși în această zonă șisturile cristaline sînt intens retromorfozate dinamic, în unele puncte (valea Dobrota, valea Scărișoara, pîrîul Păltinei, plaiul Păltinei) pseudo-morfozele pinitice apar care în majoritatea gnaiselor micacee grafitoase mai conțin relict de sillimanit, fibrolitic sau prismatic. Aspectul neme-

tamorfozat al filoanelor, în care pot fi observate doar transformări incipiente determinate de mișcările paleozoice (laminări, decalcifierea plagioclazilor și cloritizarea melanocratelor) indică clar o punere în loc ulterioară metamorfismului de contact în faciesul amfibolitelor cu cordierit datorat migmatizării arteritice și masivului granitoid de Tismana.

Spre est, filoane de microdiorite, mai rar microgranodiorite sau lamprofire, cu totul asemănătoare cu cele din valea Motrului, au fost observate pînă în valea Bistriței, fiind cantonate în șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici—Păiuș, în migmatitele arteritice care o străbat, în granitoide de Tismana sau de Frumosu.

Rezultă deci clar că formarea complexului filonian descris este ulterioară metamorfismului și migmatizării formațiunii de Lainici—Păiuș și punerii în loc a masivului granitoid de Tismana, pentru care datele de vîrstă model K/Ar (Soroșiu et al., 1970; Minzatu et al., 1974) indică valori de circa 560 milioane ani.

Pe baza acestor raporturi, vîrsta complexului filonian poate fi cambriană sau ordovician inferior — medie. În lipsa unor date suplimentare, am adoptat denumirea de „complex filonian presilurian”, edificatoare și conformă cu realitatea.

Ținînd cont de cele de mai sus, aceste corpuri pot fi considerate fie a) suita filoniană a masivului de Tismana (L. și Maria Pavellescu, 1962 a), fie b) magmatite subsecvente cadomiene sau magmatite caledoniene.

Împotriva primei ipoteze pledează atît poziția lor excentrică față de pluton, dyke-urile cele mai numeroase și cele mai mari fiind situate la cîtiva kilometri de limita vizibilă a masivului, cît și imposibilitatea de a deriva din aceasta volumul⁶ important de magmă dioritică.

În figura 11a am proiectat 73 de filoane de lamprofire, melamicrodiorite, microdiorite, microdiorite cuarțifere, microgranodiorite și microgranite aflate în formațiunea de Lainici—Păiuș, în figura 11b este redată poziția spațială a 38 de filoane identice care taie masivul granitoid de Tismana, iar figura 11c este construită pe baza a 66 de filoane de aplite și pegmatite din masivul de Tismana, indiscutabil legate genetic de acesta. Din compararea acestor diagrame rezultă asemănarea dintre figurile 11a și 11b, în care sînt figurate roci pe care le considerăm ca aparținînd provinciei petrografice filoniene presiluriene, și deosebirea dintre acestea și figura 11c, în care sînt proiectate filoanele ce reprezintă diferențiile acide ale masivului Tismana. Ținînd cont de faptul că direcția structurală regională este NE—SW, pînă la ENE—WSW, caracterul direcțional amintit al dyke-urilor din figura 11a este deosebit de evident.

⁶ Considerînd doar zona cu densitate maximă a dyke-urilor, cu o lungime de circa 50 km, grosimea cumulată a filoanelor fiind apreciată la cel puțin 500 m, rezultă o suprafață de 25 km². Cum ele au fost observate la cote între 400 și 1400 m, volumul total trebuie să fie mult peste 25 km³, probabil peste 100 km³ (pentru o adîncime de 4 km).



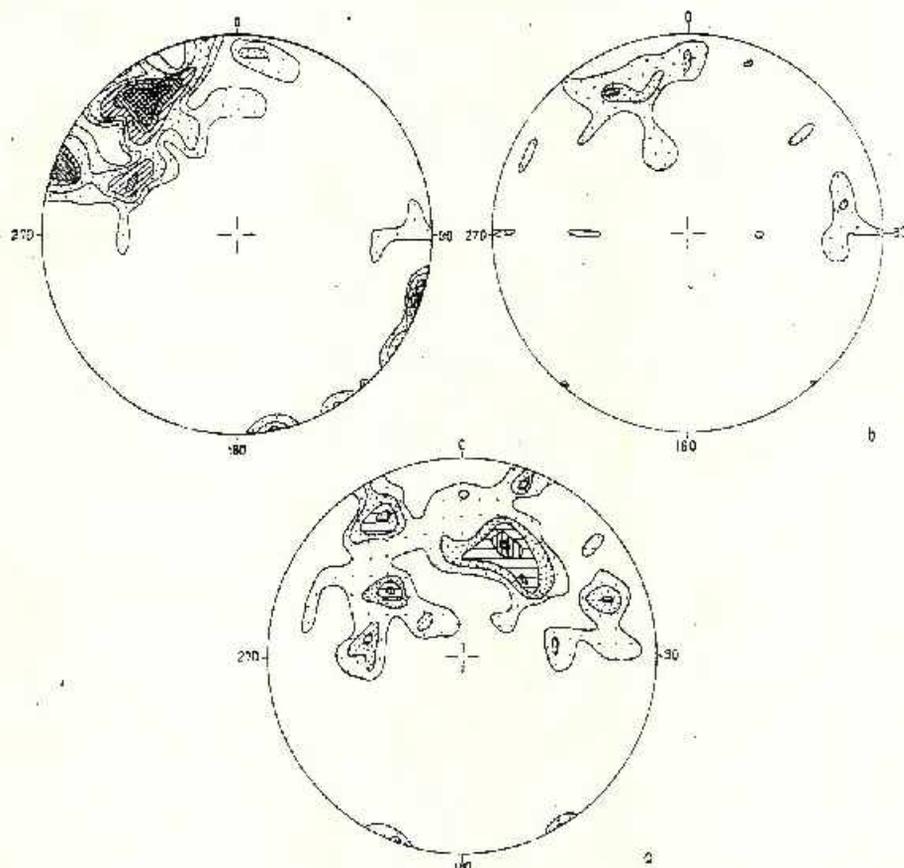


Fig. 11a. — Proiecția a 73 de dyke-uri și filoane cantonate în formațiunea de Lăiniți-Păiuș.
Intervale: 1,4–2,7–4,6–5,5–6,9–8,2%. Emisfera superioară.

Projection de 73 dykes et de filons cantonnés dans la formation de Lăiniți-Păiuș. Intervalles: 1,4–2,7–4,6–5,5–6,9–8,2%. Hémisphère supérieure.

Fig. 11b. — Proiecția a 38 de filoane de lamprofir, microdiorite și microgranodiorite cantonate în masivul granitoid de Tismana. Intervale: 2,5–5–7,5%. Emisfera Superioară.

Projection de 38 filons de lamprophyres, microdiorites et microgranodiorites cantonnés dans le massif granitoïde de Tismana. Intervalles: 2,5–5–7,5%. Hémisphère supérieure.

Fig. 11c. — Proiecția a 66 de filoane aplitice din masivul granitoid de Tismana. Intervale: 1,5–3–4,5–6–7,5%. Emisfera Superioară.

Projection de 66 filons aplitiques du massif granitoïde de Tismana. Intervalles: 1,5–3–4,5–6–7,5%. Hémisphère supérieure.

Eliminând deci ipoteza în care complexul filonian presilurian ar reprezenta suita filoniană a masivului granitoid de Tismana, rămân de discutate celelalte două ipoteze amintite.

O primă remarcă este legătura ce pare să existe între falia Lainici—Păiuș—Drăgășan și aceste corpuri. Astfel, se constată faptul că cel mai important dyke apare chiar pe planul de falie, și că dimensiunile și frecvența filoanelor scad progresiv, pe câțiva kilometri, de la falie spre SE; paralelismul dintre dyke-uri și planul faliei este însă indirect, ambele fiind paralele cu direcțiile structurale ale fundamentului cristalin. Faptul că și filoanele sînt afectate de laminarea ce a produs retromorfismul dinamic al șisturilor cristaline indică punerea lor în loc înaintea ultimelor mișcări. Din păcate, vîrsta faliei Lainici—Păiuș—Drăgășan nu poate fi stabilită cu precizie, stratigrafia paleozoicului din partea externă a autohtonului danubian (Năstăsescu et al., 1974)⁷ fiind în prezent diferit interpretată.

O a doua constatare este dependența dintre dimensiunile corpurilor și granulația rocilor, dyke-urile cu grosimi de cîteva sute de metri fiind alcătuite din diorite echigranulare, cu granulația de 2—4 mm, cele de ordinul metrilor sau zecilor de metri fiind în general porfirice — cu granulația masei de bază în jur de 0,1 — 0,3 mm, sau echigranulare — cu o granulație în jur de 0,5 — 1 mm, iar cele decimetrice sau zonele marginale ale celor mai mari putînd avea o granulație a masei fundamentale de numai 0,03 mm.

Această observație, întărită de idiomorfismul accentuat al mineralelor din rocile filoniene și de simetria monoclinică a fenocristalelor de feldspat potasic din microgranitele porfirice indică natura hipabisică a complexului filonian presilurian, între perioada de magmatism plutonic cadomian și punerea în loc a acestuia, regiunea suferind deci o puternică ridicare relativă prin erodarea catenei cadomiene. Deși pe această bază nu se pot face estimări cifrice, intervalul de timp ce separă cele două provincii petrografice amintite trebuie să fie considerabil⁸.

Natura petrografică a complexului filonian presilurian, în care rocile dioritice sînt predominante, cele granodioritice sînt frecvente, iar cele lamprofirice și granitice sînt rare, indică chimismul dominant intermediar al acestei provincii petrografice. Cum pînă în prezent efectele orogenezei caledoniene în Carpații Meridionali sînt încă puțin evidente, considerarea

⁷ S. Năstăsescu, A. Schuster, I. Stănciu, D. Morariu, Alexandra Morariu, Cornelia Bițoianu, Violeta Iliescu. Studiul formațiunilor paleozoice metamorfizate din Carpații Meridionali (corelare între Oltet și Lotru) 1974. Arb. Inst. Geol. București.

⁸ În Masivul Central Francez, M. Viallet (discuții la comunicarea lui Wimmerauer, 1973) citează cazuri în care diferența de vîrstă model Rb/Sr dintre un masiv granitoid și lamprofirile ce-l străbat atinge 200 milioane ani. În cazul nostru, pe considerentele amintite această diferență nu poate depăși circa 130 milioane ani (intervalul cambrian-ordovician, după van Eysinga, 1972).



dyke-urilor descrise ca magmatite subsecvente cadomiene pare ipoteza cea mai plauzibilă.

Succesiunea evenimentelor din regiunea în care astăzi se află bazinul Motrului este următoarea: metamorfism și magmatism sinorogen cadomian, ridicare și eroziunea catenei cadomiene, formarea faliei Lainici — Păiuș — Drăgășan și punerea în loc a magmatitelor subsecvente cadomiene, eroziune, depunerea formațiunii siluriene de Valea Izvorului.

BIBLIOGRAFIE

- Berza T., Seghedi Antoneta (1975) Asupra prezenței distenului în complexul amphibolitic al seriei de Drăgășan din bazinul Motrului. *D. S. Inst. Geol.* LXI/1, București.
- Iancu Viorica (1974) Considerații privind geologia formațiunilor metamorfice și a rocilor granitoide asociate din zona Virful lui Stan—Pirul Paltinului (Munții Cerneli). *D. S. Inst. Geol.* LXII, 87—107. București.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpatés Méridionales, Roumanie). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVIII, 79—172. București.
- Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vișdea Elcenora, Ioncică Magda-Lena, Tîcșac I. (1974) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalo-filiene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol.* (sub tipar).
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962, a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani—Muntele Oslea. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, 153—176. București.
- (1962, b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismăna — V. Bistrița. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, 177—196. București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Sușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/5, 123—133. București.
- Sorciu 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 Roumanian Carpathians. *Ecl. géol. Helv.*, 63/1, 323—334. Berna.
- Stănoiu I. (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii paleozoicului din partea externă a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la Obișlia văii Motru (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/5, 57—72. București.
- (1973) Considerații asupra formațiunilor paleozoice din regiunea Virful lui Stan—Piatra Cloșani (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LXI/5, 93—126. București.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jahrb. Min. Abh.* 107, 24, 3, 141—221. Stuttgart.
- Wimmenauer W. (1973) Granites et lamprophyres. *Bull. Soc. Géol. Fr. ser. 7, XV*, 3, 4, 195—199. Paris.



COMPLEXE FILONIEN PRÉ-SILLURIEN DU BASSIN DE MOTRU (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Le complexe filonien pré-sillurien du bassin de Motru et les zones avoisinantes renferment des sills, des dykes directionnels et des filons à fréquence maximale dans une zone de 50,2 km, orientée NE-SW et située dans la proximité de la faille Lainici-Păiuș-Drăgășan. Vers le SE, on remarque, dans la formation de Lainici-Păiuș autant que dans les granitoïdes de Tismana et de Frumosa, une réduction graduelle des dimensions et de la densité des filons; dans la formation de Drăgășan les filons sont extrêmement rares et représentés seulement par des microgranites porphyriques. A la suite du rétomorphisme dynamique paléozoïque, auquel les formations de Lainici-Păiuș et de Drăgășan ont été soumises, les corps filoniens ont souffert un puissant laminage; cet aspect autant que la nature concordante des intrusions ont donné la possibilité de les considérés comme pré-métamorphiques.

Le complexe filonien pré-sillurien présente une remarquable variété pétrographique. Les roches qui y ont la plus grande importance sont des roches intermédiaires (microdiorites quartzifères et diorites — 57%) suivies par les roches acides (microgranodiorites et microgranites — 30%) tandis que les lamprophyres et les mélamicrodiorites (13%) sont subordonnées. Sous aspect structural, les variétés prophyriques (62%) prédominent par rapport aux variétés équi-granulaires (38%).

Les 10 analyses chimiques effectuées sur les roches de ce complexe ont permis de constater leur caractère chalc-alcalin.

Les relations du complexe filonien avec les formations cristallophylliennes et avec la couverture sédimentaire de l'autochtone danubien ont fourni des arguments pour l'intégration de ces roches dans l'évolution géologique de la région. Les corps filoniens percent la formation de Lainici-Păiuș, migmatisée d'une façon artéritique, aussi bien que les granitoïdes de Tismana et de Frumosa. Leur aspect non-métamorphisé indique clairement la mise en place ultérieure au métamorphisme de contact sous le facies des amphibolites à cordiérite de la formation de Lainici-Păiuș, métamorphisme dû à la migmatisation artéritique et à l'influence du massif de Tismana, dont l'âge modèle K/Ar est d'environ 560 millions d'années. En outre, la formation fossilifère sillurienne de Valea Izvorului est transgressive sur les filons microdioritiques. L'âge du complexe se place donc entre le Cambrien et l'Ordovicien inférieur-moyen.

En excluant l'hypothèse selon laquelle ce complexe représenterait la suite filonienne du granite de Tismana (à cause de sa position excentrique par rapport au corps plutonique, de l'impossibilité de dériver un volume de magma dioritique tellement important du granite de Tismana et de son orientation spatiale différente par rapport à la suite filonienne aplitique du massif de Tismana), il ne nous reste que deux alternatives à choisir: l'une du magmatisme subséquent cadomien et l'autre du magmatisme calédonien. Les effets de l'orogénèse calédonienne étant peu connus dans les Carpates Méridionales, c'est plus plausible la variante où les roches du complexe en discussion représenteraient des migmatites subséquentes cadomiennes. Dans ce sens il faut remarquer l'étroite liaison entre la faille Lainici-Păiuș-Drăgășan et les corps filoniens: le fait que les filons sont affectés par des processus de lamination indique leur mise en place avant les derniers mouvements.



La dépendance entre les dimensions des corps et la granulation des roches, l'idiomorphisme accentué des minéraux et la symétrie monocliniques des phénocristaux de feldspath potassique des microgranites porphyriques sont des arguments pour la nature hypobyssale de ce complexe ; la région a subi, au cours de la période écoulée entre le magmatisme plutonien cadomien et la mise en place du complexe filonien en discussion, un fort soulèvement relatif, à cause de l'érosion de la chaîne cadomienne.

Fig. 1. - Schița geologică a bazinului Motrului.

—————



PLANȘA I



PLANȘA I

- Fig. 1. — Microgranit porfiric (1666), valea Scărișoara; FK, feldspat potasic; P, plagioclaz înțesat cu minerale epidotice; Bi, biotit. N //; 20 ×.
Microgranite porphyrique (1666), vallée de Scărișoara; FK, feldspath potassique; P, plagioclase farci de minéraux épidotiques; Bi, biotite. N //; × 20.
- Fig. 2. — Aceeași rocă. N —; 20 ×.
Même roche. N —; × 20.
- Fig. 3. — Microgranit porfiric (1226), pârâul Râsului. Fenocristale de plagioclaz și biotit într-o masă fundamentală alcătuită din feldspat potasic, cuarț și plagioclaz. N //; 20 ×.
Microgranite porphyrique (1226), ruisseau du Râsu. Phénocristaux de plagioclase et biotite dans une matrice formée de feldspath potassique, quartz et plagioclase. N //; 20 ×.
- Fig. 4. — Aceeași rocă. N ⊥; 20 ×.
Même roche. N ⊥; × 20.

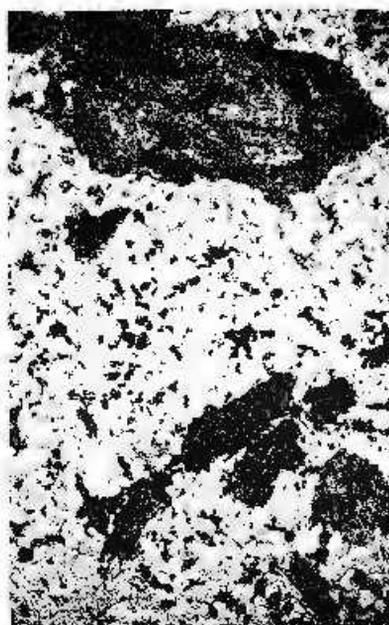
T. BERZA, ANTONETA SEGHEDI, Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului. Pl. I.



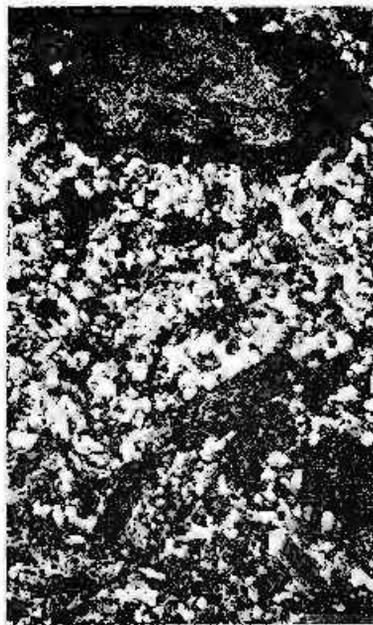
1



2



3



4

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



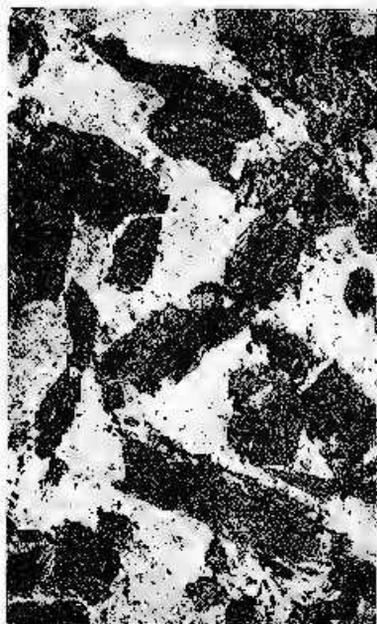
Institutul Geologic al României



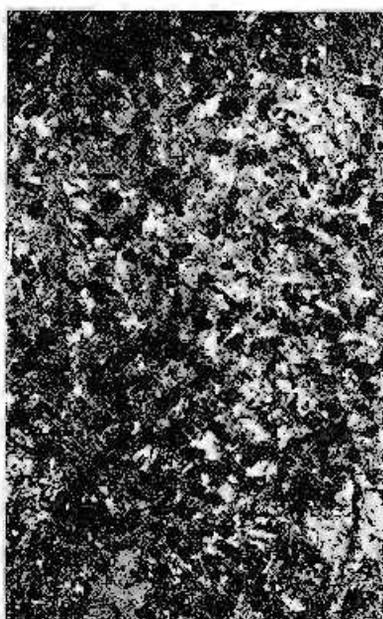
PLANȘA II

- Fig. 1. — Vogesit? (1287), valea Motrului. Hornblendă brun-roșcată și plaje sericitizate. N //; 20 ×.
Vogésite? (1287), vallée du Motru. Hornblende brun-rougeâtre et plages séricitisées. N //; × 20.
- Fig. 2. — Microdiorit echigranular, afluent stîng al văii Scărișoara. Hornblendă brun-roșcată, plagioclaz, cuarț, N //; 20 ×.
Microdiorite équilibrulaire, affluent de gauche de la vallée de Scărișoara. Hornblende brun-rougeâtre, plagioclase, quartz. N //; × 20.
- Fig. 3. — Microdiorit cuarțifer porfiric (1290), valea Motrului. Fenocristale de hornblendă brun-roșcată și plagioclaz în masa fundamentală alcătuită din plagioclaz și cuarț și feldspat potasic. N //; 20 ×.
Microdiorite quartzifère porphyrique (1290), vallée du Motru. Phénocristaux de hornblende brun-rougeâtre et plagioclase dans la matrice formée de plagioclase quartz et feldspath potassique. N //; × 20.
- Fig. 4. — Microgranodiorit porfiric, pîriul Frumosul. Fenocristale de plagioclaz, hornblendă și biotit în masa fundamentală formată din plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, biotit, și hornblendă. N //; 20 ×.
Microgranodiorite porphyrique, ruisseau Frumosul. Phénocristaux de plagioclase, hornblende et biotite dans la matrice formée de plagioclase, feldspath potassique, quartz, biotite et hornblende. N //; × 20.





1



2



3



4



PLANȘA III

- Fig. 1. — Diorit (1686), pîrîul Alunul. Plagioclaz înțesat cu minerale epidotice, hornblendă verde, biotit, cuarț interstițial. N //; 20 ×.
Diorite (1686), ruisseau d'Alunul. Plagioclase farci de minéraux épidotiques, hornblende verte, biotite, quartz intersticiel. N //; × 20.
- Fig. 2. — Diorit (1384), Valea Iepii. Plagioclaz înțesat cu minerale epidotice, hornblendă verde, biotit, cuarț interstițial. N //; 20 ×.
Diorite (1384), Valea Iepii. Plagioclase farci de minéraux épidotiques, hornblende verte, biotite, quartz intersticiel. N //; × 20.
- Fig. 3. — Diorit cuarțifer laminat, pîrîul Mîleanul Mic. Porfiroclaste de plagioclaz și cuarț în masa filonitică. N //; 20 ×.
Diorite quartzifère laminée, ruisseau de Mîleanul Mic. N //; × 20.
- Fig. 4. — Aceeași rocă. N //; 20 ×.
Même roche. N //; × 20.

T. BERZA, ANTONIETA SEGHEDI. Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului. Pl. III.



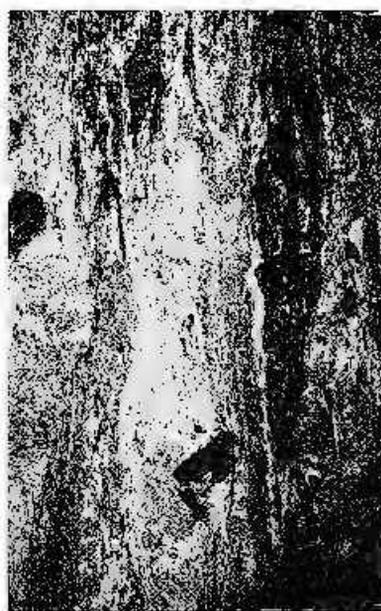
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LXI/A.

97792



1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR ERUPTIVE

**STUDIUL PETROCHIMIC AL ROCILOR PORFIROGENE
DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII NEAGRA BROȘTENILOR
(CARPAȚII ORIENTALI)¹**

DE

CONSTANTIN COCÎRȚĂ ²

Abstract

Petrochemical Study of Porphyroid Rocks from Upper Basin of Neagra Broștenilor Valley. There have been analysed 16 samples of porphyrogénous rocks from Neagra Broștenilor Valley. We have calculated the petrochemical parameters from which it resulted that the original rocks were magmatic, with granitic-granodioritic chemism. It resulted also that the original rocks have undergo be contaminations, alterations and substitutions.

În continuarea cercetărilor noastre petrochimice (Cocîrță 1973 a, 1973 b, Cocîrță³, Cocîrță, Tihon 1973, Cocîrță, Popa, 1974) referitoare la rocile porfirogene din cristalinul seriei de Tulgheș, ne-am oprit asupra unei zone situată pe cursul mijlociu superior al văii Neagra Broștenilor. Zona aleasă pentru studiu se caracterizează printr-o abundență remarcabilă a benzilor de roci porfirogene. Pirinul Neagra Broștenilor precum și afluenții săi de dreapta (Pirinul Ciutac, Pirinul Muncelul) și de stînga (Pirinul Omul) oferă deschideri bune pentru observații.

Studiul se bazează în principal pe diversele interpretări petrochimice efectuate de rezultatele a 16 analize chimice, a celor mai reprezentative tipuri de roci porfirogene din regiune.

Rezultatele analizelor chimice (tab. 1) și formulele Barth (tab. 2) ne indică că sintem în prezența unor roci cu un chimism ce variază de la dacitic (la metavulcanite) pînă la riolitic (la metatufuri). Pentru

¹ Comunicare în ședința din 26 aprilie 1974.

² Catedra de Geologie-Mineralogie, Universitatea „Al. I. Cuza” Iași.

³ C. Cocîrță. Studiul mineralogic, petrografic și geochemic al rocilor porfiroide din cristalinul Carpaților Orientali — Teză de doctorat. (1973) Lab. de Mineralogie, Univ. „Al. I. Cuza” Iași.



TABELUL 1
Chimismul rocilor porfirice

%	23 m	22 m	21 m	29 m	20 m	30 m	31 m	32 p	28 m	48 m	49 m	27 m	25 m	26 m	33 p	34 p
SiO ₂	76,29	71,38	75,28	71,51	80,14	72,69	75,21	67,70	76,65	76,85	76,70	80,83	76,59	76,08	68,60	68,58
TiO ₂	0,16	0,32	0,95	0,28	0,14	0,20	0,09	0,79	0,04	0,04	0,08	0,04	0,04	0,07	0,61	0,62
Al ₂ O ₃	11,32	14,55	13,04	13,06	9,36	13,80	11,53	14,19	13,99	13,26	12,35	10,01	11,81	12,81	14,05	14,09
Fe ₂ O ₃	1,12	1,03	0,68	1,42	0,06	0,66	0,75	1,78	0,56	0,99	0,20	0,01	0,21	0,08	2,10	1,68
FeO	2,03	1,92	0,88	1,97	1,24	1,77	1,93	3,87	1,14	0,50	1,16	0,93	1,25	0,93	3,12	3,27
MnO	0,62	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05
MgO	0,37	0,84	1,53	0,19	0,32	0,99	0,70	1,60	0,15	0,07	0,62	0,08	0,17	0,13	1,24	1,30
CaO	0,48	2,52	1,90	2,31	0,51	1,57	1,82	0,92	1,10	0,46	0,53	0,52	0,45	0,72	2,20	2,64
Ni ₂ O	2,88	3,15	1,66	3,80	2,35	2,68	2,27	3,03	3,92	7,12	4,98	0,77	1,44	1,50	3,36	3,15
K ₂ O	4,17	3,21	2,30	4,20	5,37	3,63	4,80	3,20	1,43	0,58	1,81	6,01	7,09	7,33	2,76	2,51
P ₂ O ₅	0,30	0,33	0,30	0,41	0,26	0,28	0,20	0,31	0,30	0,18	0,23	0,20	0,22	0,19	0,40	0,23
H ₂ O ⁺	1,06	0,70	2,55	0,59	0,50	1,42	0,72	2,03	0,56	0,50	0,88	0,68	0,84	0,43	1,08	2,14
Total	100,21	99,96	99,98	99,76	100,26	99,41	100,13	99,44	100,05	99,76	99,62	100,09	100,11	100,28	99,55	100,24

23, versantul stîng al pîrului Harlagia, la confluența cu Neagra Broștenilor; 22, Neagra Broștenilor, cea 950 m altitudine, la cea 500 m E de capătul estic al iazului; 21, confluența Neagra Broștenilor cu un mic pîrîu, la cea 250 m spre E de iaz; 20, Neagra Broștenilor, în dreptul capătului de E al iazului; 20, Neagra Broștenilor, la 50 m de capătul de W al iazului; 30, Neagra Broștenilor, la cea 300 m spre W de proba 20; 31, Neagra Broștenilor, la 1,1 km spre W de confluența cu pîrîul Glodu; 32, Neagra Broștenilor, la 1,3 km spre W de confluența cu pîrîul Glodu; 28, pîrîul Harlagia, la aproximativ 1250 m altitudine, sub muntele Zimida Boului; 48-49, 1,3 km W de vîrfu Șesul Popii spre muntele Omul; 27, 700 m SW de muntele Ciubuc spre sita lui Ior; 25, pîrîul Omului la 1010 m altitudine; 26, pîrîul Omului la 1030 m altitudine (biturcatie); 23, pîrîul Muncelul la 1250 m altitudine, sub vîrfu Muncelul; 34, pîrîul Muncelul, la 1250 m altitudine sub vîrfu Muncelul.



TABELUL 2

Formulele Barth

Nr. probei	Compoziții
23	$K_{36}Na_{47}Ca_4Mg_6Fe_{14}^{2+}Fe_7^{3+}Al_{113}Ti_1Si_{618}O_{1542}(OH)_{58}$
22	$K_{36}Na_{52}Ca_{29}Mg_{11}Fe_{18}^{2+}Fe_9^{3+}Al_{147}Ti_2Si_{617}O_{1686}(OH)_{10}$
21	$K_{25}Na_{28}Ca_{14}Mg_{18}Fe_{14}^{2+}Fe_4^{3+}Al_{122}Si_{606}O_{1485}(OH)_{25}$
29	$K_{46}Na_{54}Ca_{22}Mg_3Fe_{14}^{2+}Fe_{10}^{3+}Al_{134}Ti_2Si_{626}O_{1575}(OH)_{35}$
20	$K_{58}Na_{55}Ca_5Mg_4Fe_9^{2+}Al_{92}Ti_1Si_{575}O_{1572}(OH)_{28}$
30	$K_{99}Na_{44}Ca_{11}Mg_9Fe_{12}^{2+}Fe_4^{3+}Al_{137}Ti_1Si_{613}O_{1520}(OH)_{80}$
31	$K_{53}Na_{37}Ca_{16}Mg_9Fe_{13}^{2+}Fe_4^{3+}Al_{138}Si_{626}O_{1559}(OH)_{21}$
32	$K_{38}Na_{48}Ca_9Mg_{20}Fe_{27}^{2+}Fe_{11}^{3+}Al_{143}Ti_3Si_{673}O_{1686}(OH)_{114}$
28	$K_{12}Na_{97}Ca_{10}Mg_2Fe_5^{2+}Fe_3^{3+}Al_{131}Si_{617}O_{1568}(OH)_{22}$
48	$K_8Na_{116}Ca_3Fe_4^{2+}Al_{132}Si_{650}O_{1697}(OH)_{33}$
49	$K_{19}Na_{84}Ca_3Mg_8Fe_9^{2+}Fe_1^{3+}Al_{132}Si_{616}O_{1649}(OH)_{51}$
27	$K_{62}Na_{12}Ca_4Mg_1Fe_8^{2+}Al_{96}Si_{601}O_{1564}(OH)_{36}$
25	$K_{77}Na_{18}Ca_4Mg_1Fe_9^{2+}Fe_1^{3+}Al_{118}Si_{656}O_{1653}(OH)_{47}$
26	$K_{83}Na_{25}Ca_6Mg_3Fe_6^{2+}Al_{130}Si_{666}O_{1675}(OH)_{25}$
33	$K_{30}Na_{56}Ca_{21}Mg_{16}Fe_{23}^{2+}Fe_{14}^{3+}Al_{143}Ti_4Si_{587}O_{1598}(OH)_{82}$
34	$K_{28}Na_{50}Ca_{24}Mg_{16}Fe_{23}^{2+}Fe_{10}^{3+}Al_{139}Ti_2Si_{575}O_{1480}(OH)_{120}$

precizarea tipurilor de magme am calculat parametri Niggli (tab. 3). Constatând că rocile porfirogene în totalitate se proiectează în câmpurile eruptive ale triunghiurilor de concentrație al-alk-c/fm, am încadrat rocile studiate la un tip sau altul de magmă, în funcție de mărimea parametrilor calculați (tab. 4). În general metavulcanitelor (porfiroide tip Pietrosu) le corespund magme de compoziție granodioritică spre granitică, iar metatufurilor, cel mai frecvent, magme leucogranitice, trondhjemitice, mai rar granodioritice. Modul de variație al celor patru parametri (creșterea lui „al” și „alk” și scăderea lui „fm” și „c” în funcție de „si”) se întinde în special la diferențierile de tip calcoalcalin (fig. 1). Dealtfel, caracterul calcoalcalin (pacific) al magmelor generatoare este indicat de parametrul δ al lui Rittmann (tab. 7), ca și de valorile și distribuția neregulată a parametrilor „mg” și „k” (fig. 2). Din variația inversă a parametrului „fm” în funcție de „al” (fig. 3) reiese că cea mai mare parte a metatufurilor provin din magme cu un evident caracter salic, în timp ce porfiroidele tip Pietrosu și câteva metatufuri de aceeași compoziție provin din magme cu un caracter semisalic spre salic. De asemenea, variația parametrilor „alk” în funcție de „al” (fig. 4) indică caracterul pronunțat alcalin al majorității metatufurilor în comparație cu caracterul alca-

TABELUL 3
Parametri Niggli

Para- metri	23 m	22 m	21 m	20 m	20 m	20 m	30 m	31 m	32 p	28 m	48 m	49 m	27 m	25 m	26 m	33 p	34 p
sf	488,8	361,4	469,6	365,3	565,6	413,3	441,2	320,4	454,1	477,4	485,5	683,7	533,9	500,8	318,3	318,9	
ti	0,77	1,21	—	0,85	0,85	0,88	0,35	2,55	—	—	0,36	—	—	0,39	1,96	1,95	
al	42,69	43,16	47,56	39,26	38,56	46,07	40,14	39,48	45,87	48,86	45,98	49,74	48,12	49,40	38,15	38,54	
fm	19,61	17,93	20,59	15,35	10,59	16,73	17,96	32,67	8,96	3,01	12,92	7,61	9,62	5,93	27,97	27,09	
c	3,07	13,37	12,73	12,57	3,81	9,55	11,26	4,54	6,81	3,01	3,42	4,57	3,34	4,74	11,14	13,13	
alk	34,61	25,53	19,10	32,21	47,03	27,64	30,63	23,29	38,35	45,11	37,62	38,07	38,91	30,92	23,11	21,22	
mg	0,17	0,35	0,69	0,09	0,32	0,34	0,33	0,35	0,16	0,12	0,44	0,13	0,17	0,20	0,33	0,30	
o	0,37	0,20	0,14	0,38	—	0,16	0,15	0,19	0,24	—	0,06	—	0,08	0,26	0,20	0,20	
k	0,48	0,40	0,47	0,42	0,51	0,47	0,58	0,41	0,11	0,05	0,19	0,84	0,80	0,76	0,35	0,34	
c/fm	0,15	0,74	0,62	0,78	0,36	0,57	0,63	0,14	0,76	1,00	0,26	0,60	0,34	0,80	0,40	0,40	
qz	250,4	159,3	293,2	136,5	302,9	202,7	218,6	127,3	201,7	197,0	235,1	431,5	278,2	241,1	125,8	134,1	

TABELUL 4

Tipurile de magne după Niggli

Nr. probei	Grupa de magmă	Tipul de magmă
23 m	Leucogranitică	Engadinit-granitică
22 m	Granodioritică	Normal-granodioritică
21 m	Nelucradabilă	Yosemit-granitică
29 m	Leucogranitică	Yosemit-granitică
20 m	Nelucradabilă	Yosemit-granitică
30 m	Leucosienit-granitică	Rapakivitică
31 m	Leucogranitică	Yosemit-granitică
32 p	Granitică	Tosna-granitică
28 m	Trondhjemitică	Natro-granit-aplitică
48 m	Alcaligranitică	Alcaligranit-aplitică
49 m	Trondhjemitică	Natro-granit-aplitică
27 m	Leucogranitică	Aplit-granitică
25 m	Leucogranitică	Aplit-granitică
26 m	Leucogranitică	Aplit-granitică
33 p	Granodioritică	Farsunditică
34 p	Granodioritică	Normal granodioritică

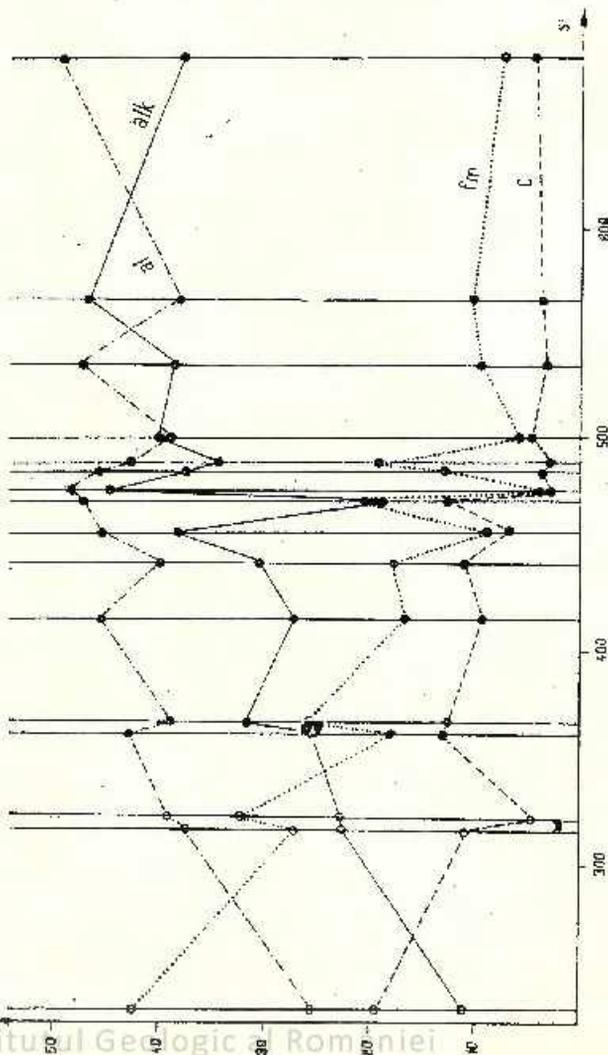


Fig. 1. — Diagrama de diferențiere Niggli
Diagramme de différenciation Niggli

lin normal al metavulcanitelor și al citorva metatufuri de compoziție similară cu acestea.

Parametri Zavaritski (tab. 5) și diagrama corespunzătoare (fig. 5) confirmă cele afirmate aici în legătură cu compoziția magmelor generatoare, cea mai mare parte din metatufuri avind o compoziție asc-

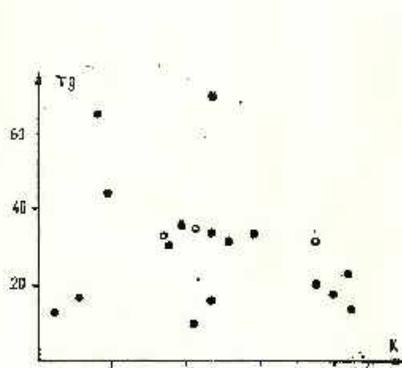


Fig. 2. -- Diagrama mg-k
Diagramme mg-k

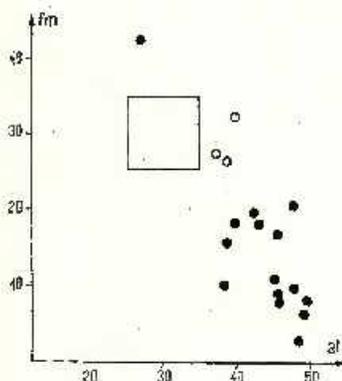


Fig. 3. -- Diagrama fm-al
Diagramme fm-al

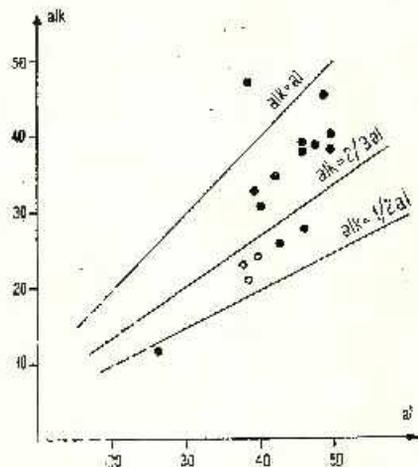


Fig. 4. Diagrama alk-al
Diagramme alk-al

mănătoare cu a riolitelor, liparitelor, alaskitelor, granitelor, granitelor alcaline etc., în timp ce porfiroidele tip Pictrosu și cîteva metatufuri cu aceeași compoziție își au echivalența în „romb-porfire”, tonalite, trahite calcoalcaline, keratofire, etc.

Pentru precizarea strictă a tipurilor de roci echivalente rocilor porfirogene din zona Neagra superioară, am calculat mineralele normei C.I. P.W. (tab. 6) pe care le-am comparat cu aceleași valori calculate de N o-

TABELUL 5
Parametri Zavaritki

Para- metri	23 m	22 m	21 m	20 m	29 m	20 m	30 m	31 m	32 p	28 m	48 m	49 m	27 m	25 m	26 m	33 p	34 p
s	82,77	79,95	82,01	79,76	84,83	80,65	82,99	75,09	82,86	83,11	82,72	86,94	83,88	83,19	83,19	77,54	78,97
a	11,70	11,26	5,67	14,03	11,54	10,77	11,51	10,83	13,99	15,58	12,80	9,68	12,22	13,25	13,25	11,19	10,44
c	0,53	2,94	2,22	1,33	1,08	1,86	1,78	1,05	1,24	0,52	0,58	0,58	0,52	0,78	0,52	2,69	8,23
b	5,00	5,83	9,09	4,87	2,53	6,71	3,70	13,01	1,89	0,78	3,88	2,77	3,35	2,75	3,35	8,56	7,95
Q	41,61	34,46	48,47	30,14	43,52	37,91	41,20	27,49	36,52	34,55	39,28	53,97	42,83	39,13	30,03	30,03	33,84
a/c	22,07	8,82	3,80	10,54	10,68	5,79	6,46	10,31	11,28	29,96	22,06	16,68	23,50	16,98	16,98	4,15	3,23
a'	33,76	32,18	60,43	28,76	22,50	51,48	8,92	41,62	13,79	33,33	43,33	65,11	54,90	57,14	22,04	22,04	9,84
m'	11,68	24,13	27,33	6,84	20,00	16,83	30,35	20,39	13,79	8,33	25,00	4,65	7,84	14,28	23,62	23,62	29,90
F	54,50	43,67	12,23	64,98	57,50	31,68	60,71	38,07	72,41	58,83	31,66	30,23	37,25	28,57	54,33	54,33	60,74
n	51,11	59,52	52,94	53,09	59,34	53,08	41,37	53,53	86,78	45,00	80,80	16,00	19,14	23,76	65,06	65,06	65,78
	18,88	13,79	5,75	27,38	--	7,92	14,38	11,16	20,68	--	3,33	--	--	3,92	--	20,47	18,69

TABELUL 6
Norma C.I.P.W. și veterite Q.A.P.

Mine- rale	23 m	22 m	21 m	20 m	29 m	20 m	30 m	31 m	32 p	28 m	48 m	49 m	27 m	25 m	26 m	33 p	34 p
H.	0,23	0,46	--	0,34	0,22	0,22	0,22	0,12	1,04	--	--	0,10	--	--	0,11	0,80	0,81
MU.	1,20	1,02	0,70	1,71	--	0,70	0,70	0,69	1,92	0,50	--	0,15	--	0,18	--	2,23	1,74
Or.	25,35	19,45	14,40	25,05	32,03	22,05	29,30	19,85	19,85	6,70	3,30	10,75	36,65	43,50	43,95	16,75	15,10
Ab.	26,50	28,80	13,85	34,75	30,10	24,90	20,70	28,00	53,30	64,35	64,35	45,40	7,00	10,40	12,70	31,20	29,05
An.	2,30	12,60	10,00	6,60	2,53	8,10	7,75	4,65	5,30	2,20	2,95	2,56	2,56	2,30	3,20	11,55	13,65
Cor.	1,49	1,59	4,94	--	3,03	3,03	--	4,80	0,24	0,90	0,90	1,48	1,66	1,64	1,48	1,63	1,74
En.	1,04	2,40	4,46	0,57	0,90	1,96	1,94	4,66	0,44	0,10	1,70	0,24	0,24	0,46	0,68	3,46	3,72
Fs.	2,20	1,82	0,80	1,66	1,68	2,10	2,40	3,86	1,34	0,78	1,62	1,50	1,50	1,84	1,24	2,66	3,26
Wo.	39,56	32,03	49,23	27,23	32,12	36,77	36,49	31,04	32,06	29,68	36,15	50,32	39,60	36,33	29,61	30,91	30,91
Q.	42,21	34,58	55,01	29,08	33,07	40,04	38,72	37,15	32,93	30,25	38,11	52,12	41,33	37,90	33,23	34,84	34,84
A.	37,78	20,98	16,09	26,75	66,92	24,01	31,09	23,76	67,07	69,70	61,88	37,96	45,10	43,60	18,79	17,02	17,02
P.	--	44,45	28,88	44,16	--	35,94	30,18	30,08	--	--	--	9,90	13,25	16,49	47,97	48,13	48,13

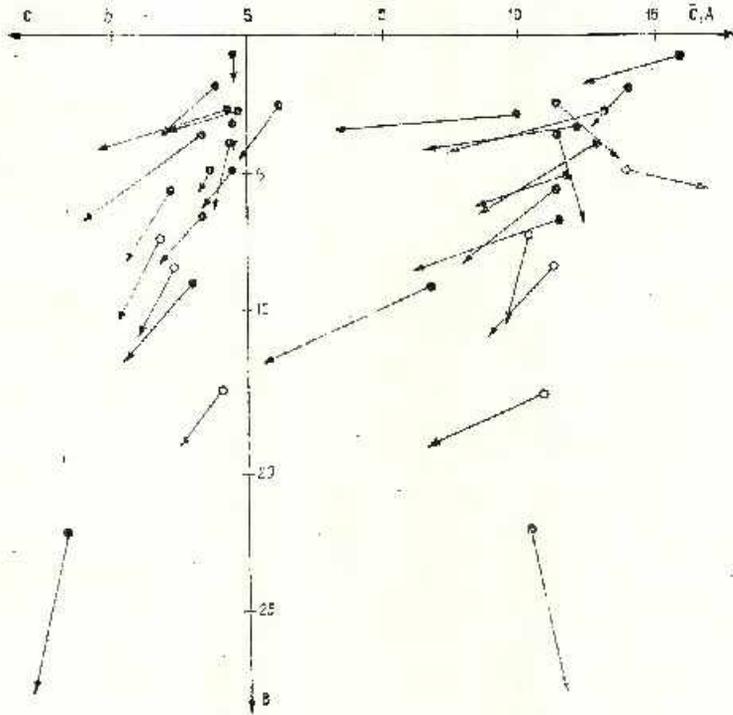


Fig. 5. - Diagrama Zavaritzki
Diagramme Zavaritzki

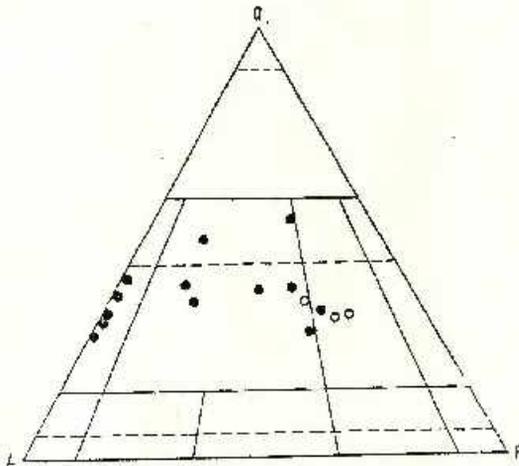


Fig. 6. - Diagrama Q.A.P.
Diagramme Q.A.P.

TABELUL 7
Parametri Rittmann

Para- metri	23 m	22 m	21 m	20 m	30 m	31 m	32 p	28 m	48 m	49 m	27 m	25 m	26 m	33 p	34 p
SiO ₂ %	76,28	71,38	75,28	80,14	72,89	75,21	67,69	76,05	76,85	76,69	80,83	76,58	76,08	68,60	68,58
Al	10,18	13,09	11,73	8,42	12,41	10,46	12,77	11,78	11,93	11,11	9,01	10,63	11,53	12,63	12,67
Alk	8,49	7,93	4,75	8,86	7,65	8,20	7,74	10,01	11,26	9,28	7,16	9,25	9,58	7,80	7,28
CaO %	0,49	2,25	1,90	2,31	1,57	1,82	0,92	1,10	0,46	0,53	0,52	0,45	0,72	2,20	2,64
F.M.	4,09	4,82	4,48	3,96	3,98	4,27	3,26	2,11	0,78	2,71	1,19	1,92	1,36	8,01	7,87
k	0,49	0,40	0,48	0,42	0,47	0,58	0,41	0,03	0,03	0,19	0,84	0,76	0,76	0,35	0,35
ca''	-0,51	-0,57	-2,26	1,20	-1,28	0,47	-2,10	0,03	0,06	-0,56	-0,59	-0,38	-0,45	-0,70	-0,62
an	0,04	0,21	0,21	0,08	0,14	0,12	0,09	0,08	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,19	0,23
	1,48	1,42	0,48	1,60	1,35	1,53	1,57	1,50	1,75	1,35	1,21	2,16	2,35	1,46	1,24

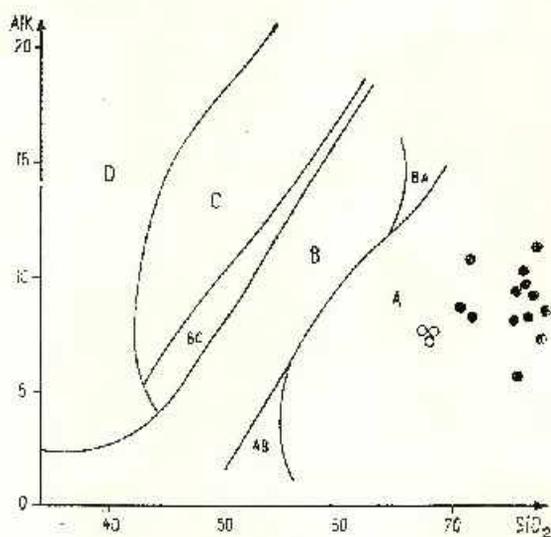


Fig. 7. — Diagrama Alk—SiO₂
Diagramme Alk—SiO₂

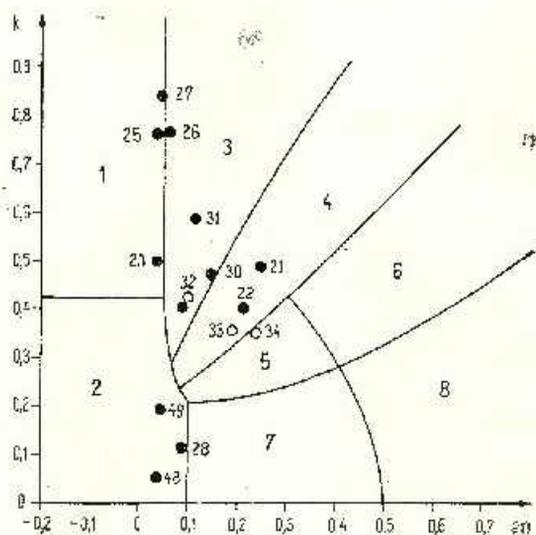


Fig. 8. — Diagrama k—an
Diagramme k—an

old s (1954) și valorile Q.A.P. (tab. 6) și pe care le-am proiectat în diagrama Q.A.P. (fig. 6) a lui Streckeisen.⁴ În urma acestor operații se pot face următoarele observații:

- porfiroidele tip Pietrosu au o compoziție similară dacitelor mai rar riodiacitelor;
- majoritatea metatufurilor analizate au o compoziție identică cu a riolitelor alcaline;
- câteva metatufuri corespund riolitelor;
- o mică parte a metatufurilor au o compoziție similară porfiroidelor tip Pietrosu, adică dacitică, cu tendință spre riodiacitică.

Concluziile desprinse din studierea diagramelor SiO_2 —Alk (fig. 7) și k-an (fig. 8) în care au fost proiectate rocile porfirogene în funcție de parametri Rilmann (tab. 7), sînt aproximativ identice cu cele enumerate mai sus, chimismul rocilor porfirogene fiind deplasat spre un domeniu ceva mai acid:

- porfiroidele tip Pietrosu corespund riolitelor „fonces”, latitelor cuarțifere „sombres” sau riodiacitelor;
- în cadrul metatufurilor pot fi găsite echivalente ale riolitelor alcaline, riolitelor sodice, riolitelor și latitelor cuarțifere.

În legătură cu compoziția acestor roci trebuie să arătăm că o parte dintre autorii care le-au studiat au considerat că provin din metamorfozarea unor keratofire sau keratofire cuarțifere. Rațiunea acestor afirmații a fost probabil prezența fenocristalelor de feldspat potasiu precum și a plagioclazului acid.

În literatura consultată de noi, keratofirele sînt considerate a fi paleotrahite alcaline. Hejtmán (1957) consideră keratofirele ca fiind roci a căror compoziție este constituită în întregime din feldspați alcalini și cantități mici de minerale alcaline mafice. În măsura în care cuarțul este prezent, cantitatea lui este mică. Asemenea roci (keratofire) au fost citate de Götz (1937) în M-ții Hartz și pe riul Lahn (Germania). Fenocristalele acestor roci sînt constituite din anortoclaz sau ortoclaz micropertitic, masa de bază fiind alcătuită din proporții variabile de albit, ortoază și anortoclaz.

În comparație cu aceste roci, compoziția mineralogică și chimismul rocilor porfirogene ne arată că sîntem în prezența unor roci de compoziție dacitică, riodiacitică sau riolitică, uneori cu slabe tendințe de trecere spre keratofire cuarțifere (diagrama Zavaricki, fig. 5).

Avînd în vedere vîrsta cambrian inferioară (Ilieșcu, Mureșan, 1972) a erupțiilor care au dat naștere rocilor porfirogene, precum și transformările suferite de aceste roci în timpul sau după punerea în loc, considerăm că chimismul acestor roci, probabil, nu reflectă în mod fidel compoziția topiturilor generatoare (ne referim în special la metatufuri și metatufite). Avînd indicii asupra compoziției magmelor generatoare și

⁴ A. Streckeisen. Die Klassifikation der Eruptivgesteine (Ergebnis einer Umfrage). Referat gehalten an der Tagung der Geologischen Vereinigung in Strasburg, 1965.

cunoscând compoziția rocilor porfirogene ne propunem să elucidăm transformările cantitative suferite de aceste roci din momentul punerii lor în loc.

O primă observație care se poate face este aceea că la încadrarea parametrilor Niggli la un tip sau altul de magmă au existat dificultăți datorită valorilor prea ridicate ale parametrilor „si” și „fm” și valorilor prea scăzute ale parametrului „c” în special la metatufuri și metatufite. Valorile ridicate ale parametrului „si” în cazul metatufurilor pot fi puse pe seama contaminării materialului inițial cu material terigen silicios sau a unei eventuale îmbogățiri în SiO_2 în timpul metamorfismului. Valoarea mai scăzută a parametrului „c” poate fi cauzată de substituirea plagioclazului inițial mai bazic printr-un termen mai acid, de regulă albitul.

Valoarea uneori ridicată a parametrului „fm”, stabilitatea elementelor ce intră în constituția sa, alături de considerațiile făcute mai sus în legătură cu cei doi parametri („si” și „c”) ne îndreptășesc să presupunem că magmele generatoare au fost ceva mai bazice decât cele indicate de parametri Niggli.

De asemenea, vectorii din partea stângă a diagramei lui Zavaritski (fig. 5) indică pentru metatufuri și metatufite un exces de aluminiu în dauna calciului, exces datorat probabil contaminării produselor eruptiv explozive cu material terigen aluminos.

Un alt indiciu al transformărilor suferite de rocile porfirogene este valoarea negativă a parametrului „ca” al lui Rittmann (tab. 7). Autorul arată că aceste valori negative ale lui „ca” se întâlnesc la unele roci cu caracter pregnant riolitic sau dacitic în care se găsește aluminiu în exces, ce poate duce la formarea cordieritului în facies vulcanic pur. De asemenea, autorul arată că aluminiul se poate afla în exces și în rocile alterate de unde alcaliile și calciul au fost parțial înlăturate.

În cazul porfiroidelor tip Pietrosu cu valoarea „ca” negativă nu există cel puțin până în prezent argumente microscopice care să indice prezența cordieritului. Chiar admitând probabilitatea existenței sale inițiale, este greu de presupus că ar fi putut rezista condițiilor ulterioare impuse de metamorfismul regional. Mai probabilă ni se pare a doua alternativă, aluminiul în exces, (aparent în exces), datorându-se unei ușoare sărăcirii în alcalii.

La metatufuri și în special la metatufite (unde conținuturile în alcalii deși variază în privința compoziției, nu arată scăderi), excesul de aluminiu îl putem pune pe seama contaminării materialului inițial cu material terigen.

Contaminarea tufurilor primare cu material de natură străină decât cea vulcanică reiese și din proiectarea rocilor porfiroide în diagrama V-S, unde V reprezintă suma valențelor principalilor cationi ce intră în constituția rocilor, iar S numărul atomilor de siliciu. Diagrama aparține lui Kozlov (1969) care, proiectând 141 de roci magmatice după Daly, în funcție de cei doi parametri, a observat că între aceștia există o relație liniară și invers proporțională (fig. 9).



În cazul rocilor porfirogene (fig. 10), o parte dintre ele, (metatufuri, metavulcanite), se suprapun perfect peste rocile lui *Daly* de aceeași compoziție. O parte din metatufuri (probabil metatufite) cad sub abscisa diagramei V-S (dar în prelungirea sectorului liniar), sau sînt localizate în afara sectorului liniar (lateral). Compoziția rocilor situate sub abscisa

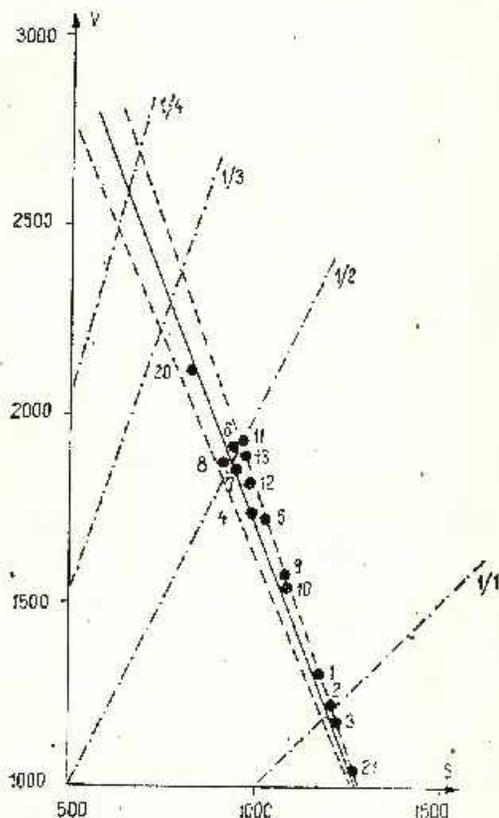


Fig. 9. — Diagrama V-S pentru o parte din rocile lui *Daly*.

1 — granit, 2 — riolit, 3 — liparit, 4 — sienit, 5 — trahit, 6 — monzonit, 7 — lalit, 8 — sienit nefelinic, 9 — granodiorit, 10 — dacit, 11 — diorit, 12 — andezit, 13 — andezit cu augit, 20 — șonchinit, 21 — alaskit.

Diagramme V-S pour une partie des roches de *Daly*.

1 — granite, 2 — rhyolite, 3 — liparite, 4 — syénite, 5 — trachyte, 6 — monzonite, 7 — lalite, 8 — syénite nephelinique, 9 — granodiorite, 10 — dacite, 11 — diorite, 12 — andésite à augite, 20 — chonkinite, 21 — alaskite.

diagramei V-S se remarcă prin bogăția în SiO_2 . După cum reiese din diagrama V-S în care sînt proiectate rocile lui *Daly* (fig. 9), topituri naturale care să corespundă unor roci cu o astfel de compoziție (excesiv de bogate în SiO_2), nu există în natură. În acest caz, cînd „V” are valori sub 1000 iar „S” valori excesiv de ridicate, trebuie să considerăm că rocile respective, de natură piroclastică, au suferit o contaminare mai mult sau mai puțin intensă cu material silicios. De aceeași procese de contaminare cu material silicios, aluminos sau poate de altă natură trebuie suspectate dealtfel și celelalte roci care se îndepărtează prea mult de sectorul liniar.

Variații demne de semnalat se observă la metatufuri și metatufite între conținuturile de Na și K care apar de obicei în proporții inverse.

Această reiese direct atât din rezultatele analizelor chimice (tab. 1), formulele Barth (tab. 2), mineralele catanormei (tab. 6) și epinormei (tab. 8) cât și din diagrama lui Zavaritski (fig. 5) unde vectorii din partea stângă, ce reprezintă metatufuri și metatufite au lungimi și înclinări foarte variabile. Dealtfel cu altă ocazie (Cocirță, 1973 b) am arătat că meta-

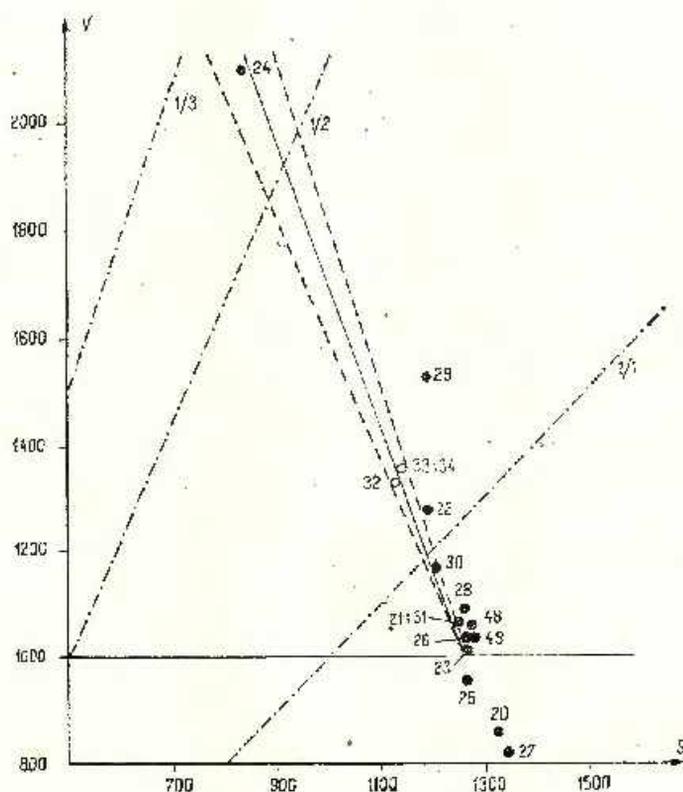


Fig. 10. — Diagrama V-S pentru rocile porfiroide.
Diagramme V-S pour les roches porphyroïdes

tufurile și metatufitele seriei de Tulgheș au suferit procese antagonice, de îmbogățire în K sau de albitizare.

Variații importante ale conținutului de alcalii se observă în același eșantion (la metatufuri, metatufite), între două benzi de rubanare. Este știut faptul că metatufurile prezintă de cele mai multe ori o rubanare evidentă, caracter prin care se deosebesc de metavulcanite (Krautner, 1965). Probele 48 m și 49 m fac parte din același eșantion, 48 fiind banda mai leucocrată iar 49 banda mai închisă la culoare. Separarea a fost posibilă datorită grosimii lor centimetrice. Deosebirea macroscopică (dar

în special microscopică) constă în faptul că proba 49 m (mai închisă la culoare), prezintă un conținut scăzut de minerale melanocrate (clorite), spre deosebire de banda leucocrată (48 m) în care aceste minerale lipsesc. În privința chimismului, deosebiri de mică importanță apar în cazul conținuturilor de Fe^{2+} și Fe^{3+} care probabil sînt o oglindire a deosebirilor mineralogice. De asemenea, conținutul de Al_2O_3 este mai ridicat cu un procent în proba leucocrată. Deosebirea esențială între conținuturile chimice ale celor două probe apare în cazul Na_2O și K_2O . Proba 48 m (banda leucocrată) conține un procent mult mai ridicat de Na_2O și mai scăzut de K_2O în comparație cu proba melanocrată.

După punerea în loc, rocile porfirogene împreună cu sedimentele în care erau cantonate au fost supuse unui metamorfism în fasciesul șisturilor verzi. În conformitate cu această constatare, am calculat mineralele epinormei (tab. 8) și parametri A.C.F. și A'.K.F. (tab. 9) pe care i-am proiectat în diagramele corespunzătoare. În general asociațiile de minerale teoretice corespund cu cele observate la microscop.

În final putem conchide că deși afectate de diverse procese de contaminare, alterare sau metamorfism, rocile porfirogene trădează cu ușurință originea lor eruptivă.

Din studiile unor autori (Savur, Vasilescu, 1962; Mureșan⁵; Georgeta și M. Mureșan⁶), ca și din cercetările efectuate de noi asupra rocilor porfirogene din zona inferioară (Cocîrță, 1973 a) și superioară a pîrului Neagra Broștenilor, zona Holda-Holdița-Căboia (Cocîrță, Tihon, 1973) rezultă consangvinitatea rocilor studiate. Trebuie să admitem deci că rocile porfirogene din seria de Tulgheș provin toate din una și aceeași magmă granodioritică spre granitică. Probabil că în această magmă a avut loc o diferențiere gravitațională (nu prea frecventă la magmele acide viscoase, dar totuși realizabilă), în urma căreia mineralele mai ușoare (cuarțul, feldspații) s-au concentrat la partea superioară a cuptoarelor magmatice spre deosebire de mineralele mai grele, feromagneziene, concentrate la bază. În această ipoteză în primele etape ale diferitelor faze de erupție din cauza presiunilor ridicate, au avut loc extruziuni explozive care au pus în loc cantități mari de tufuri acide (actualele metatufuri riolitice) sărace în minerale melanocrate. După epuizarea produselor acide cuarțo-feldspatice de la partea superioară, uneori a avut loc și expulzarea unor produse mai profunde, ceva mai bazice (de compoziție dacitică sau riodacitică) adică actualele metatufuri dacitice, riodacitice. A urmat apoi probabil injectarea lavelor, mai bogate în minerale feromagneziene, a căror compoziție dacitică spre riodacitică este

⁵ Georgeta Mureșan (1968). Studiul petrografic și chimic al produselor magmatismului prometamorfic din formațiunile cristalo-filice din cursul superior al văii Oltului, Arh. Inst. Geol., București.

⁶ Georgeta Mureșan, M. Mureșan, I. Hercia, Elvira Hercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali, 1971. Arh. Inst. Geol., București.



TABELUL 8

Mineralele epimorfe

Minerale	23 m	22 m	21 m	20 m	29 m	20 m	30 m	31 m	32 p	28 m	48 m	49 m	27 m	25 m	26 m	33 p	34 p
B.	0,24	0,50	0,50	0,24	0,38	0,24	0,24	0,12	0,12	—	—	0,12	—	—	0,12	0,89	0,89
Mt.	0,90	0,76	1,28	—	1,28	—	0,50	0,50	1,36	0,39	—	0,12	—	—	—	1,66	1,26
Ab.	23,53	25,00	13,60	28,30	31,42	28,30	20,60	18,42	21,64	48,81	58,56	40,47	6,07	9,80	12,48	27,63	25,41
Zo.	1,74	10,49	7,46	1,95	9,85	1,95	6,15	7,08	3,49	4,50	1,73	1,99	1,98	1,81	2,78	8,99	10,43
Chlt	4,17	5,47	8,08	3,30	2,82	3,30	5,12	5,52	10,57	2,37	1,20	1,40	2,20	3,00	2,12	5,33	8,90
Chls	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,44	—
Mu.	5,78	10,80	10,33	4,20	—	4,20	12,36	1,21	16,68	—	1,59	5,85	6,20	0,84	5,04	5,99	10,07
Or.	18,69	10,00	4,78	25,44	22,68	25,44	10,80	25,12	5,84	6,13	2,05	3,68	27,92	33,88	36,00	10,99	6,62
Q.	44,93	37,00	54,86	36,74	31,48	36,74	44,40	41,95	39,53	37,74	34,83	41,28	55,59	44,62	40,70	34,78	36,36

Cu₁ = Ant + Fe - Ant; Clu₂ = Al + Fe - Al.

TABELUL 9

Parametri A.C.F., A.K.F.

Para- metel	23 m	22 m	21 m	20 m	29 m	20 m	30 m	31 m	32 p	28 m	48 m	49 m	27 m	25 m	26 m	33 p	34 p
A.	38,33	41,28	49,68	—	31,12	—	45,84	29,23	38,35	38,68	38,46	35,88	48,92	44,23	47,04	37,18	36,72
C.	10,35	28,38	21,11	26,98	38,66	26,98	22,03	30,17	9,02	30,63	30,77	14,04	19,14	15,38	23,52	22,29	23,97
F.	50,65	30,31	29,18	72,82	30,17	72,82	32,26	40,65	52,45	30,63	30,77	49,92	31,90	40,38	28,40	40,51	39,27
A.	19,80	19,80	39,28	—	—	—	27,51	1,06	29,01	13,88	12,50	21,56	15,20	4,95	11,53	20,92	19,52
K.	43,56	33,66	20,49	69,23	58,56	69,23	34,84	54,21	18,97	33,32	37,50	29,26	68,42	74,25	73,99	22,47	20,30
F.	30,63	46,53	40,13	30,70	42,72	30,70	37,39	45,71	51,89	52,76	50,00	49,28	16,29	20,70	14,41	56,57	60,13



identică cu cea a ultimelor tufuri expulzate. Dealtfel, prezența cuarțului violaceu în metatufurile dacitice-riodacitice ne indică strînsa legătură a acestora cu metavulcanitele.

Asocierea strînsă din teren a metatufurilor dacitice, riodacitice sau chiar riolitice cu produse piroclastice intermediare sau bazice (materializate în șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit sau în șisturile verzi tufogene) ne-a condus la ipoteza unei diferențieri care a avansat spre domenii mai bazice.

Conchidem prin a arăta că principalele faze de erupție din seria de Tulgheș (separate de numeroși autori care s-au ocupat cu orizontarea acestei serii) sînt caracterizate printr-o gamă de roci de compoziție riolitică pînă la riodacitică sau chiar mai bazice.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1929) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (jud. Neamț). *Ann. Inst. Geol. Rom.* XIII, 203—217; 245—248, București.
- Cetvericov S. D. (1956) *Rucovodstvo k petrohimiešebim peresectam*. Gosgeoltekhizdat, Moskva.
- Cocirță C. (1973 a) Studiul chimic al rocilor porfiroide din bazinul inferior al văii Neagra Broștenilor (Carpații Orientali). *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Secț. IIb (geol.)*, XIX, 39—57, Iași.
- (1973 b) Proces de albitizare la rocile porfiroide din Carpații Orientali. *St. cerc. geol. geof. geogr. Ser. geol.* XVIII, 2, 335—341, București.
- Tihon Ș. (1973) Studiul petrochimic al unor roci porfiroide din zona Holda—Holdița—Căboșia (Carpații Orientali). *Lucr. Stat. „Stejarul”, Geol.-Geogr.* 61—82, Pîngărați.
- Popa G. (1974) Contribuții geochemice la cunoașterea rocilor porfiroide din Cristalinul Carpaților Orientali. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza” secț. II, b. (geol.)*, XX, 29—46, Iași.
- Götze H. (1937) Die Keratophyre der Lahnmulde. *T.M.P.M.* 49, 168—215.
- Hejtmán B. (1957) *Systematika petrografie vyvrelých hornin*. C. S. A. V. Praga.
- Ilieșcu Violeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambriului inferior în Carpații Orientali — Seria de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4 (1971), 23—39, București.
- Kozlov M. S. (1969) K voprosu o zakonmernostiah himičeskogo sostava i stroenia magmatičeskich rasplavov. *Vopr. petrohim.* 18—20, Leningrad.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din Cristalinul Carpaților Orientali. *St. cerc. geol. geof. geogr. ser. geol.* X, 1, 204—206, București.
- Niggli P. (1923) *Gesteins und Mineralprovinzen*, Berlin.
- Nockolds S. R. (1954) Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65, 1007—1032, Washington.
- Rühlmann A. (1967) *Vulcanii și activitatea lor*. Ed. Tehn. București.
- Savul M. (1938) Le Cristalin de Bistrița. La région Dorna—Broșteni (Distr. Câmpulung et Neamț). *Ann. Sc. Univ. Jassy*. XXIV, 1, 220—223; 259—269, Jassy.



- Mastacian G. (1952) Contribuții la cunoașterea gneiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R., Bul. st. secț. Biol. Agron. Geol. Geogr.* IV, 2, 427—439, București.
- Savu H., Vasilescu A. (1962) Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate sisturilor cristaline din regiunea Bala Roșă (Maramureș), *D. S. Com. Geol.* XLVI/1 (1958—1959), 53—73, București.
- Zavaritski A. N. (1960) *Vvedenie v petrokhimii izverjennyh gornih porod.* Moskva—Leningrad.
- Waldhausrova Jarmiča (1971) The chemistry of the cambrian volcanics in the Barandian area. *Krystalitium*, 8, 45—75. Praga.
- Winkler G. F. (1967) *Die Genese der metamorphen Gesteine.* Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.

ÉTUDE PÉTROCHIMIQUE DES ROCHES PORPHYROGÈNES DU BASSIS SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DE NEAGRĂ BROȘTENILOR (CARPATES ORIENTALES)

Résumé

Cette étude est fondée sur 16 analyses chimiques des roches porphyrogènes prélevées d'une zone située le long du cours supérieur de la vallée de Neagră Broștenilor. Sur la base des résultats obtenus on a calculé des paramètres pétrochimiques qu'on a projeté sur des divers diagrammes pétrochimiques.

Les résultats des analyses chimiques (tableau 1) et les formules Barth (tableau 2) démontrent que les roches étudiées présentent un chimisme qui varie du dacitique (chez les métavolcanites) jusqu'au rhyolitique (chez les métalufs).

Pour la détermination des types de magmas générateurs on a calculé les paramètres Niggli (tableau 3) qui ont indiqué que ce sont les magmas granodioritiques et granitiques qui correspondent le plus souvent, aux métalaves et que les magmas leucogranitiques, trondhémiques moins souvent granodioritiques, correspondent aux métalufs (tableau 4).

La manière dont les paramètres „al”, „alk”, „fu” et „e” varient en fonction de „si” (fig. 1) est rencontré dans les différenciations du type chalc-alkalin. La variation inverse du paramètre „fm” en fonction d’„al” (fig. 3) indique que les métalufs proviennent des magmas à caractère évidemment salique et que les métavolcanites (et quelques métalufs de même composition) proviennent des magmas à caractère semi-salique vers salique. En outre, la variation du paramètre „alk” en fonction d’„al” (fig. 4) indique le caractère prononcé alcalin des métalufs, par comparaison un caractère alcalin normal des métalaves.

Les paramètres Zavaritski (tableau 5) et le diagramme correspondant (fig. 5) confirment ce qu'on a déjà dit à propos des caractéristiques des magmas.

Pour préciser le chimisme des roches porphyrogènes, on a calculé la norme C.I.P.W. et les valeurs Q.A.P. (tableau 6) et on les a projetées sur le diagramme Q.A.P. (fig. 6). On a calculé aussi les paramètres Rittmann (tableau 7) qui ont été projetés sur les diagrammes SiO_2 -Alk (fig. 7) et K-au (fig. 8). A la suite de ces analyses pétrochimiques, on constate que les métavolcanites (porphyroïdes de type Pietrosu) ont une composition similaire



a celei des dacites, des riocacites, des latites quartzifere, etc. et que les métatufs correspondent à des rhyolites alcalins, des rhyolites sodiques, des rhyolites, moins souvent à des rhyodacites, à des dacites ou à des latites quartzifere,

Nous considérons qu'après la mise en place, les roches porphyrogènes ont souffert des transformations, de sorte que leur chimisme ne reflète pas exactement la composition des magmas générateurs (surtout chez les roches tuffogènes).

Un premier indice de ces transformations est donné par les paramètres Niggli. Les valeurs élevées du paramètre „si” (chez les métatufs) peuvent être mises sur le compte du mélange du matériel éruptif avec le matériel terrigène siliceux, et les valeurs trop basses du paramètre „c” peuvent être provoquées par la substitution du plagioclase initial plus basique, par l'albite. Les valeurs élevées du paramètre „fm”, valeurs jointes aux considérations faites relativement aux deux paramètres („si” et „c”) nous portent à considérer que les magmas générateurs ont été plus basiques que les magmas indiqués par les paramètres Niggli.

Les vecteurs de la partie gauche du diagramme de Zavaritzki (fig. 5) indiquent que les produits tuffogènes ont été contaminés avec du matériel terrigène alumineux.

La valeur négative du paramètre „ca” de Pittman (tableau 7) indique que l'excès d'aluminium est dû à un faible appauvrissement en alcalis (dans le cas des métalaves) et à un mélange avec le matériel terrigène alumineux (dans le cas des roches tuffogènes).

Le mélange (le contamination) des roches tuffogènes avec du matériel terrigène résulte aussi du diagramme V—S (fig. 10). Les roches situées sous l'abscisse du diagramme V—S ou à l'extérieur du secteur linéaire (latéral) ont souffert des processus d'enrichissement ou d'appauvrissement concernant certains éléments.

La variation inverse des teneurs des roches tuffogènes en Na et K (tableaux 1, 2, 5) indique le fait que les roches tuffogènes ont souffert des processus d'enrichissement en K, ou d'altération.

Bien qu'affectées par différents processus de contamination, altération ou métamorphisme, les caractéristiques des roches porphyrogènes indiquent leur origine éruptive.

En conclusion, il faut mentionner que les roches porphyrogènes de la série de Tulgheș (métavolcanites et métatufs) proviennent d'un magma granodioritique vers granitique. Vu les pressions élevées de la première étape, des éruptions explosives ont eu lieu, explosions qui ont mis en place de grandes quantités de tufs acides (métatufs rhyolitiques). Parfois, après l'épuisement des produits acides quartzo-feldspathiques de la partie supérieure des bassins magmatiques, une éruption des produits plus profonds et plus basiques (de composition dacitique ou rhyodacitique), c'est-à-dire des métatufs dacitique-rhyolitiques actuels, a eu lieu. Ces éruptions explosives ont été suivies par une introduction sous pression des laves (les métalaves actuels) à composition dacitique vers rhyodacitique.

ÎNTEBĂRI ȘI DISCUȚII

G. N. Popa: când a avut loc înlocuirea feldspatilor potasici inițiali cu feldspati de neoformare?

7 Întrebarea lucrării a fost susținută de către M. Mureșan, răspunsurile la întrebări au fost formulate de autor după comunicare.



C. Cocirță: substituția feldspaților potasici inițiali cu feldspați de neoformație a avut loc, probabil în timpul metamorfismului.

I. Balintoni: 1, porfirele de tip Pietrosu, ar putea aparține unui alt ciclu de metamorfism? 2, metasomatoza feldspaților, dacă există, este premetamorfică?

C. Cocirță: 1, porfiroidele tip Pietrosu, studiate în această lucrare (virful Muncelul, virful Țibleșul Mare), au fost afectate de un metamorfism sincron și identic cu cel care a generat seria de Tulgheș; aceste corpuri de roci acide aparțin de altfel ciclului seriei de Tulgheș; 2, substituția feldspaților potasici inițiali cu feldspați de neoformație, a avut loc, probabil, în timpul metamorfismului.

I. Balintoni: Schachbrettalbitul este metamorfic.

M. Trifulescu: prezența mineralelor potasice nu trebuie explicată numai printr-o metasomatoză.

M. Mureșan: Porfiroidele tip Pietrosu, studiate în această lucrare (virful Muncelul, virful Țibleșul Mare), au fost afectate de un metamorfism sincron și identic cu cel care a generat seria de Tulgheș. Aceste corpuri de roci acide aparțin de altfel ciclului seriei de Tulgheș.

1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR ERUPTIVE

**CONTRIBUȚII LA STUDIUL ROCILOR BANATITICE
DIN ZONA LIUBCOVA—LĂPUȘNICUL MARE
(PARTEA VESTICĂ A MUNȚILOR ALMAJ ȘI SUD-VESTICĂ
A MUNȚILOR SEMENIC)¹**

DE

KLAUS GUNNESCH, MARINA GUNNESCH, IOAN SEGHEDI,
CONSTANTIN POPESCU²

Abstract

Contributions to the Study of the Banatitic Rocks of the Liubcova-Lăpușnicul Mare Zone (Western part of the Almaj Mts and south-western part of the Semenik Mts). The products of the subsequent Laramian magmatism (banatites) are drawn up on a NNE—SSW alignment and are represented by bodies, dykes, sills and apophyses. Among the petrographic types quartziferous monso-diorites, more often than not having porphyric structures, predominate. The petrochemical data point to a quartz-dioritic magma with a normal differentiation range. The variation of the content of trace elements follows the sense of the differentiation of magmas of the chalc-alkaline series.

INTRODUCERE

Zonele ce constituie obiectul prezentului studiu se situează în partea de vest a munților Almajului și sud-vestul munților Semenik.

Din punct de vedere orografic, regiunea se prezintă sub forma unor dealuri ce nu depășesc 700 m, dar cu versanți abrupti, în general acoperiți. Aflorimentele abundă de-a lungul rețelei hidrografice care este tributară Dunării în partea sudică și văii Nera la nord.

Problemele geologice din sud-vestul Banatului, au fost abordate la sfârșitul secolului al XIX-lea și începutul secolului XX de v. Böckh (1886), Posschwitz (1879) și Roth v. Telegd (1885).

¹ Comunicare în ședința din 3 mai 1974.

² I.G.P.S.M.S. str. Caransebeș nr. 1, București.



În sinteza asupra Carpaților Meridionali, Streckeisen (1931), separă în funcție de gradul de metamorfism o serie cu caracter mezo-catazonal — seria de Lotru și o serie cu caracter epizonal — seria de Buceava.

Codârcea (1940) folosește termenii — seria de Lotru — pentru seria mezonazonală, seria de Miniș — pentru seria epizonală de Buceava și seria de Toronița. Între seria de Lotru și seria de Toronița autorul plasează un raport de șariaj.

Prezentarea șisturilor cristalofiliene, a granitului și a banatitelor din zona Lăpușnicul Mare a fost făcută de Silvia și E. Minzatu.³

În 1961 o echipă condusă de Hamomolo⁴ a executat lucrări de prospecțiune în regiunea Liubeova — Ravensca, cu care prilej s-au descris atât rocile banatitice cit și rocile rezultate în urma proceselor de metamorfism termic și metasomatic. În ceea ce privește mineralizația s-a insistat asupra celei situate în zona de contact a corpurilor banatitice (Lilieci, Purcariu, Nasovăț) cu calcarele mezozoice.

În anul 1972⁵ s-au efectuat studii geologice în perimetrul Liubeova — Șopotul Vechi, unde în afara unui studiu petrografic și o probare sistematică a rocilor banatitice, a fost prezentată mineralizația pe tipuri genetice și structurale (mineralizația din banatite și mineralizația din zona de contact). În 1973 cercetările s-au extins în zona corpului banatitice Lăpușnicul Mare⁶.

GEOLOGIA REGIUNII

Zonele cercetate (fig. 1) se dispun de-a lungul aliniamentului II de banatite: Liubeova — Bozovici — Lindenfeld — Rusca Montană (Giusea, et al., 1966).

La alcătuirea edificii geologice al zonei sudice participă: metamorfite (seria de Sebeș-Lotru, seria de Toronița), depozite cretacice și magmatite (roci banatitice) iar zona nordică este constituită din metamorfite (seria de Sebeș-Lotru, serie de Buceava), magmatite (roci granitoide, roci banatitice) și roci sedimentare.

³ Silvia Minzatu, E. Minzatu. Raport geologic asupra părții de sud-vest a munților Semenic între Lăpușnicul Mare—Șopotul Nou. 1954. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ L. Hamomolo, Antoaneta Hamomolo, C. Paraschivescu, I. Poșsa, I. Rădulescu, C. Hurduzeu, Felicia Barbu, S. Cîmpeanu, Nadia Cîmpeanu. Raport asupra lucrărilor de prospecțiune geologică pentru aur și sulfuri complexe în regiunea Bozovici—Ravensca, 1961. Arh. I.G.P.S.M.S.

⁵ K. Gunesch, Marina Gunesch, Ioana Meilani, Constanța Caravețeanu, I. Seghedi, Eugenia Mustățea. Studii geologice și colectări de probe din magnetitele subsecvente laramice din Banat, în vederea stabilirii zonelor cu conținuturi reduse în cupru, ce pot fi exploatate în carieră. 1972. Arh. I.G.P.S.M.S.

⁶ K. Gunesch, Marina Gunesch, C. Popescu, Felicia Dima. Studiul geologic al magmatitelor subsecvente din Banat, în vederea stabilirii zonelor cu conținuturi reduse în cupru, ce pot fi exploatate în carieră. 1973. Arh. I.G.P.S.M.S.



Metamorfită

Cristalinul seriei de Sebeș-Lotru s-a format și consolidat în cadrul geosinclinalului prebaicalian din roci sedimentare și eruptive metamorfizate în condiții de temperatură și presiune ridicate, ce au condus în final la formarea unor parageneze minerale caracteristice: disten, staurolit,



Fig. 1. — Schiță de amplasare a zonelor cercetate.
Lage des Untersuchungsgebietes.

granat (almandin), plagioclaz ($An > 15\%$), hornblendă. Studiul asociațiilor de minerale a permis identificarea izogradului de apariție al distenului, izogradul de apariție al staurolitului (sectorul sudic)⁷ și izogradul de apariție al almandinului (sectorul nordic)⁸.

În zona sudică seria este reprezentată prin: *complexul paragnaisélor* (grosime cca 1300–1400 m) — coincide cu „zona cu disten” din nord-vestul și sud-estul ariei menționate. Rocile din acest complex sînt: paragnaise cu biotit și muscovit ± granat ± disten, paragnaise feldspatice și micașturi biotito-muscovitice, ultimele fiind prezente doar sub formă de intercalații; *complexul micașturilor* (grosime cca 700–800 m) prezent în partea centrală a aceluiași sector, se dispune peste „zona cu

⁷ Op. cit. pct. 5.

⁸ Op. cit. pct. 6.

staurolit⁹ și este alcătuit din micașturi muscovito-biotitice \pm staurolit \pm disten în alternanță cu paragnaise cu două mîce. În zona mediană a sectorului sudic, o falie direcțională de tip *bc*, a ridicat compartimentul sud-estic, fapt evidențiat de reapariția paragenezelor caracteristice „zonei cu disten”.

Rocile amfibolice intercalate în ambele complexe s-au format pe seama unor roci premetamorfice fie intrusive, fie tufuri sau tufite bazice. Tot sub formă de intercalații, apar în complexul paragnaiselor gnaise micacee (zona de izvoare a văii Chișu), iar în complexul micașturilor au fost întâlnite ortognaise ce au luat naștere pe seama unor granite alcaline (bazinul văii Purcărel)⁹.

Procesele migmatice au afectat intens toate tipurile de roci, conducînd în final la formarea unor migmatite cu caracter predominant stromatitic.

Pegmatitele cuarțo-feldspatice \pm muscovit au o largă dezvoltare mai ales în complexul paragnaiselor, unde formează „cimpuri de pegmatite” (culmea Ravensca, cursul mijlociu al văii Oravița).

În zona nordică, seria de Sebeș-Lotru este constituită dintr-o alternanță de micașturi muscovito-biotitice \pm almandin, paragnaise cu două mîce \pm almandin și șisturi cuarțitice biotito-muscovitice.

Seria de Toronița, metamorfozată în orogeneza baicaliană, apare pe o suprafață restrînsă în sudul regiunii. Valea Recica deschide în această serie: filite, șisturi cuarțitice cloritosericitoase, cuarțite, șisturi calcareoase și șisturi amfibolice. Asociațiile paragenetice arată metamorfozarea acestor roci în condițiile zonei cu clorit. Întreaga stivă de șisturi cristaline se caracterizează printr-un retromorfism marcat de prezența unor mineale în stare de dezechilibru: creșterea masivă a unor lamele de sericit pe un fond albitic, formarea cloritului pe seama biotitului, a actinolitului pe hornblendă și a cloritului pe granat.

Seria epizonală de Buceava, considerată de S a v u (1973) ca evoluată în ciclul tectonomagmatic prebaicalian, este reprezentată prin șisturi de natură terigenă (șisturi cuarțitice, șisturi clorito-sericitoase, filite, șisturi grafitoase) cărora li se asociază o importantă cantitate de material magmatogen-tufo-gen pe seama căruia s-au format: metagabbrouri, metaperidotite, metadolerite, șisturi amfibolice, metatufuri și metatufite bazice, roci porfiroide, metatufuri și metatufite acide cit și metakeratofire¹⁰. Paragenezele conduc la ideea metamorfozării formațiunilor seriei de Buceava în condițiile „zonei cu clorit”.

În ceea ce privește raportul seriei de Sebeș—Lotru cu seriile epizonale, se remarcă încălecarearea seriei de Toronița de-a lungul liniei tectonice Rudăria — Liubcova, iar în cadrul zonei nordice un contact tectonic cu seria de Buceava¹¹.

⁹ Op. cit. pct. 5.

¹⁰ Op. cit. pct. 6.

¹¹ Op. cit. pct. 6.



Formațiuni sedimentare

În regiune apar formațiuni sedimentare de vîrstă cretacică: barre-mian-apțiene, cenomaniene, turoniene, senoniene și campaniene (C o d a r e e a et al. 1963, N ă s t ă s e a n u 1964). Depozitele tortonice ale bazinului de sedimentare Bozovici separă cele două zone cercetate, iar în lungul principalelor cursuri de apă și la baza pantelor apar depozite cuaternare.

Magmatite

În zona de izvoare a văii Lăpușnicului se întîlnește o ivire de roci granitoide ce marchează aliniamentul Buchin — Poieni — Poniasca — Siehevița, de-a lungul căruia s-au dispus în axul structurii în virgație a munților Semeic, produsele acide ale plutonismului sinorogen (S a v u, 1965).

Magmatitele laramice. Regiunea Liubcova — Lăpușnic Mare aparține celui de al doilea aliniament de banatite (G i u ș e ă et al., 1966), corespunzător unor fracturi laramice sau prelaramice reîntinere. Acest aliniament se prelungește la sud de Dunăre pe direcția Maidanpek — Bor — Piroț unde corespunde fracturii profunde Kryzvec — Piroț din sistemul Kreistidelor.

Rocile banatitice apar sub formă de corpuri neregulate, apofize, silluri și dykuri ce se înșiruie de-a lungul unei direcții aproximativ NNE—SSW, străbătînd atît șisturile cristaline ale domeniului getic și danubian cît și depozitele cretacee superioare.

Cele mai importante corpuri banatitice, de la nord spre sud, sînt: corpul Lăpușnic, corpul Nasovăț, corpul Purcariu și corpul Liliici.

Între aceste corpuri principale apare un număr foarte mare de corpuri de dimensiuni reduse care pot fi interpretate fie ca apofize, mai mult sau mai puțin apropiate, ale corpurilor Lăpușnic, Nasovăț, Purcariu și Liliici, fie ca apofize ale unor corpuri subvulcanice ce nu aflorează la suprafață.

Prospecțiunile magnetometrice¹² executate în anul 1961 au pus în evidență continuitatea anomaliilor dintre corpurile eruptive Purcariu și Nasovăț, ceea ce presupune o înrădăcinare comună.

Magnetometric nu s-a remarcat continuitatea dintre corpurile eruptive Purcariu și Liliici. Configurația anomaliilor conduce la ideea unei compartimentări datorată unei falii tip ac, falie evidențiată de altfel și din observațiile de teren.

În sectorul Liliici au fost conturate trei aliniamente magnetometrice cu direcția NE—SW ce se prelungește spre sud, sugerînd prezența intruziunilor banatitice sub depozitele neogene ale bazinului Liubcova.

¹² A. Ș t e f ă n e s c u. Raport asupra măsurătorilor magnetice Δ.Z. executate în Banatul de Sud, Bozovici și Sacoșul Mare. 1961. Arb. I.G.P.S.M.S., București.

Compoziția mineralogică a banatitelor. La alcătuirea rocilor banatitice participă următoarele minerale: feldspat plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, biotit, amfiboli, minerale accesorii (magnetit, titanit, apatit, zircon) și minerale secundare (sericit, clorit, epidot, calcit, minerale argiloase, oxizi și hidroxizi de fier).

Feldspatul plagioclaz constituie mineralul principal al banatitelor, având următoarele caracteristici: conture cristalografice idiomorfe sau

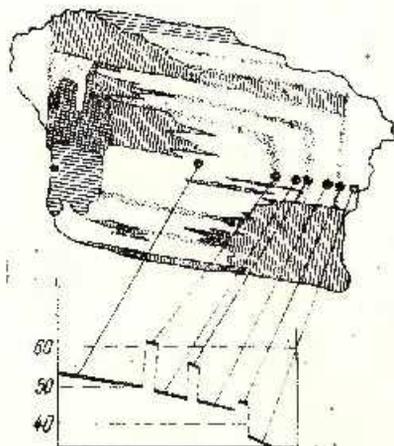


Fig. 2. — Variația conținutului în anortit la un cristal de feldspat plagioclaz zonat și maclat polisintetic.

Anortit — Variationen in einem zonen-
gebauten und polysynthetisch — verzwil-
lingten Plagioklas — Einsprengling.

hipidiomorfe, zonări oscilatorii normale și recurente și maclări polisintetice.

Conținutul în anortit determinat cu MUF (50 de măsurători) a scos în evidență variații cuprinse între 44—54% An. Funcție de numărul de cazuri se remarcă o concentrare în jurul valorilor de 46—48% An. La cristalele zonate normal cu recurențe, un fapt demn de remarcat îl reprezintă existența unor zone mult mai bazice, cu dimensiuni reduse, având conținuturi de pînă la 62—64% An (fig. 2).

Tipurile de maclă cele mai frecvente sînt albit, periclin și albit — Karlsbad. Mai rar au fost întîlnite maelele albit — Ala B și Ala B.

O caracteristică a plagioclazului din rocile holocristaline este prezența unor conture neregulate datorită substituiri marginale a plagioclazului prin albit.

Feldspatul potasic se dezvoltă în general sub formă de cristale cu dimensiuni reduse, cu conture xenomorfe, formînd împreună cu cuarțul constituenții principali ai masei fundamentale din rocile cu caracter porfiric; în banatitele holocristaline feldspații potasici apar în interstițiile dintre celelalte minerale componente sau, foarte rar, sub formă de cristale xenomorfe cu structuri poikilitice (incluzînd plagioclazul și cuarțul).

Determinările unghiului $2V$ și a extincției $Ng/c \perp (010)$, efectuate cu ajutorul MUF, arată următoarele valori: 54°—62° și respectiv 0°—6°, indicînd prezența unei ortoze.

Cuarțul apare de obicei granular, avînd conture rotunjite sau lobate; formează uneori concreșteri variate cu ortoza ducînd la structuri granofirice.

Biotitul se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, cu pleocroism puternic de la brun-gălbui la brun și conține adeseori incluziuni de zircon (cu aureole pleocroice), titanit sau apatit. Se remarcă uneori modificarea culorilor de pleocroism (după Ng — brun-roșietic; Nm — brun-gălbui; Np — gălbui) și apariția unor ace de rutil, ceea ce dovedește prezența unui biotit titanifer. Acele de rutil se întretaie după unghiuri de 60° formînd o rețea sajenitică tipică. Sînt frecvente pseudomorfozele de biotit după hornblendă.

Amfibolul este reprezentat prin hornblendă verde, avînd aproape întotdeauna un pleocroism puternic (după Ng — verde închis; Nm — verzui; Np — verde-gălbui) și un habitus prismatic alungit. Apar frecvent macle după (100). Valorile unghiului axelor optice variază între $(-) 2 V = - 58 - 62^\circ$, iar unghiul de extincție $c : Ng = 16 - 20^\circ$.

Cristalele de hornblendă conțin adesea lamele orientate de biotit; alteori înlocuirea hornblendei cu biotit este completă păstrîndu-se numai conturul cristalelor inițiale.

Caracterele petrografice ale rocilor banatitice. Datele de teren și studiul microscopic al unui număr foarte mare de probe petrografice ne indică o mare varietate structurală a rocilor banatitice: de la structuri holocristaline echigranulare la holo cristaline inechigranulare și pînă la structuri porfirice tipice. Între faciesurile hipoabisice, de adîncime mică, ca un caracter porfiric evident și cele de adîncime mai mare există treceri gradate. De remarcate astfel de treceri s-au observat rareori (galeria I — corpul Lilieci, corpul Nasovăț), în majoritatea cazurilor fiind semnalată structura porfirică. Masa fundamentală corespunzătoare tipului structural porfiric, prezintă la rîndul ei variații în privința gradului de cristalinitate: de la microcristalin la cryptocristalin. Pentru desemnarea varietăților porfirice cu masa fundamentală cryptocristalină, am decurs la denumiri folosite în nomenclatura rocilor vulcanice.

Trebuie să menționăm, că aspectele structurale foarte variate întîlnite la rocile banatitice din regiune, ne-au pus adeseori în dificultate în privința utilizării unei terminologii adecvate.

În literatura europeană se folosesc în mod frecvent termenii de porfir și porfirit pentru desemnarea unor varietăți paleotipice. Chiar dacă în momentul de față există tendința de a se renunța la acești termeni folosiți în sensul arătat mai sus, rămîne problema utilizării lor corecte în sens structural.

Pentru rocile porfirice din regiunea noastră am folosit cuvîntul „porfir” numai cu sens adjectival, considerînd că termenul „monzodiorit porfiric”, spre exemplu, ne indică în mod clar o rocă de compoziție monzodioritică, dar cu structură porfirică.

Raportul cantitativ dintre fenocristale și masă fundamentală privește aspecte particulare ale structurii porfirice, nefiînd necesară utili-

zarea unor denumiri speciale pentru aceste situații. Pentru a indica gradul de cristalinitate a masei fundamentale din rocile porfirice, am folosit denumiri complexe, deja consacrate: monzodiorit cu structură microcristalin porfiringă, monzodiorit cu structură criptocristalin porfiringă etc.

Determinarea mineralogică cantitativ — procentuală și proiecția datelor în diagrama QAP (Streckeisen, 1967) a permis încadrarea rocilor banatitice din regiune în câmpul monzodioritelor cuarțifere și într-o măsură mult mai mică în câmpurile monzodioritelor și a dioritelor cuarțifere (fig. 3).

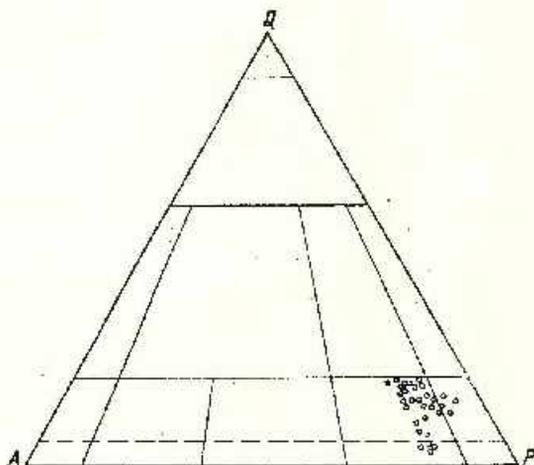


Fig. 3. — Diagrama QAP (după Streckeisen).

QAP — Diagramm (nach Streckeisen)

Valorile indicelui de culoare sînt cuprinse între 10 și 25, varietățile „leuco” ($M' = 10-15$) fiind foarte rare.

Uniformitatea petrografică constituie una din principalele caracteristici ale rocilor banatitice din zona Lăubeova — Lăpușnicu Mare.

Monzodiorite cuarțifere și monzodiorite cuarțifere porfirice. Monzodioritele cuarțifere apar în cadrul corpului Lilieci și Nasovăț, pe suprafețe reduse. Studiul microscopic pune în evidență o structură holo cristalină inechigranulară, mai rar echigranulară. Roca este alcătuită din feldspat plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, biotit și hornblendă, minerale accesorii.

În galeria I Lilieci au fost observate tranziții gradate de la monzodiorite cuarțifere (în centrul corpului) la monzodiorite cuarțifere porfirice (spre periferie).

Monzodioritele cuarțifere porfirice constituie tipul predominant în regiune, alcătuiind cea mai mare parte a corpurilor și apofizelor de roci banatitice. Caracterul structural este evidențiat de prezența unei mase fundamentale macro- pînă la microcristalină (cuarț, feldspat potasic, plagioclaz), a cărei proporție variază între 35—55 % din masa rocii. Fenocristalele sînt reprezentate prin plagioclaz, biotit și hornblendă.



Din punct de vedere al dimensiunilor componentilor minerali am deosebit monzodiorite cuarțifere megaporfirice și microporfirice, pentru cele dintii fiind caracteristice fenocristalele mari de hornblendă (cu dimensiuni cuprinse între 3—6 mm) și plagioclaz (2,5—5 mm).

Diorite cuarțifere și diorite cuarțifere porfirice. Dioritele cuarțifere prezintă aspecte macroscopice asemănătoare monzodioritelor cuarțifere, separarea lor fiind posibilă numai pe cale microscopică. De altfel, după cum rezultă din proiecțiile pe diagrama QAP, dioritele cuarțifere se plasează în extremitatea vestică a cîmpului specific lor, apropiindu-se de cîmpul monzodioritelor cuarțifere.

Diorite cuarțifere cu caractere tipice de rocă plutonică au fost întâlnite foarte rar (valea Cornilor - Lăpușnicu Mare). Mai frecvent apar varietățile porfirice (diorite cuarțifere cu structură microcristalin-porfirică), care constituie marea majoritate a apofizelor din zona Lăpușnicu Mare.

Ca o varietate aparte din cadrul acestui tip de rocă, vom aminti dioritul cuarțifer porfiric cu hornblendă și augit din versantul drept al văii Nasovăț, unde apare sub forma unei apofize de dimensiuni mici.

Monzodiorite porfirice. Aceste roci apar numai în zona Lăpușnic (ogașul Praznic) alcătuiind două apofize cu grosimi cuprinse între 50—75 m.

Sub microscop se distinge o masă fundamentală microgranulară formată în esență din plagioclaz și feldspat potasic și fenocristale de plagioclaz, hornblendă și biotit.

Latiandezite cuarțifere. Latiandezitele cuarțifere au fost întâlnite în zonele Nasovăț și Lăpușnicu Mare, unde apar sub formă de dykuri de dimensiuni reduse.

Rocile se caracterizează prin structura evident porfirică, compoziția mineralogică asemănătoare cu cea a monzodioritelor cuarțifere și caracterul cryptocristalin al masei fundamentale.

Considerăm latiandezitele cuarțifere ca o varietate structurală a monzodioritelor cuarțifere, fapt confirmat și de analizele chimice, care indică valori foarte apropiate pentru aceste două tipuri de roci.

Alterații hidrotermale. În urma punerii în loc a intruziunilor banatitice, au fost create căile de acces pentru o activitate hidrotermală intensă, producîndu-se înlocuirea parțială sau totală a mineralelor primare cu altele noi sau depuneri de substanțe din soluție.

Fenomenele de transformare hidrotermală, evidente la majoritatea rocilor banatitice, sînt mai intense în zona corpurilor principale (Lăpușnic, Nasovăț, Purcariu, Lăpușnic).

În funcție de natura produselor de alterare am deosebit următoarele transformări: silicifierea, sericitizarea, argilizarea, carbonatarea și zeolitizarea.

În urma observațiilor de teren și la microscop nu s-a putut constata o zonare a acestor fenomene, datorită suprapunerii diferitelor procese de transformare.



Asociațiile de minerale nou formate (cuarț + sericit, minerale argiloase + calcit etc.) indică transformări de temperatură medie și scăzută.

Silicificarea. În desfășurarea procesului de silicifiere se pot deosebi mai multe stadii. Într-un prim stadiu, duritatea rocii crește, iar sub microscop se observă depuneri de cuarț secundar atât pe fisuri cât și în masa rocii. Într-un stadiu mai avansat, silicea ajunge să înlocuiască cea mai mare parte a rocii, păstrându-se doar structuri relict. Ultimul stadiu îl reprezintă dispariția structurilor relict și formarea cuarțitelor secundare.

Sericitizarea constituie unul din procesele de alterare cele mai răspândite. Din examinarea microscopică a reieșit că la rocile banatitice cu structură porfirică acest proces se poate manifesta sub două aspecte. În unele cazuri sericitul apare numai în interiorul fenocristalelor de feldspați, înlocuindu-le și dispunându-se zonal sub formă de aglomerări fine. Alteori, sericitul se dezvoltă și în cadrul masei fundamentale, în asociație cu cuarțul. Apariția sericitului în întreaga masă a rocii indică în mod cert existența unor procese hidrotermale cu aport de substanță (adaus de K, Al și OIL).

Argilizarea. Mineralele argiloase se dezvoltă pe seama fenocristalelor de feldspați sau apar sub formă de aglomerări în asociație cu sericitul și cuarțul în toată masa rocii.

Carbonatarea și zeolitizarea. Carbonații umple diaclazele fine din rocile banatitice și se formează pe cristalele de hornblendă și feldspați.

Zeolitizarea este puțin răspândită în regiune. Prezența zeoliților a fost remarcată sub formă de depuneri pe fisuri sau goluri în unele roci banatice din zona Lîlieci și Purcariu.

CONSIDERAȚII GEOCHIMICE

Efectuarea unor analize complete de silicați ne-a permis caracterizarea chimismului rocilor banatitice din regiune, precum și stabilirea originii și evoluției magmelor.

În tabelul 1 sînt prezentate rezultatele analizelor chimice, locul de recoltare al probelor și denumirea tipurilor petrografice.

Examinarea tabelului arată o variație în limite foarte restrinse a conținutului în SiO_2 (52% – 59%) și conținutul relativ scăzut în alcalii.

S-au calculat de asemenea norma CIPW, valorile QAP și An% din normă (tab. 2). Se remarcă o variație mică a feldspatului potasic (or) între 10,50% – 15,36% și subordonarea acestuia față de feldspatul plagioclaz (ab + an). Trebuie să menționăm, că valorile QAP calculate din normă sînt foarte apropiate de cele stabilite prin analiza mineralogică cantitativă, proiectîndu-se în general în același cîmp al monzodioritelor cuarțifere. Variația conținutului în An% calculat din normă diferă foarte puțin de conținuturile determinate cu ajutorul MUF.



TABELUL 1

Analize chimice

Nr. probel	Oxizi %		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 ⁻	P.C.	Total	Local de recoltare
333	52,13	17,34	4,86	4,50	0,14	3,73	6,58	2,86	2,35	0,97	0,23	0,23	—	—	—	0,23	—	0,78	103,40	ogășul Praznici
345	56,32	18,76	3,97	3,40	0,13	3,12	6,16	3,30	2,18	0,68	0,22	0,22	—	0,24	0,07	0,38	—	1,50	100,57	valcea Oraviș
407	57,06	20,99	2,25	2,80	0,18	2,35	5,90	3,60	2,58	0,62	0,03	0,03	—	—	0,10	0,10	0,90	1,13	100,39	valcea Recița
275	57,08	19,35	3,17	2,76	0,11	1,71	5,60	3,60	2,18	0,55	0,25	0,25	—	2,90	—	0,51	—	3,73	100,52	valcea Izverul Râu
432	57,32	17,36	4,34	1,89	0,04	1,90	6,30	2,91	1,75	0,3	0,17	0,17	—	—	—	0,61	—	5,16	99,95	valcea Lăpușnic
305	57,57	18,95	2,57	2,03	0,07	2,31	6,44	3,25	2,60	0,61	0,19	0,19	—	0,38	—	0,28	—	3,90	100,25	valcea Nasovăț
331	59,60	21,64	2,43	3,05	0,10	0,71	5,04	2,97	2,19	0,64	0,23	0,23	—	0,21	—	0,17	—	1,19	100,19	valcea Lălețel

331, 305, monzodiorit cuarțifer; 432, talandezit cuarțifer; 275, 407, 345, monzodiorit cuarțifer porfiric; 333, monzodiorit porfiric. Analist Iulia Găneșu.

TABELUL 2

Norma CIPW, valorile QAP și An% din normă

Nr. probel	Q	w	ab	an	hy	di	C	mt	il	ap	CC	Q	A	P	An %
333	7,8	13,5	24,2	27,7	12,0	—	4,0	7	1,8	0,4	7	10,66	18,44	70,90	53
345	11,6	12,6	27,7	27,0	9,7	—	0,6	5,6	1,2	0,3	0,8	14,70	15,96	69,34	50
407	9,61	14,83	32,38	28,36	10,60	—	0,98	1,90	0,35	0,06	—	11,30	16,02	71,03	46
275	13,8	12,6	30,4	25,0	3,9	—	1,8	4,5	1,0	0,3	0,6	16,87	15,40	67,73	45
432	21,29	10,50	26,41	29,67	6,16	1,07	—	2,75	1,23	0,36	—	25,20	11,80	63,70	54
305	14,10	15,36	28,80	28,47	8,53	—	0,08	2,19	1,11	2,95	1,06	16,20	17,7	66,10	50
331	23,1	12,6	21,8	21,7	5,1	—	6,4	3,5	1,2	0,7	0,5	28,10	15,32	56,58	47

TABELUL 3

Valorile parametrilor Niggli

Nr. probei	Parametrii Niggli		si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	c/fm	Q	L	M	Tipul de magmă
	Nr. probei	si														
333	150,28	29,51	37,86	20,37	0,34	0,42	1,32	2,14	0,53	106,31	67,47	dioritică				
345	171,43	33,57	32,40	20,13	0,30	0,43	15,99	1,60	0,65	125,23	49,29	pelitică				
407	182,40	39,49	24,49	20,17	0,22	0,45	15,78	1,34	0,82	127,23	43,30	leucopelitică				
275	193,28	38,53	24,70	20,33	0,28	0,34	49,71	1,42	0,82	124,95	39,75	leucopelitică				
432	199,40	35,55	27,83	23,51	0,28	0,37	44,86	1,81	0,89	148,97	43,35	melacuaridioritică				
305	181,68	37,10	23,66	22,96	0,10	0,48	17,28	1,62	0,97	147,65	32,82	leucopelitică				
331	208,32	45,71	19,75	19,32	0,32	0,18	78,08	1,80	0,97	165,48	46,47	leucopelitică				

TABELUL 4

Elementele majore și minore din rocile banatitice

Nr. crt.	Nr. probei	Elemente majore %										Elemente minore p.p.m.												
		Si	Al	FeIII	FeII	FeTot	Mg	Ca	Na	K	V	Ni	Co	Cr	Li	Sr	Ba	Ga	Ge	H	Cu	Mo	Pb	$\frac{1}{3} S_2 + K$ (Ca + Mg)
1	333	52,13	17,34	3,30	3,49	6,89	2,24	4,70	2,12	1,95	100	8	7	18	10	1200	500	18	3	18	50	3	24	3,12
2	345	56,32	18,76	2,17	2,71	5,48	1,88	4,40	2,44	1,80	100	8	5	15	8	1000	900	15	3	16	40	3	50	4,30
3	407	57,08	20,99	1,51	2,17	3,74	1,41	4,21	2,67	2,14	100	3	6	3	25	800	850	12	3	10	40	3	20	5,39
4	275	57,08	19,35	2,27	2,14	4,36	1,03	4,00	2,67	1,80	100	3	5	3	30	700	850	17	3	14	40	3	22	5,67
5	432	57,52	17,36	3,05	1,46	4,50	1,14	4,60	2,15	1,45	100	3	5	3	1	600	700	10	3	20	3	3	30	4,73
6	305	57,57	18,95	1,79	1,57	3,37	1,39	4,60	2,41	1,58	100	3	4	5	25	1200	1000	8	3	12	40	3	20	4,55
7	331	59,60	21,64	1,71	2,37	4,08	4,28	3,60	2,20	1,81	100	6	6	3	3	100	1000	20	3	12	3	3	100	3,22

Analist T. Ponta.

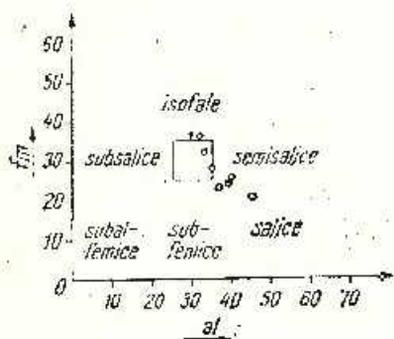


Fig. 4. - Diagrama al-fm.
at-fm - Diagramm.

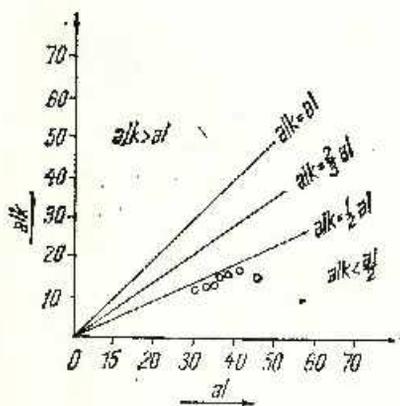


Fig. 5. - Diagrama at-alk.
at-alk - Diagramm

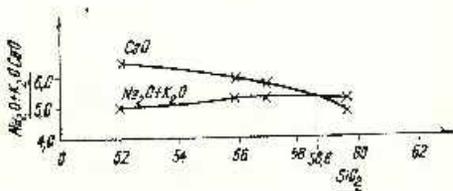


Fig. 6. - Indicele Peacock.
Peacock Index.

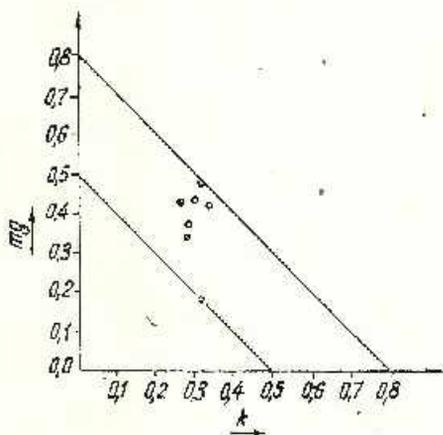


Fig. 7. - Diagrama k-mg.
k-mg - Diagramm.

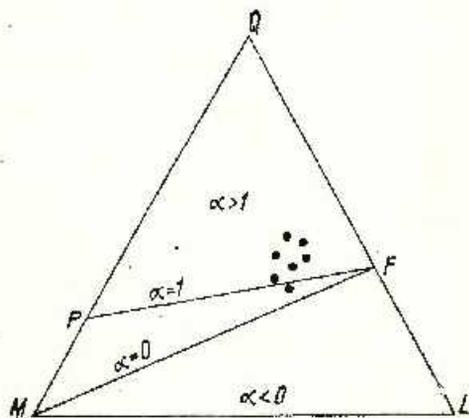


Fig. 8. - Diagrama QLM.
QLM - Diagramm



Valorile parametrilor N i g g l i (tab. 3) ne-a permis construirea următoarelor diagrame de variație:

diagrama *al-fm* (fig. 4), care arată caracterul izofalic-semisalic al magmei cuarț-dioritice;

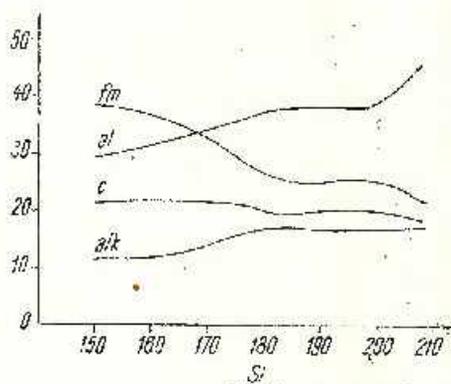


Fig. 9. — Diagrama de variație Niggli.
Niggli — Variationsdiagramm.

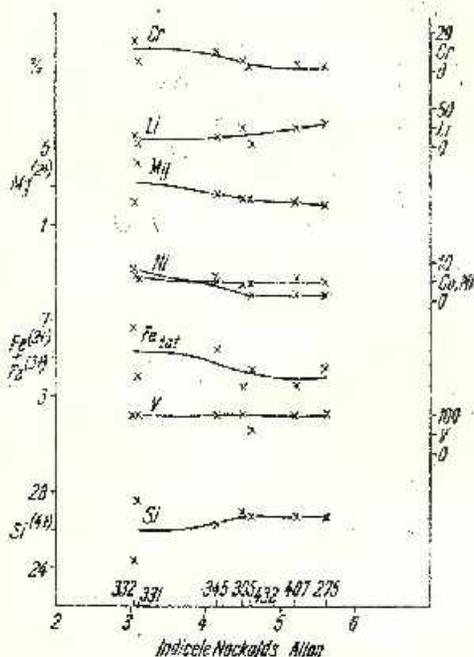


Fig. 10. — Diagrama de variație Nockolds-Alien pentru Si, V, Fe, Ni, Co, Mg, Li, Cr: Änderungen des Si, V, Fe, Ni, Co, Mg, Li, Cr — Haushalten im Nockolds-Alien Variationsdiagramm.

în diagrama *al-alk* (fig. 5) analizele se proiectează în câmpul rocilor sărace în alcalii;

caracterul calcoalcalin al rocilor este confirmat de valoarea indicelui alcalic al lui Peacock (fig. 6);

în diagrama *k-mg* (fig. 7) rocile ocupă un câmp delimitat de diagonalele 0,5 k — 0,5 mg și 0,8 k — 0,8 mg, fapt ce indică de asemenea caracterul subalcalin al rocilor din regiune;

diagrama QLM (fig. 8), în care rocile banatitice ocupă câmpul calcoalcalin, plasându-se în apropierea și deasupra liniei PF.

Diagrama de diferențiere (fig. 9) arată limite de variație restrinse ale parametrului Si (150—210). Curba parametrului *alk* are o ușoară ascendență, în timp ce creșterea curbei *al* este mai pronunțată. Curbele

f_m și e sînt descendente. Rezultă de aici o evoluție normală a magmei intermediare către una slab acidă.

Problee chimice au fost analizate și pe cale spectrală pentru determinarea conținuturilor în câteva elemente minore (tab. 4).

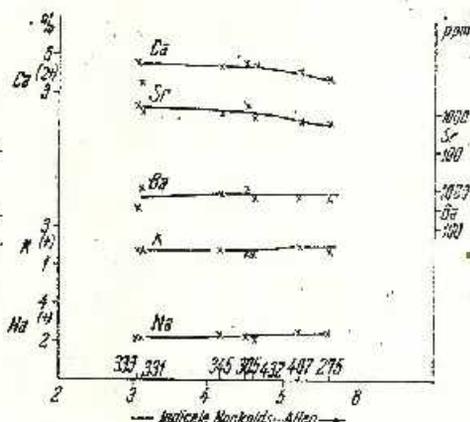


Fig. 11. — Diagrama de variație Nockolds-Allen pentru Na, K, Ba, Sr, Ca.

Änderungen des Na, K, Ba, Sr, Ca - Gehaltes im Nockolds-Allen Variationsdiagramm.

Pentru urmărirea modului de comportare a elementelor minore față de elementele majore din rocile banatitice, s-a folosit metoda de reprezentare diagramatică a lui Nockolds și Allen (1953). Parametri de variație sînt reprezentați prin funcția $\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ pe abscisă și conținuturile procentuale ale elementelor majore și în p.p.m. ale elementelor minore — pe ordonată.

În diagrama din fig. 10 sînt redată curbele de variație pentru Si, Fe, Mg, V, Ni, Co, Li, Cr.

Se observă o creștere constantă a conținuturilor în Si concomitent cu creșterea valorii funcției $\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ și o scădere a magneziului a fierului total în aceeași direcție.

Vanadiul prezintă o variație liniară, menținându-se în mod constant în jurul valorii de 100 p.p.m. Această valoare este identică cu cea citată de Vinogradov (1962) pentru roci eruptive intermediare, în timp ce Turekian, Wedepohl (1961) indică valoarea medie de 88 p.p.m. pentru aceleași tipuri de roci.

Conținuturile în Ni și Co sînt relativ scăzute, menținându-se sub valoarea de 10 p.p.m. Modul de comportare a curbelor de variație pentru aceste două elemente se aseamănă cu situațiile citate în literatură (Nockolds, Allen, 1953) pentru magmele în general sărace în magneziu din seriile calco-alkaline.

Litiul arată o creștere constantă spre capătul mai acid al seriei, prezentînd valori cuprinse între 1 și 30 p.p.m. Conținuturile medii în acest element în rocile eruptive intermediare (Turekian, Wedepohl, 1961) sînt de 24 p.p.m.

Valorile pentru Cr sînt cuprinse între 1 și 18 p.p.m. (valori sub media citată în literatură) arătînd o scădere de la termeni mai baziici spre cei mai acizi.

Pe diagrama din fig. 11 sînt reprezentate curbele de variație pentru Na, K, Ca, Sr, Ba.

Sodiul și potasiul arată o ușoară creștere funcție de indicele *N o c k o l d s — A l l e n*, curbele de variație avînd un caracter liniar.

Alura curbei de variație pentru Ba urmărește îndeaproape pe cea a potasiului, element de care este legat geochimic. Conținutul în bariu variază între 500 și 1000 p.p.m.

Curba de variație a calciului este ușor descendentă funcție de creșterea valorică a indicelui *N o c k o l d s — A l l e n*.

Conținutul în stronțiu variază în limite cuprinse între 700 și 1100. După cum reiese din diagrama din fig. 11, curba stronțiului are o alură identică cu cea a calciului, fapt ce presupune legătura geochimică a acestor două elemente.

Conținuturile în alte elemente minore (Ga, Ge, B, Cu, Mo, Pb), care nu au fost reprezentate diagramatic sînt redată de asemenea în tabelul 4. Din examinarea tabelului rezultă, că valorile acestor elemente se mențin în general în limitele normale pentru rocile eruptive intermediare.

Din datele geochimice prezentate mai sus se poate trage concluzia că evoluția magmei cuarțdioritice, calco-alkaline, a urmat cursul unei diferențieri normale, într-o singură fază de apariție.

METAMORFISMUL DE CONTACT

Punerea în loc a intruziunilor banatitice a fost însoțită în unele locuri de fenomene de contact termic și metasomatic care au determinat transformarea rocilor înconjurătoare și chiar a rocilor eruptive însăși.

La contactul banatitelor cu rocile sedimentare calcaroase s-au format endo- și exoskarne. În regiunea cercetată, aceste roci apar în jurul corpurilor Lîlieci, Purcariu și Nasovăț.

Grosimea zonelor de endoskarne variază de la cîțiva milimetri la cîțiva centimetri. Studiul microscopic pune în evidență o masă fingranulară de epidot, diopsid și cuarț, la care se adaugă relicte de feldspat și plagioclazi și hornblendă.

Exoskarnele au dezvoltarea cea mai mare în zona Lîlieci, nedepășind însă grosimea de 100 m. Din punct de vedere al compoziției mineralogice au fost stabilite următoarele tipuri: skarne cu granați, skarne cu granați și epidot, skarne cu granați, diopsid și wollastonit.

Efectul termic asupra rocilor calcaroase a generat recristalizarea acestora și transformarea lor în calcare cristaline.

La contactul rocilor banatitice cu sedimentele argiloase și grezoase au luat naștere corneene biotitice și mai rar corneene cuarțo-feldspatice cu diopsid.



Acțiunea metamorfozantă a banatitelor asupra rocilor cristaline este mai accentuată în zona corpurilor Liliței și Lăpușnic, manifestându-se în primul rând termic și într-o măsură foarte mică metasomatic.

În general se poate observa pierderea șistozității rocilor și o creștere a dunității. Mineralele caracteristice de contact de tipul cordieritului sau andaluzitului, nu au fost întâlnite. Tipul caracteristic de rocă ce se formează la contactul banatitelor cu șisturile cristaline îl reprezintă corneenele cu biotit și actinot.

O caracteristică a zonei Lăpușnic o constituie aria mare de dezvoltare a rocilor corneificate în apropierea corpurilor de banatite (versantul drept al văii Lăpușnic și valea Cornilor).

Tipurile petrografice cel mai frecvent întâlnite sînt corneenele pelitice și corneenele bazice.

Studiul microscopic a pus în evidență următoarele parageneze:

— cuarț + albit + epidot + biotit (corneene pelitice);

— albit + epidot + actinolit + clorit + (biotit) + cuarț (corneene bazice).

Aceste asociații încadrează rocile în faciesul corneenelor cu albit — epidot (Turner, Verhoogen, 1967).

În câteva secțiuni a fost remarcată și prezența diopsidului în asociație cu cuarțul și calcitul, ceea ce ne indică tranziții spre faciesul corneelor cu hornblendă.

TECTONICA REGIUNII

Structura geologică a suprafeței cercetate este reprezentată prin două unități tectonice: cristalinelul getic și cristalinelul danubian.

În ciclul tectonomagmatic prebaicalian au fost cutate și metamorfozate șisturile cristaline ale domeniului getic: seria de Sebeș-Lotru și seria de Buceava. Seria de Sebeș-Lotru a luat naștere din roci de origine terigenă cu intercalații de magmatite bazice și acide, metamorfozate în condiții de presiune și temperatură înaltă ce au determinat transformări la nivelul izogradului cu disten, izogradului cu staurolit și izogradului cu almandin. Seria de Buceava este reprezentată printr-o stivă de roci psamo-pelitice, în care s-au intercalat la diferite nivele produsele unui intens magmatism bazic și acid: keratofire, gabbrouri, peridotite, dolerite, tufuri și tufite bazice, tufuri și tufite acide, stivă metamorfozată la nivelul zonei cu clorit. Savu (1973) separă prin seria de Miniș și seria de Buceava zona cu biotit de zona cu clorit și dă o imagine complexă asupra desfășurării metamorfismului progresiv regional. În timpul desfășurării proceselor de metamorfism, în axul structurii majore s-a manifestat un plutonism ce a determinat punerea în loc a unor mari corpuri granitoide acide.

Tectonica primară a șisturilor cristaline din seria de Sebeș-Lotru în aria cercetată este reprezentată printr-o structură monoclinală orientată nord-est — sud-vest, corespunzătoare flancului sudic al structurii primare în virgație a munților Semeinic, iar seria de Buceava se dispune



într-o structură sinclinală orientată nord-est — sud-vest, ce constituie una din structurile secundare ale virgației (Savv, 1973).

Șisturile cristaline aparținând autohtonului, seria de Toronița, s-au format pe seama unor roci psamo-pelitice, șisturi calcareoase și roci amfibolice metamorfozate la nivelul zonei cu clorit, în cadrul ciclului tectonomagmatic baicalian.

Ciclul alpin a început să se manifeste în barremian, când mișcări diastrofice au condus la extinderea considerabilă a ariilor de sedimentare. Exondarea generală a domeniului getic este pusă pe seama diastrofismului austriac. Diastrofismul subhercinic a determinat caracterul transgresiv al depozitelor senoniene, iar cel laramic a desăvîșit pinza getică și principalele aspecte structurale ale domeniului getic.

Tectonica plicativă a atins maximum de intensitate, fiind urmată de etapa de evoluție tardi-geosinclinală însoțită de elemente disjunctive. Tectonogenezei laramice îi sînt asociate corpuri intrusive și vulcanice, ale căror produse se dispun pe trei aliniamente corespunzătoare celor trei sisteme de fracturi profunde, de vîrstă prelaramică sau laramică.

Elementele disjunctive majore sînt reprezentate în sectorul sudic prin sisteme de falii și planul șariajului pinzei getice. Aceste falii, din punct de vedere genetic sînt direcționale — tip *bc*, transversale — tip *ac* și oblice tip *abc*, cele mai importante fiind eele de tip *ac*, care au provocat compartimentarea în blocuri a șisturilor cristaline de Sebeș-Lotru. Dintre falile de tip *bc*, amintim dislocația situată în versantul drept al văii Oravița, de-a lungul căreia s-au produs mișcări de basculare ce au determinat ridicarea compartimentului sud-estic pînă la nivelul izografului cu disten. De asemenea, contactul dintre getic și autohton a fost fragmentat de o serie de falii transversale de tip *ac*, care au afectat în parte atît șisturile cristaline din ambele unități cît și depozitele cretace superioare.

În sectorul nordic, tectonica disjunctivă este dominată de o falie situată la contactul dintre seria de Sebeș-Lotru și seria de Buceava, care determină pe lîngă o ridicare a compartimentului nord-vestic și o deplasare spre nord-est a acestuia, de-a lungul planului de falie. Partea de sud a zonei este afectată de un sistem de falii generate de instalarea bazinului intracratonic Bozovici.

CONCLUZII GENERALE

Rocile eruptive banatitice din zona Liubcova — Lăpușnicu Mare se aliniază pe o direcție NNE—SSW, străbătînd atît cristalinelul domeniului getic și daniubian, cît și depozitele sedimentare de vîrstă cretacică superioară.

Formele de zăcămint sînt reprezentate prin apofize, dykuri, siluri și corpuri de dimensiuni reduse. Cele mai importante corpuri de la nord spre sud sînt: Lăpușnicu Mare, Nasovăt, Purcariu și Lilicea.



Tipul petrografic predominant îl constituie monzodioritele cuarțifere cu mari variații structurale, de la faciesuri echigranulare holocristaline la faciesuri porfirice și microporfirice.

Magma din care au luat naștere rocile banatitice a fost o magmă intermediară cuarțdioritică, cu un curs normal de diferențiere.

Variația conținutului în elemente minore urmărește sensul diferențierii magmelor din seriile calcocalealine.

BIBLIOGRAFIE

- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verl. Basel, Stuttgart.
- Codârcea A. (1940) Vués nouvelles sur la tectonique du Banat Méridionale et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX, 1-73. Bucarest.
- Pop G. (1963) Contribuții la cunoașterea cretacicului din zona Sopot (Banatul de sud). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.* VIII/2, 171-184. Bucaresti.
- Giusecă D., Cioflică G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Inst. Geol.* XXXV, 13-47. Bucaresti.
- Năstăsescu S. (1964) Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița—Moldova Nouă. *An. Com. Geol.* XXXIII, 291-343. Bucaresti.
- Noekolds S. P., Allen R. (1953) The geochemistry of some Igneous rock series. *Geoch. et cosmoch. Acta.* 4, 105-142.
- Savu H. (1965) Structura în virgație a cristalinelor munților Semeie. *D. S. Com. Geol.* I, 14, 169-184. Bucaresti.
- (1973) Stratigrafia, tectonica și metamorfismul formațiunilor din etajul superior al precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., ser. geol.* 18, 13-28. Bucaresti.
- Streckeißen A. (1931) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales, *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, 327-418. Bucarest.
- (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2-3, 144-240. Stuttgart.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Enl. geol. Soc. Am.* 72, 175-192. Boulder.
- Turner F. J., Verhoogen J. G. F. (1967) Petrologia magmatică și metamorfică. Ed. tehn. Bucaresti.
- Vinogradov A. P. (1962) Srednie srederejnaja chimiceskih elementov v glavnlr tipah izverzenih gornih parod zemnoi korl. *Geochimia.* 5, 555-571. Moskva.
- Winkler G. P. (1970) Abolition of Metamorphic Facies. *N. Jb. Miner.* 5, 189-248. Stuttgart.



BEITRÄGE ZUM STUDIUM DER BANATITISCHEN ERUPTIVGESTEINE IM GEBIET LIUBCOVA — LĂPUȘNICUL MARE (SÜD-BANAT)

(Zusammenfassung)

Das Gebiet Liubcova — Lăpușnicul Mare liegt am Westabhang des Almaș-Gebirges und im südwestlichen Teil des Semenic-Massives.

Als ein allgemeines Kennzeichen dieses Gebietes kann man die grosse Mannigfaltigkeit der geologischen Beschaffenheit betrachten. Es konnten sowohl kristalline Schiefer- und Sedimentkomplexe (Sebeș—Lotru Serie, Buceava Serie, Toronțița Serie, beziehungsweise Kreide-, Torton und Quartär-Ablagerungen), als auch Eruptivgesteine (Granitoide und Banatite) und Kontaktformationen unterschieden werden.

Detaillierte Kartierungsarbeiten und das Studium der Mineralassoziationen ermöglichten es uns im Rahmen der kristallinen Schiefer-Komplexe das Auftreten verschiedener metamorpher Isograde festzustellen (Disien-, Staurolit- und Almandin Isograd).

Die banatitischen Eruptivgesteine, die als spätogene subsequente Magmatite der karpathischen Orogenese betrachtet werden müssen, erstrecken sich auf einer NNO—SSW streichenden Linie (Giuceă et al., 1966) und durchqueren die kristallinen Schiefer-Komplexe sowie die oberen Kreide-Formationen. Die häufigsten Erscheinungsformen der Banatite sind Gänge, Lagergänge und Apophysen. Von den Eruptivstöcken, deren Auftreten seltener ist, wären lediglich vier erwähnenswert: Lăpușnic, Nasovăț, Purcariu und Lileci.

Auf Grund der mineralogisch-quantitativen Bestimmungen und der Projektion der Werte in das QAP-Diagramm (Abb. 3), konnte festgestellt werden, dass die meisten Banatitgesteine dem Quarzmonzonit-Typus angehören. Die petrographische Einförmigkeit wird hingegen durch die strukturelle Vielfältigkeit weitgemacht: von holokristallinen, körnigen Strukturen, mit fein- und grobkörnigen Abarten, bis zu lypischen porphyrischen Strukturen konnten sämtliche Zwischenstadien unterschieden werden, wobei aber das Vorherrschen der porphyrischen Strukturen zu beachten ist.

Zwecks genauere Bestimmung der banatitischen Eruptivgesteine wurden aus der Pauschalanalyse (Tab. 1) verschiedene Werte errechnet: CIPW, QAP, An % (Tab. 2), Niggli und QLM (Tab. 3). Aus den Diagrammen der Niggliwerte (Abb. 4—9) wurde ermittelt, dass die Banatite einem intermediären, quarzdioritischen Magma entstammen, dessen Differentiationsprozess normal verlief. Das Studium der Spurenelemente wurde nach der Methode Nockolds, Allen (1953) vorgenommen. Die Werte dieser Elemente sind in Tabelle 4 wiedergegeben. In unserer Diskussion über den Gehalt an Spurenelementen wurden, zum Vergleich, die von Turckian, Wedepohl (1961) errechneten Mittelwerte für intermediäre Eruptivgesteine benützt. Es konnte dabei festgestellt werden, dass die in Banatiten enthaltenen Spurenelemente die Grenzwerte für intermediäre Eruptivgesteine im allgemeinen nicht überschreiten. Die Variationsdiagramme (Abb. 10, 11) zeigen einen Kurvenverlauf der für die Magmatypen der kalkalkalinen Reihe kennzeichnend ist (Nockolds, Allen, 1953).

Im Kontakthof der Haupteruptivstöcke (Lăpușnic, Nasovăț, Purcariu, Lileci) sind, je nach Beschaffenheit der angrenzenden Gesteine, verschiedene Kontaktformationen entstanden: Skarne, Hornfelse, kristalline Kalke u.a.

Der geologische Werdegang des erforschten Gebietes kann wie folgt dargestellt werden:



Im vorassynklinalen Zyklus wurden die kristallinen Schiefer des Getikums (Sebeș-Lotru Serie und Buccava Serie) gefaltet und metamorphisiert. Die assynklische Orogenphase bewirkte die Faltung und gleichzeitige Metamorphose der Ablagerungen des Danubikums (Toronița Serie).

Die diastrophischen Bewegungen, die sich während des Barrens bemerkbar machten, kündigen den Beginn des alpinen Zyklus an. Der transgressive Charakter der Senonablagerungen ist auf die Bewegungen der subherzynischen Phase zurückzuführen. Es folgt die laramische Faltungsphase, in der die Überschiebung des Getikums über das Danubikum stattfand und die strukturellen Hauptaspekte des Getikums vervollständigt wurden. Das Emporsteigen der Banatite, als spätorogene Magmatite der laramischen Orogenese, erfolgte durch die tektonische Kontrolle von drei tiefen Bruchsystemen.





PLAȘA I



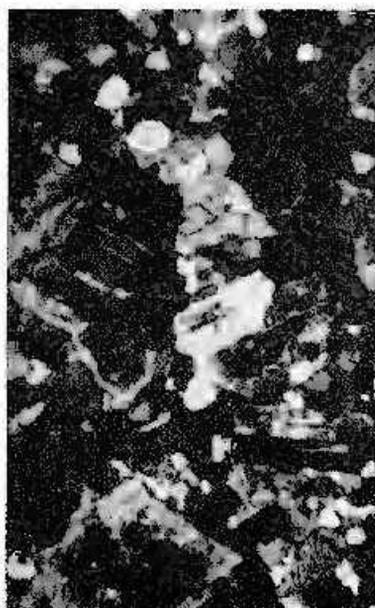
PLANȘA I

- Fig. 1. - Monzodiorit cuarțifer, Valea Liliiec, Nic - ; $\times 10$.
Quarzmonzodiorit, Lilieci-Tal. + Nic; $\times 10$.
- Fig. 2. Monzodiorit cuarțifer porfiric, Valea Oravita, Nic. + ; $10 \times$,
Porphyrquarzmonzodiorit, Oravița-Tal. - Nic; $\times 10$.
- Fig. 3. - Monzodiorit cuarțifer porfiric, Valea Nasovă, Nic. + ; $\times 10$,
Porphyrquarzmonzodiorit, Nasovă-Tal. + Nic; $\times 10$.
- Fig. 4. - Latiandezit cuarțifer, Valea Lăpușnic, Nic + ; $\times 10$.
Quarzlatiandezit, Lăpușnicu-Tal. + Nic; $\times 10$.





1



2



3



4

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

TAFELERKLÄRUNG

Tafel II

Geologische Karte des Gebietes Lăpușnicul Mare—Limbocva (Südbanat).

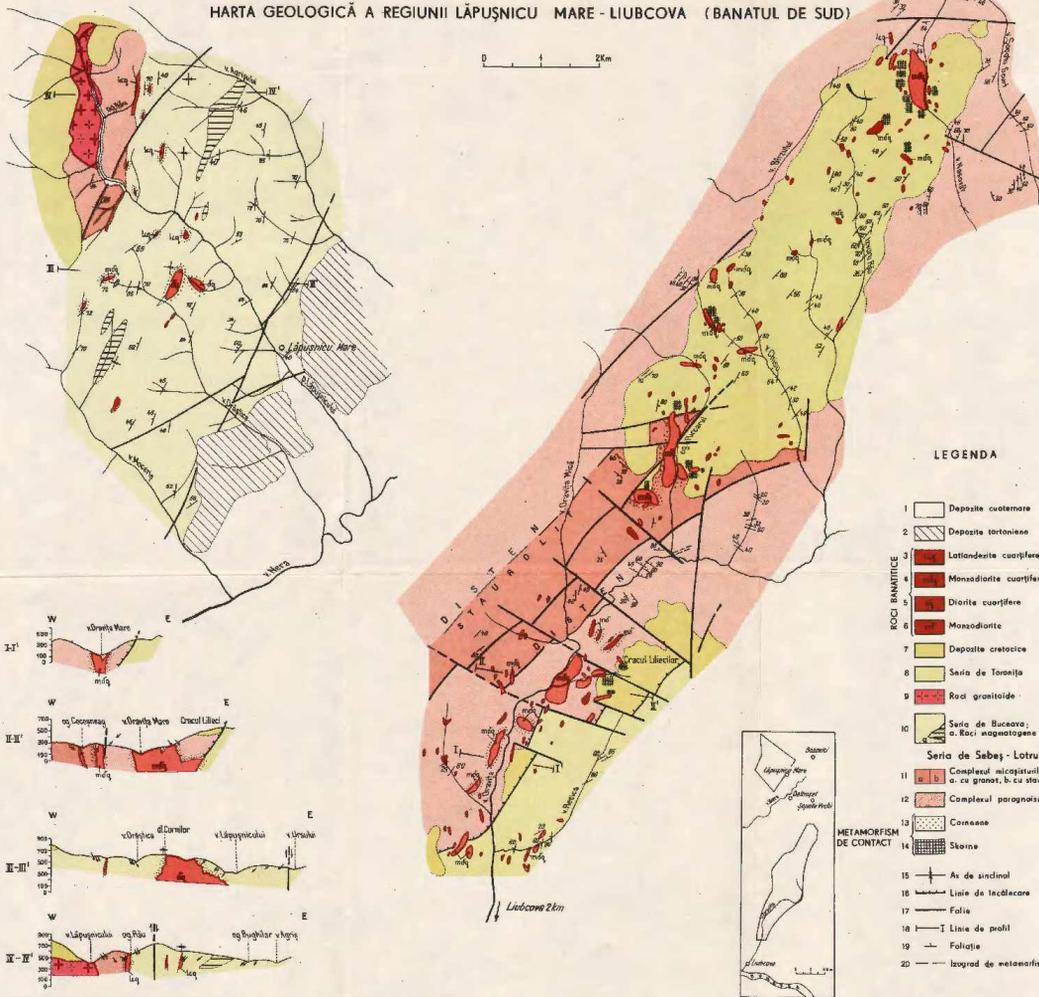
1, Quartär; 2, Torton Basalte; 3, Quarzlatitandesite; 4, Quarzmonzodiorite; 5, Quarzdiorite; 6, Monzodiorite; 7, Kreide; 8, Toronița-Formation; 9, Granitoide; 10, Buceava-Formation; a, Metacryptogesteine, Sebes—Lotru-Formation; 11, Glimmerschiefer-Komplex; 12, Paragneiss-Komplex, Kontaktgesteine; 13, Hornschiefer; 14, Skarne; 15, Fallachse; 16, Überschiebungsfäche; 17, Verwerfung; 18, Linie des geologischen Schnittes; 19, Schieferung.



K. GUNNESCH, MARINA GUNNESCH, I. SEGHEDI, C. POPESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII LĂPUȘNICU MARE - LIUBCOVA (BANATUL DE SUD)

0 1 2 Km



LEGENDA

- 1 Depozite cuaternare
- 2 Depozite terțiarie
- 3 Llandovery cuarțifere
- 4 Mesodionite cuarțifere
- 5 Diabazite cuarțifere
- 6 Mesodionite
- 7 Depozite cretacee
- 8 Săria de Toronja
- 9 Rocă granitoide
- 10 Săria de Bucșana; Rocă magmatogenă
- 11 Săria de Sebeș - Lotru
- 12 Complexul micististurilor: a. cu granit, b. cu staurolit
- 13 Complexul porofanitozilor
- 14 Conesens
- 15 Skovine
- 16 Ar de sindinal
- 17 Linie de tectonizare
- 18 Falie
- 19 Faltozie
- 20 Izopod de metamorfiză

1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR ERUPTIVE

FORMAȚIUNEA RIOLITELOR IGNIMBRITICE DIN PARTEA
VESTICĂ A MASIVULUI VLĂDEASA (MUNȚII APUSENI)¹

DE

GHEORGHE ISTRATE²

Abstract

Ignimbritic Rhyolites Formation in the Western Part of the Vlădeasa Massif (Apuseni Mountains). The Vlădeasa eruptive massif represents a distinct petrographic unit within the banatitic province. It is characterized by the intimate association of volcanites with the intrusive bodies constituting a volcano-plutonic complex. Located in the connection zone of the Bilor Mts with the Pădurea Craiului Mts, the Vlădeasa massif constitutes the most important occurrence of Laramian magmatites in Romania. The later geological researches led to the clearing up of the structure of this massif, of the evolution of magmatic phenomena as well as of the main characteristics of the banatitic rocks in this region. The main observations resulted from the study of the most widespread volcanites in this area — rhyolites — are presented further on. The great variety of the structural and textural characteristics, of the morphology of rock bodies, as well as of the volcanic processes from which they originated, and other characteristics proper to ignimbrites justify their presentation under a collective denomination as ignimbritic rhyolites formation. The ignimbritic rhyolites outcrop with an average thickness of about 200 m on a surface of over 200 km² in the western part of the Vlădeasa massif, thus the volume of the released magma could be estimated at about 40 km³. The main petrographic characteristics led to the separation of several rock facies belonging to two classes of structures: eutaxitic and vitrophyric. Thus, in the peripheral parts of the massif, one may find subvolcanic bodies, partly extrusive rocks represented by eutaxitic and massive facies, while in the central and western parts, the eruptions came up at the surface and determined the occurrence of welded tuffs and vitrophyres. The autometamorphic phenomena, as well as the late hydrothermal activity connected with the replacement of some superficial banatitic intrusive bodies, determined the occurrence of more intensely hydrothermalized zones within the ignimbritic rhyolites formation; various parageneses made up of epidote, actinolite, chlorite, albite, adularia, sericite, quartz, calcite

¹ Comunicare în ședința din 24 mai 1974.

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



and zoolites are to be found. The tectonic phenomena subsequently to the replacement of the ignimbritic rhyolites formation is felt by the dislocation of some of its compartments and by the replacement of the Laramian intrusive bodies after which the evolution of this region has been, broadly speaking, closed.

I. CONSIDERAȚII GENERALE ȘI ISTORICE

Masivul eruptiv Vlădeasa se află în partea de nord a Munților Apuseni (fig. 1) la limita dintre munții Bihor și Pădurea Craiului. Acești munți sînt constituiți din formațiuni sedimentare mezozoice ce aparțin în cea mai mare parte ciclului orogen alpin și care se dispun pe șisturi cristaline mezometamorfice și epimetamorfice. Fapt caracteristic pentru acest sector al Munților Apuseni, îl constituie existența a două unități structurale suprapuse, autohtonul de Bihor — Pădurea Craiului și sistemul pînzelor de Codru, dislocate frecvent de fracturi. Unele fracturi profunde, au servit în timpul tectogenezei laramice drept căi de acces spre suprafață unor mase mari de magme sialice, banatitice, ce au format corpuri intrusive superficiale, corpuri subvulcanice sau uncori, vulcanice.

Masivul Vlădeasa se situează pe amplasamentul unui bazin de sedimentare de mică adîncime, format în Cretaciacul, superior după faza subhercinică, determinat de sistemele de fracturi est-vest sau nord est — sud vest. Depozitele sedimentare ce constituie umplutura acestui bazin aparțin în totalitatea Senonianului în faies de Gosau.

Formațiunile metamorfice și sedimentare ce constituie fundamentul bazinului Vlădesei și aflurează în zonele învecinate au fost studiate mai de mult de Hauer (1852), Szontagh (1907) Rozložnic (1915) Pálffy (1917) și mai recent de Kräutner (1941 a, b), Dumitrescu (1959), Patrușiu (1956), Pauline (1958), Preda (1962), Ș. și Nadia Cîmpeanu (1968), Patrușiu Bleahu, (1967), etc.

Spre deosebire de alte sectoare nordice ale Munților Apuseni ce au fost studiate în detaliu, informațiile cu caracter geologic asupra zonei vestice a masivului Vlădeasa sînt foarte sumare. Cu mult timp în urmă, Hauer, Stache (1863) semnaleză și descriu unele roci din Vlădeasa ca trahite cuarțifere pentru care propun ca termen mai potrivit „dacit”, deoarece rocile în care oligoclazul și hornblenda predomină față de ortoclaz și biotit se găsesc foarte răspîndite pe teritoriul vechii Dacii. Ulterior, trebuie amintite studiile de la începutul acestui secol efectuate în Vlădeasa de Szádeczky (1904, 1915, 1930) care aduce importante precizări privitoare la petrografia masivului și la vînta acestuia.

Cele mai prețioase și complete contribuții la cunoașterea masivului Vlădeasa au fost furnizate de Giușcă (1950 a) care, pe lângă un minucios studiu petrografic prezintă geneza și evoluția masivului, originea magmei și succesiunea fenomenelor magmatice, procesele termo — metamorfice asociate precum și prima hartă geologică mai detaliată a părții



centrale și estice. Extremitatea vestică a acestei hărți reprezintă și o parte din zona studiată în lucrarea de față.

În ultimii ani au fost reluate cercetările privitoare la constituția geologică a acestui masiv. A fost definit complexul vulcano-plutonice al Vlădesei (Giușcă et al. 1969), au fost aduse noi contribuții stratigrafice și paleontologice (Dragoș, 1971), au fost prezentate lucrări de sinteză și prima hartă geologică detaliată a întregului masiv (Ștefan, 1971³; Istrate, 1971⁴).

A) Depozite senoniene

La alcătuirea geologică a masivului Vlădeasa participă, pe lângă formațiunile eruptive banatitice, depozitele sedimentare senoniene. Pe alocuri au fost identificate și apariții restrinse de formațiuni mai vechi, mezozoice-presenoniene, reprezentate prin roci carbonatice sau detritice, sau chiar șisturi cristaline ce apar în zonele marginale ale masivului (fig. 1).

Foarte răspândite și interesante sînt depozitele senoniene, deoarece prin asocierea lor intimă cu eruptivul dau indicații asupra vârstei relative

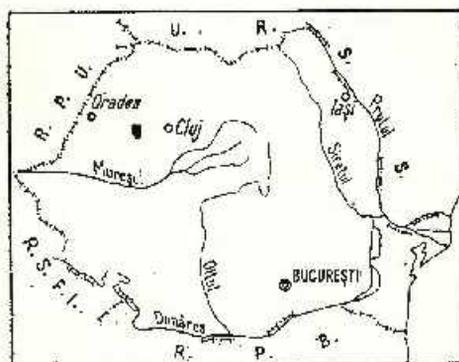


Fig. 1. — Localizarea regiunii studiate pe harta României.

Localisation de la région investiguée sur la carte de la Roumanie.

a acestuia și asupra modului în care s-au manifestat. Existența și a altor bazine de sedimentare senoniene în nordul Munților Apuseni formate datorită distrofismului subhercinic sau mediteranean cînd a avut loc și șariajul pînzei de Codru peste autohtonul de Bihor — Pădurea Craiului, unde Senonianul se dispune pe ambele aceste unități, conferă acestor depozite caracterul post-tectonic, ele constituind un ultim ciclu de sedimentare în cadrul Apusenilor de nord. Observațiile recente atestă existența în Vlădeasa a Senonianului începînd cu Coniacianul pînă la Maestichtianul inferior

³ A. Ștefan. Studiul petrografic al masivului Vlădeasa (partea de est) 1971. Arh. Inst. Geol. Buc.

⁴ G. Istrate. Studiul petrografic al masivului Vlădeasa (partea de vest). 1971. Arh. Inst. Geol. Buc.

fiind dezvoltat exclusiv în facies de Gosau (Denisa și M. Lupu⁵, 1969; Dragoș, 1971). Depozitele respective sînt foarte bogate în macrofaună și microfaună ceea ce permite o bună orizontare a lor.

Apariția la partea superioară a unui aport, uneori însemnat, de material eruptiv ne-a determinat să separăm în cadrul depozitelor senoniene două complexe: complexul sedimentar și complexul vulcano-sedimentar.

1. Complexul sedimentar. Depozitele senoniene au o răspîndire destul de însemnată în partea nordică a regiunii, în treVi. Caprei și valea Izvorului. Mai departe, pe rama vestică a masivului depozitelor senoniene constînd din microconglomerate și stive de siltite, marne argiloase și marnocalcare, calcare cu hypuriți, sînt puternic dislocate de mici corpuri de dacite și microgranite și de impozanta masă de riolite ignimbritice.

Cele mai interesante și complete profile, mai puțin deranjate tectonic, unde succesiunea stratigrafică poate fi bine urmărită iar conținutul paleontologic este bogat, se întîlnesc în sectorul nordic pe văile mai importante: valea Lungșorului, pîrul Zimbrului și pîrul Sălhișului și pe culmile învecinate. În această zonă complexul sedimentar senonian se dispune pe șisturile cristaline mezometamorfice retromorfozate și este constituit din trei orizonturi (fig. 2): a) orizontul conglomeratic bazal; b) orizontul marnos-siltitic micaceu; c) orizontul grezos-microconglomeratic cafeniu.

Grosimea acestor depozite senoniene depășește 200 m în acest sector, spre vest reducîndu-se treptat o dată cu schimbările spre faciuri mai calcaroase.

2. Complexul vulcano-sedimentar. În partea nordică a regiunii, deasupra complexului sedimentar senonian se dispune complexul vulcano-

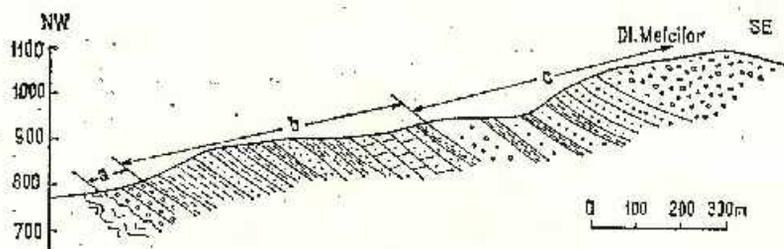


Fig. 2. — Succesiunea depozitelor senoniene. Profil schematic pe valea Lungșorului.

1, șisturi cristaline mezometamorfice retromorfozate; 2a, orizontul conglomeratic bazal; 2b, orizontul marnos-grezos micaceu; 2c, orizontul gresilor microconglomeratice.

Succession des dépôts sénoniens. Coupe schématique dans la vallée du Lungșoru. 1, schistes cristallins mésométagéniques rétomorphisés; 2a, horizon conglomeratique basal; 2b, horizon marno-gréseux micacé; 2c, horizon des grès microconglomeratiqués.

⁵ Denisa Lupu, M. Lupu. Monografia depozitelor în facies de Gosau din România. (1969). Arh. Inst. Geol. Geof. București.

sedimentar, avînd grosimi de 150—200 m, constituit dintr-un amestec în proporții variabile de material sedimentar și eruptiv.

Între valea Drăganului și valea Iadului, ca o bordură a masei întinse, de riolite se întîlnesc tufobrecii, conglomerate cu elemente de eruptiv psamotufuri vitrocristalolito-clastice sugerînd un depozit haotic cu slabă stratificație, silicificat la contactul cu riolitele.

Depozite asemănătoare se întîlnesc și mai spre sud, formînd platoul Munciei — Piatra Calului și în vest, pe dealul Stîngu.

Disponerea spațială și faptul că în aceste depozite sînt remaniate și silite micacee din complexul sedimentar senonian subiacent alături de alte fragmente de roci din fundamentul regiunii atestă caracterul transgresiv al acestor depozite. Cantitatea uneori însemnată de material vulcanic fin pulverizat sau sub formă de blocuri, uneori de dimensiuni mari conținute în acest depozit, reprezintă un indiciu al începerii activității vulcanice, simultane cu depozitarea materialului detritic, în condiții submarine, cel puțin la început. Amploarea fenomenelor vulcanice explozive trebuie să fi fost însemnată dacă se are în vedere marea arie de răspîndire a acestor depozite și volumul lor. După natura elementelor de roci vulcanice prinse în aceste depozite, andezite, dacite, dar mai ales riolite și ponderea fiecăreia din aceste roci la alcătuirea masivului Vlădeasa, reiese că formarea complexului vulcano-sedimentar a fost controlată de punerea în loc a formațiunii riolitice.

Momentul acestui fenomen este cu siguranță spre sfîrșitul Senonianului în una dintre subfazele tectogenezei laramice.

B) Formațiunile eruptive ale masivului Vlădeasa

Magmatitele laramice s-au manifestat în masivul Vlădeasa cu unele caractere particulare, deosebite de restul provinciei banatitice. Fenomenele subvulcanice cu punerea în loc a unor corpuri de andezite, dacite și mai ales riolite, cu forme de zăcămint variate (cupole de extruzie, filoane, pinze intrusive sau conolite) au condus la apariția unor mari variații structurale și texturale ale rocilor.

Împreună cu micile corpuri intrusive din interiorul masivului (lacolite sau simple apofize) activitatea magmatică s-a manifestat pe o vastă suprafață (numai partea vestică a masivului reprezentînd peste 250 km²) și pe un interval de timp de asemenea destul de larg, de la sfîrșitul Cretacicului pînă probabil în Eocen, constituint un complex vulcano-plutonice (Giugă, et al. 1969).

Activitatea magmatică s-a manifestat în strînsă legătură cu fenomenele tectonice care au generat spre sfîrșitul Cretacicului o serie de fracturi importante orientate predominant nord-est—sud-vest, după care, un teritoriu destul de vast s-a afundat formînd baziinul post-tectonic al Vlădesei. La nord s-a individualizat baziinul Remeți cu formațiuni mezozoice, delimitat de două fracturi importante, fractura din sud marcînd limita cu baziinul Vlădesei. Această fractură este jalonată pe alocuri de mici corpuri alungite de dacite cu hornblendă, propilitizate și de

dyke-uri de porfir granitice. Corpurile de dacite se regăsesc și la vest de valea Iadului, în valea Meziadului, la Poiana Bălințel, pe virful Mermezii și la Stina de Vale, în sud. Se remarcă o asociere permanentă a aparițiilor de dacite cu sedimentele senoniene și dispunerea lor la marginea marelui corp de riolite, în zonele labile care au condiționat și formarea bazinului Vlădeasa.

Tot în zonele marginale și labile se găsesc aparițiile de andezite și de roci bazice spilitizate din zona văii Meziadului (Istrate, Preda, 1970). Punerea lor în loc a fost condiționată de fracturi cu direcția NW — SE. Cum punerea în loc a triadei spilite-bazalte-andezite-dacite s-a făcut la momente diferite rezultă că aceleași fracturi au fost reluate în momente diferite pînă cînd s-au cicatrizat.

O arie mai importantă de andezite se întîlnește la marginea sudică a masivului, la izvoarele văii Drăganului. Andezitele cuarțifere cu hornblendă din această zonă străbat brechiile senoniene constituind o pînză intrusivă și revărsări de lave; apariția lor la suprafață a fost condiționată de o importantă fractură cu direcția NE-SW.

Ultimele episoade în evoluția magmatismului laramic le constituie punerea în loc a formațiunii riolitelor ignimbritice succedată la scurt interval de timp de corpurile granodioritice care intersectează structurile vulcanice anterior formate. Acestea au reprezentat manifestarea paroxismală a magmatismului laramic în regiune.

II. FORMAȚIUNEA RIOLITELOR IGNIMBRITICE

A) Răspîndire, considerații genetice

Fiind răspîndite pe mai mult de 200 km² numai la vest de valea Drăganului, rocile care dau nota caracteristică întregului masiv, au fost remarcate și de Giușcă (1950 a) ca avînd anumite particularități, motiv pentru care le-a numit „riolite de Vlădeasa”. Faptul cel mai izbitor îl constituie aspectul foarte neomogen, marea cantitate de xenolite și textura lor fluidală dată de lentile verzui alungite, cu forme bizare.

Cercetările din ultimii ani asupra întregului teritoriu din vestul masivului Vlădeasa au permis delimitarea cu precizie a ariei de răspîndire a acestor roci. La nord vin în contact cu bazinul mezozoic Remeți, la Vest aproximativ cursul superior al rîurilor Schodol și Meziad; limita sud-vestică o constituie marea culme Vf. Plopișului — Piatra Tisei — Vf. Poienii iar la est au fost urmărite pînă în valea Drăganului dar se continuă pînă la est de Vf. Vlădeasa (Giușcă, 1950 a; Giușcă et al., 1969; Ștefan, 1971⁶).

Pe toată această arie de răspîndire a lor, desigur condițiile geologice nu au fost identice, astfel că în prezent se întîlnesc variate aspecte structurale și texturale ceea ce a impus separarea mai multor faciesuri de roci reunite sub numele colectiv „formațiunea riolitelor ignimbri-

⁶ Op. cit. pct. 3.



tice". Asemănările de compoziție chimică și mineralogică nu ar justifica separarea mai multor tipuri de roci. Un rol important în afara condițiilor geologice locale care au condiționat forma de zăcămint l-a jucat distribuția nmeniformă a marii cantități de substanțe volatile înglobate în magmă, care îi conferă acesteia o mare mobilitate și o apreciabilă forță explozivă.

Unii autori au propus ca o astfel de magmă să fie numită ignimbritică (Rittmann, 1963; Bordet et al., 1963) iar produsele generate au fost descrise sub nume foarte diferite și ca un exemplu, numai rocilor în facies eutaxitic prezentate în această lucrare le-ar corespunde: ignimbrite — lenticulite (Marshall, 1932, 1935 în Steiner, 1960); ignispumite (Pantó, 1962, 1964), owharuite (Grange, 1934) și eutaxite (Fritsch, Reiss, 1868 în Ross, Smith, 1961), tufolave (Vlodaveț, 1957, Shirinian, 1963), ignimbrite — lave (Vincent, 1960), ashflow tuffs, welded tuff (Ross, Smith, 1961); froth-flow (Mc. Cull, 1965).

În cele ce urmează noi am optat pentru folosirea termenului „ignimbricit” numai cu sens descriptiv deoarece rocile din Vlădeasa se încadrează cu siguranță în această categorie de roci; sensul genetic sau vulcanologic crează încă, unele confuzii și are la bază multe argumente neverificate.

Riolitele ignimbractice din estul masivului Vlădeasa reprezintă în ansamblu un corp stratiform constituind ca mod de punere în loc pinze intrusive (Ștefan, 1971)⁷ la limita dintre fundamentalul cristalino-mezozoic și cuvertura de sedimente senoniene sau curgeri în cadrul acestora în vest. Acest fapt este evident dacă luăm în considerație părțile periferice ale masei de riolite caracterizată prin faciesul eutaxitic. În partea sudică a regiunii unde s-a conservat o parte din acoperișul de depozite senoniene ce constituie platoul Muncei — Piatra Cadului situat la aproape 1400 m altitudine, trecerea de la riolitele ignimbractice reprezen-

Fig. 3. — Schița aflorimentului de pe pînă Niesului.

- 1, riolit porfiric-cenușiu; 2, riolit tufaceu fluidal; 3, breccie „riolitizată”; 4, riolit tufaceu cu cuarț rulat; 5, breccii „riolitizate” negre; 6, breccii tufacee

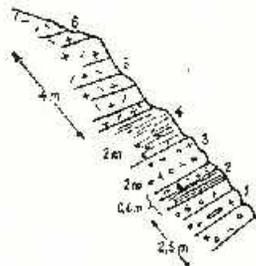


Schéma de l'afloriment de la vallée du ruisseau de Niesușu.

- 1, rhyolite porphyrique gris; 2, rhyolite tuffacé fluidal; 3, brèche „rhyolitisée”; 4, rhyolite tuffacé montrant du quartz roulé; 5, brèches „rhyolitisées” noire; 6, brèches tuffacées.

tînd nivelele superioare ale magmei veziculată — ale unei camere magmatice superficiale, agresive din cauza conținutului ridicat de volatile, la breccii de deasupra, se face gradat, uneori fiind dificilă să se trase o limită exactă (fig. 3). Acest fapt se complică și mai mult deoarece în

⁷ Op. cit. pct. 3.

aproapierca contactului, pe cîtiva metri, riolitele sînt pline de xenolite provenite din acoperișul parțial digerat și mai mult datorită aureolei hidrotermale care maschează natura reală a rocilor supuse acestor transformări (fig. 4). Rocile cu facies eutaxitic s-au format printr-un proces de curgere laminară a magmei fin veziculate din zona apicală a camerei

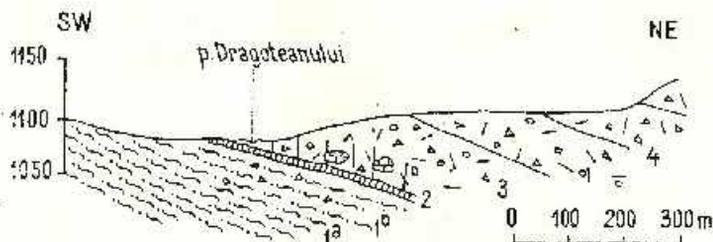


Fig. 4. — Schiță de detaliu a contactului de pe pîrîul Dragoteanului.
1a, riolite eutaxitice negre; 1b, riolite negre cu elemente de calcare și gresii înglobate; 2, contact cu silicifieri; 3, breșii „riolitizate”; 4, breșie senoniană.

Schéma détaillé du contact de la vallée du Dragoteanu.

1a, rhyolite eutaxitique noire; 1b rhyolite noire à éléments de calcaires et de grès; 2, contact avec des silicifications; 3, brèches „rhyolitisées”; 4, brèche sénonienne.

magmatică, neomogenizată datorită distribuției neuniforme a gazelor pe care le-a conținut și care au condus la apariția acelor texturi pseudobrechiose. Ritmul veziculării și al răcirii magmei a dus la diferențierea a două calități de magmă, una mai fin veziculată și mai fluidă care a rămas ca șlire lenticulare alungite cu capete efilate, verzui (pseudofiamme, pseudoanclave), mai închise la culoare, cealaltă mai larg veziculată și mai viscoasă care prin răcire s-a fragmentat dînd o pulbere cineritică ce formează fondul rocii. Acest proces de curgere laminară și neomogenizare a putut avea loc atît în timpul ascensiunii magmei cît și după emisia, sa, care în cazul masivului Vlădeasa s-a făcut fie sub o crustă permeabilă de sedimente, fie submarin într-un bazin epicontinental. În ambele cazuri au rezultat roci cu numeroase anclave enalogene cele mai frecvente fiind calcarele și gresile triasice sau jurasice dar mai ales siltitele negre senoniene, foarte frecvente la partea superioară a curgerii și mult mai puține în nivelele profunde. De altfel pentru nivelele profunde ale curgerii aspectul textural este schimbat și datorită faptului că magma a fost mult mai omogenă, s-a consolidat mai lent, fapt pe care îl sugerează atît textura masivă a rocii cît și cantitatea mai mare de fenocristale și natura feldspatului ortoclaz (ortoză în loc de sanidină).

În partea centrală și vestică a regiunii studiate, veniri ulterioare de magmă riolitică au reușit să străpungă toată cuvertura de sedimentar și prin veritabile explozii vulcanice au format o cuvertură de tufuri sudate

și vitrofiringe răspândite în jurul văii Iadului, până la vest de piriul Stîngu spre marginea vestică a masivului eruptiv.

Dacă aspectele texturale și structurale sînt net deosebite din cauza mecanismului diferit de punere în loc, în schimb caracterele esențiale mineralogice și chimice se mențin, fapt ce justifică reunitarea tuturor celor patru faciesuri sub numele comun, „formațiunea riolitelor ignimbrice”.

În același timp considerațiile privind modul de manifestare a magmei riolitice în Vlădeasa arată că aceeași magmă poate genera în condiții diferite roci variate. Procesul de curgere laminară a magmei înspumate (froth-flow; ignispumite—Mc. Call 1965; Pantó, 1962) conducînd la aspectele eutaxitice în timp ce manifestarea explozivă a aceluiași material conduce la apariții de tufuri sudate și vitrofiringe rezultate din același material dar, intens fragmentat.

B) Considerații petrografice și mineralogice

Luînd în considerație aspectele structurale și texturale, rocile riolitice din Vlădeasa ce se prezintă în cele patru faciesuri: a) eutaxitic; b) masiv; c) tufuri sudate; d) vitrofiringe se încadrează în două clase de structuri:

1. eutaxitice;
2. vitroporfirice.

Aceste roci corespund mecanismului de punere în loc, fie ca niște curgeri de lave înspumate fie prin erupții vulcanice explozive.

1. Rocile cu structuri eutaxitice. Riolitele cu facies eutaxitic și cele cu facies masiv se caracterizează prin cantitatea relativ redusă de fenocristale, care sînt de regulă corodate și zdrobite. Ele au dimensiuni de 1—3 mm și sînt reprezentate de: cuarț, sanidină (uneori ortoză) și oligoclaz (18—34%). Feldspatii sînt frecvent sericitizați sau parțial înlocuiți de epidot, sericit și clorit. Alteori sînt parțial zeolitizați și decalcificați. De obicei plagioclazii prezintă foarte slabe zonări iar maclele destul de frecvente sînt constituite din lame dezvoltate. Pe lângă aceste minerale principale, sporadic mai apar biotit, hornblendă verde iar ca minerale accesorii: apatit, zircon, titanit, magnetit și allanit. Cantitatea totală de fenocristale nu depășește de regulă 10—15% din volumul rocii.

Masa fundamentală prezintă structura vitroclastică sau criptocristalină, cu textură fluidală și este constituită din fragmente de magmă microveziculată (veziculele sînt umplute cu cuarț, clorit, mai rar calcit și au diametrul de 0,05—0,15 mm) și de sticlă vulcanică (Shard) foarte fină ce mulează fenocristalele și xenolitele.

2. Rocile cu structuri vitroporfirice. Tufurile sudate și vitrofiringele se caracterizează prin cantitatea mai mare de fenocristale (15—30%) cu dimensiuni de 1—5 mm, de cuarț, oligoclaz, ortoză și sporadic biotit, hornblendă verde și augit.

Din cele prezentate trebuie reținut pe lângă mai largă participare cantitativă a fenocristalelor, mai redusă prezență a xenolitelor și raportul



TABELUL 1

Analize modale medii (în procente) pentru diferite părți ale masivului

Minerale	Virful Ariei	Virful Sohodol	Piatra Tisei	Dealul Mihaileului	Virful Căripa	Virful Făgeșii	Corul Caprei
Quarț	4,10	4,85	3,35	6,85	5,50	5,10	4,25
Sanidină (ortoză)	4,25	2,95	3,25	3,45	2,0	0,45	1,35
Oligoclaz	1,80	1,10	0,69	1,40	6,65	3,35	3,10
Biotit, hornblendă	0,20	0,15	0,20	0,65		0,40	0,15
Minerale accesorii și opace	0,70	0,20	0,25	1,00	0,35	0,80	0,20
Total cristale	11,05	9,32	9,75	13,35	14,15	10,15	9,05
Xenolite	10,75	7,20	5,05	7,30	5,30	5,10	24,0(1)
Pasta	78,20	83,50	85,20	79,30	80,20	84,70	66,90

TABELUL 2

Rezultatele analizelor modale medii efectuate pe roci din diferite zone ale masivului Vlădeasa

Minerale	Virful Beiușele	Valea Gugii	Dealul Iaului	Dealul Puțului	Dealul Lupuța	Dealul Stelea	Pirul Beiușele
Quarț	11,00	7,15	13,70	8,80	8,20	7,55	9,60
Ortoza	4,20	3,90	4,10	3,10	1,35	3,90	3,80
Plagioclaz	13,10	11,40	10,0	9,15	7,80	8,20	11,00
Minerale melanocrate	0,35	0,20	0,25	0,20	0,30	0,25	0,20
Accesorii opace	0,95	0,30	0,65	0,95	0,65	0,40	0,60
Total cristale	29,60	22,95	28,70	22,20	18,30	20,30	25,20
Xenolite	0,30	1,80	2,50	7,65	4,50	1,95	0,40
Pasta	70,10	75,25	69,80	70,15	77,20	77,75	74,40

plagioclaz/ortoză totdeauna evident favorabil plagioclazilor. Magma care a stat la originea acestor roci se poate aprecia că a provenit de la nivele mai profunde ale camerei magmatice. Aici s-au concentrat mai multe fenocristale ce au putut să se dezvolte mai mult, unele cristale de feldspati arătând mai evidente tendințe de zonare decât în cazul precedent. Ascensiunea rapidă a magmei a condus la apariția unor intense coroziuni magmatice, iar emisiunea rapidă și răcirea bruscă a determinat intensă fragmentare a cristalelor și a magmei formându-se tufuri sudate și vitrofire.

Uneori prin răcirea bruscă se mai conservă unele zone cu concentrație mai mare de substanțe volatile care cristalizează ulterior formând cavități miarolitice lenticulare în care se individualizează mici cristale de cuarț, sau tridimit și sanidină uneori și biotit, alteleori în centrul unei astfel de cavități se poate dezvolta un cristal mai mare de sanidină ce include oligoclazul format anterior.

Participarea celor trei minerale principale ce apar ca fenocristale în formațiunea riolitelor ignimbrice se poate urmări și pe diagrama ternară cuarț — plagioclaz — sanidină (fig. 5). Se poate remarca proiecția punctelor ce figurează tufurile sudate și vitrofirile la mijlocul diagramei

Fig. 5. — Diagrame Q—Plg—San (Or). Proiecția rezultatelor analizelor modale.

1, riolite eutaxitice; 2, tufuri sudate, vitrofirc.

Diagrammes Q—Plg—San (Or). Projection des résultats des analyses modales.

1, rhyolite eutaxitiques; 2, tufs soudés, vitrophyres.

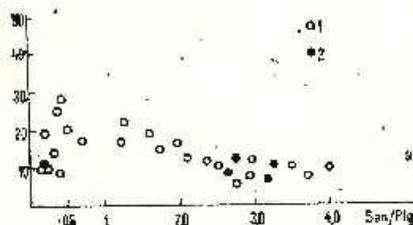
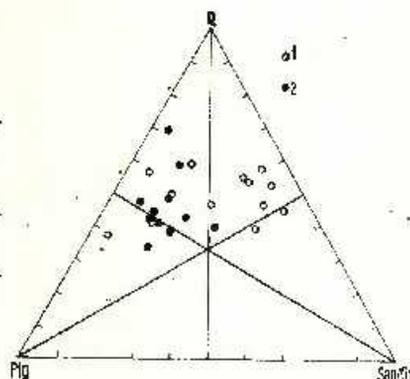


Fig. 6. — Variația raportului San (Or)/Plg. și a cantității de cristale (%).

1, riolite eutaxitice; 2, tufuri sudate, vitrofirc.
Variation du rapport San (Or)/Plg. et de la proportion en cristaux (%).

1, rhyolites eutaxitiques; 2, tufs soudés, vitrophyres.

în apropierea laturii Q — Plg. în timp ce valorile corespunzătoare faciesului eutaxitic se plasează mai mult în apropierea laturii Q — San., fără însă a exista o diferențiere netă.

3. Observații asupra feldspaților. Raporturile cantitative dintre feldspații ortoclazi și plagioclazi (San (Of)/Plg) raportate la cantitatea totală de fenocristale (fig. 6) arată că este evident în favoarea feldspatului alcalin pentru rocile din faciesul eutaxitic și ezitant sau favorabil plagioclazilor în cazul tufurilor sudate și vitrofirilor. Observațiile asupra proprietăților optice ale feldspaților arată că sînt în general de temperatură ridicată, gradul lor de ordonare fiind foarte redus. Plagioclazii se plasează pe toate tipurile de diagrame folosite (Burri, Parker, Wenk, 1968; Slemmons, 1962; Urano, 1962; Köhler, 1949) în apropierea curbilor de temperatură înaltă iar ortoclazul de cele mai multe ori este reprezentat de sanidină ($2v_x = 18-44^\circ$), PAo — (010), mai rar apărînd ortoza cryptoperthitică ($2v_x = 55-75^\circ$).

În general fenocristalele de feldspați sînt corodate și zdrobite, frecvent remarcîndu-se doar fragmente de cristale. Plagioclazii rareori sînt



zonați, prezentând o zonare normală cu zone largi a căror compoziție variază de la 28—34%; în partea centrală, la 18—20 la periferie. De cele mai multe ori plagioclazii sînt alterați, principalele minerale secundare fiind sericitul, calcitul și zeoliții.

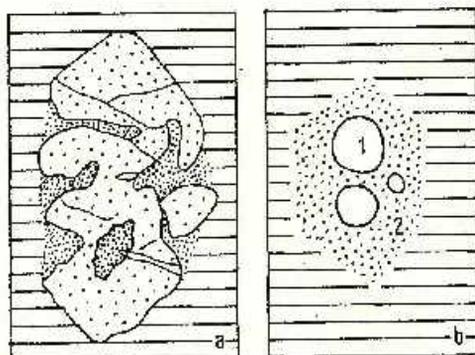


Fig. 7. — Aspectele coroziunii magmatice la cristalele de cuarț.

a, coroziune parțială a unui cristal idiomorf;
b, stadiu avansat de coroziune, 1, relicte rotunjite de cuarț; 2, zona complet corodată.
Aspects de la corrosion magmatique chez les cristaux de quartz.

a, corrosion partielle d'un cristal idiomorphe;
b, stade avancé de corrosion; 1, reliquats arrondis de quartz; 2, zone complètement corrodée.

4. **Observații asupra cuarțului.** De obicei cuarțul este mineralul cel mai abundent în toate faciesurile riolitelor. Întotdeauna prezintă coroziuni, uneori foarte intense, ajungîndu-se la fragmentarea cristalului inițial, rareori întîlnindu-se cristale idiomorfe, sau numai slab corodate (fig. 7). Cel mai frecvent se întîlnesc doar fragmente colțuroase de cristale sau cristale intens fracturate. S-au întîlnit și cristale cu extincție slab ondulatorie cu caracter optic biax. Unele dintre aceste caractere pledează în favoarea originii anatectice a magmei riolitice (R i t t m a n n, 1958, 1963).

5. **Observații asupra allanitului (orthit)**— $(Ca, Ce, La)_2(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+})_2OH Si_3Al O_{12}$ (W i n c h e l l, 1967). Ca mineral accesoriu de multe ori se remarcă în cadrul rocilor riolitice, răspîdit fără o preferință anume, allanitul, mineral destul de rar semnalat. În legătură cu banatitele a fost remarcat doar în Banat (C o d a r c e a 1931). Noi l-am identificat în Vlădeasa numai în granule microscopice, submilimetrice, rareori atîngînd 1 mm. În mod normal se prezintă în cristale subidiomorfe sau idiomorfe, izometrice sau alungite, prezentînd numeroase spărturi sau chiar slabe clivaje (fig. 8).

Frecvent prezintă macle formate din doi indivizi alăturați după planul (100) și mai rar apare zonat. La un cristal zonat s-au măsurat extincții pe cele trei zone evidente, cu contur hexagonal, valorile de la centrul cristalului spre periferie fiind: $Np \wedge c = 44^\circ; 25^\circ; 35^\circ$.

Destul de frecvent cristalcele au incluziuni de zircon și apatit fapt ce sugerează formarea allanitului după aceste minerale.

Întotdeauna la microscop allanitul prezintă un pleocroism neobișnuit de puternic. Np — galben pal, galben bruniu; Ng — brun roșcat intens, brun negru.

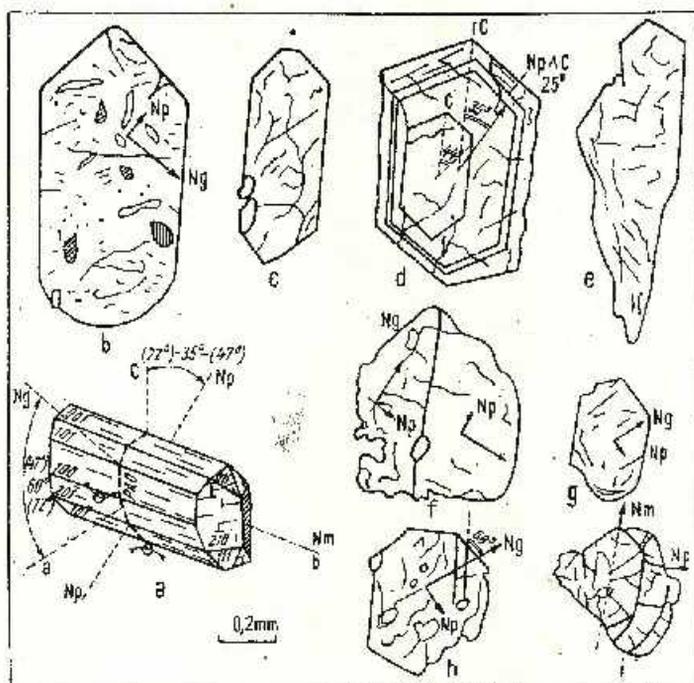


Fig. 8. Cristale de allanit.

1, poziția indicatrice la un cristal (după Tröger, 1959); 2-9, diferite cristale microscopice din formațiunea riolitelor ignimbrice din Vlădeasa.

Cristaux d'allanite.

1, position indicatrices pour un cristal (selon Tröger, 1959); 2-9, différents cristaux microscopiques dans la formation des rhyolites ignimbricitiques de Vlădeasa.

Principalele caractere optice determinate

$N_p \epsilon = 25^\circ; 35^\circ; 44^\circ; 45^\circ$	Biax (-) $2V_x = 70^\circ - 80^\circ$	<u>Pleochroism</u>	Indice de refracție $N_p \approx 1,68$
$N_g \wedge a = 56^\circ, 58^\circ$	PAO=010	N_p = galben pal galben bruniu N_m = brun (verzut) N_g = brun roșcat intens, brun închis	$N_g - n_p \approx 0,025$

6. **Observații asupra sticlelor vulcanice.** Cea mai mare parte a rocilor riolitice din Vlădeasa au pasta criptocristalină sau felsitică de multe ori provenită pe seama sticlei vulcanice preexistente. Calitatea metastabilă a sticlei vulcanice face ca în condiții naturale cu trecerea timpului sau sub influența unor condiții hidrotermale acestea să se devitrifice uneori nemaiputându-se recunoaște nimic din aspectul inițial. În partea vestică a regiunii studiate se păstrează însă, uneori perfect, toate detaliile, de la fragmentele perfect izotrope, netransformate de loc, ce constituie vitrofirile pînă la cele mai variate aspecte de devitrificare prezente mai ales în tufurile sudate, situate de o parte și de alta a văii Iadului.

Indicii de refracție ai sticlelor netransformate au valori de 1,494 — 1,504 corespunzînd rocilor riolitice cu 70—73% SiO_2 .

a) *Morfologia sticlelor vulcanice.* Avînd în vedere că fragmentele de sticlă vulcanică cu cele mai variate forme, concave sau convexe, provin din magma larg veziculată (ponce) distrusă ca urmare a unor explozii vulcanice violente sau din cauza diferenței de temperatură, se pot recunoaște și clasa diferite fragmente, reconstituind morfologia fragmentului mai mare din care provin. Fig. 9 reprezintă astfel de fragmente descinate la microscop: 1—fragmentul de ponce cu vezicule de diferite mărimi, sferice sau elipsoidale ce stă la originea tuturor celorlalte forme posibile de sticlă vulcanică; 2 a — veziculară completă; 2 b — fragment bifurcat; 2 c — fragment arcuit sau bipolar. Considerînd apoi o singură veziculă, prin distrugerea pereților ei se pot forma: 3 a — fragmente lamelare; 3 b — așchicioase sau fibroase.

La microscop se pot recunoaște ușor toate aceste forme și altele derivate din secționarea lor după diferite planuri.

b) *Structuri de devitrificare.* În cele mai multe cazuri cînd sticla vulcanică este devitrificată se recunosc doar formele fragmentelor inițiale. Produsele devitrificării sînt cel mai adesea cuarțul (cristobalitul) și sanidina, ce se dispun astfel că dau naștere la structuri caracteristice. În Vlădeasa noi am identificat microstructurile prezentate în figura 10.

Alături de structura sferulitică (1) cît și cea dendritică (2) se pot forma în cadrul unui singur fragment de sticlă sau se pot dezvolta mai mult, mas-cînd formele fragmentelor pe care s-au suprapus. Aceste structuri sînt constituite din sanidină, cuarț sau zeoliți. Celelalte trei structuri s-au format pe seama a cîte un singur fragment de sticlă vulcanică. Structura pectinată (3) constă din cristale aciculare mici dispuse perpendicular pe o muchie a fragmentului bipolar la fel ca și în cazul structurii axiolitice (4) cu singura deosebire că aici sînt două seturi de cristale aciculare paralele, dispuse perpendicular, de o parte și de alta, pe un ax central.

Un aspect diferit prezintă structura mozaic (5) constînd din cristale dezvoltate pe cel puțin două direcții dispuse alături de asemenea în cadrul unui singur fragment de sticlă vulcanică. Mineralele nou formate prin devitrificare sînt cuarț, sanidină și subordonat, zeolit și clorit.

Există și devitrificări incomplete cînd se observă o bordură cu cristalizări microlitice incolore și părți centrale nedevitrificate, izotrope cu culori gălbui sau brunii, ceea ce denotă că procesul devitrificării este încă în evoluție.



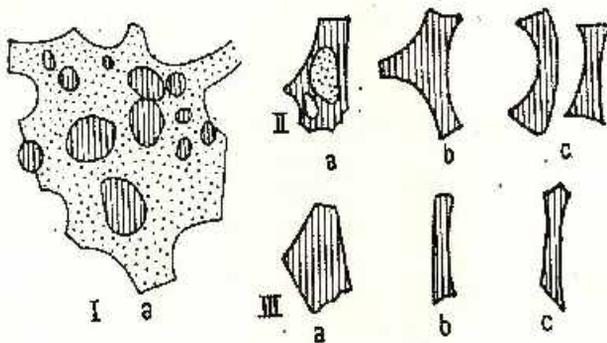


Fig. 9. — Aspecte de sticle vulcanice microscopice.

1, fragmente de ponce; 2a, b, c, forme rezultate din fragmentare ariei unei vezicule: a, veziculă completă; b, fragment triaxial (tripolar); c, fragment arcuit (bipolar); 3a, b, forme rezultate prin fragmentarea învelișului unei singure vezicule; a, plate, b, așchii și fibre (minuscule).

Aspectus de vitre volcanique microscopiques.

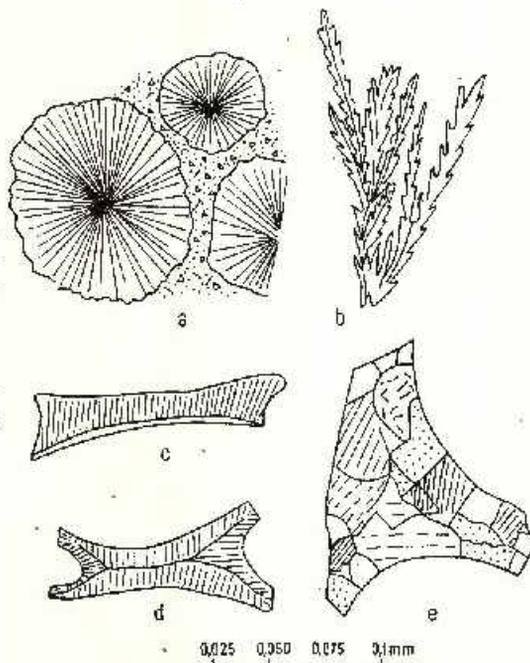
1, fragments de ponce; 2a, b, c, formes résultées de la fragmentation d'une vésicule: a, vésicule complète; b, fragment triaxial (tripolaire); c, fragment incurvé (bipolaire); 3a, b, formes résultées par la fragmentation de la couverture d'une seule vésicule; a, plates, b, éclats et fibres (minuscules).

Fig. 10. — Structuri de devitrificare.

1, sferulitică; 2, dendritică (arborescentă); 3, pectinată; 4, axiolitică; 5, mozaicată.

Structure de dévitrification.

1, sphérolitique; 2, dendritique (arborescente); 3, pectiné; 4, axiolitique; 5, en mosaïque.



7. **Semnificația anclavelor.** Riolitele ignimbritice din Vlădeasa conțin o cantitate neobișnuit de mare de anclave. Mai ales în rocile cu facies eutaxitic acestea ajung la peste 10% din volumul rocii cărora îi conferă un aspect și mai heterogen. În acest caz se întâlnesc unele anclave preluate din fundament sau din pereții fracturii înainte ca magmele să fi ieșit la zi și în acest caz în jurul acestor anclave se remarcă o evidentă coloană de reacție. Dimensiunile fragmentelor de roci străine sînt de 0,5–2 cm sau mai mici, chiar microscopice, de multe ori existînd indicii de asimilarea lor totală în magmă, iar formele sînt colțuroase, izometrice sau lenticulare. Au fost identificate cuarțite micacee și micașturi cu granăți, gresii cuarțoase și argile micacee roșii seisiene, calcare și foarte frecvente siltite micacee negre senonice, ultimele atestînd vîrsta mai nouă a riolitelor. Des întîlnite sînt și fragmentele de calcare albe marmorizate mărginite de o coroană de reacție cu diopsid, granat, wollastonit și epidot mărturie a temperaturii destul de ridicată a magmei în care au fost înglobate (fig. 11).

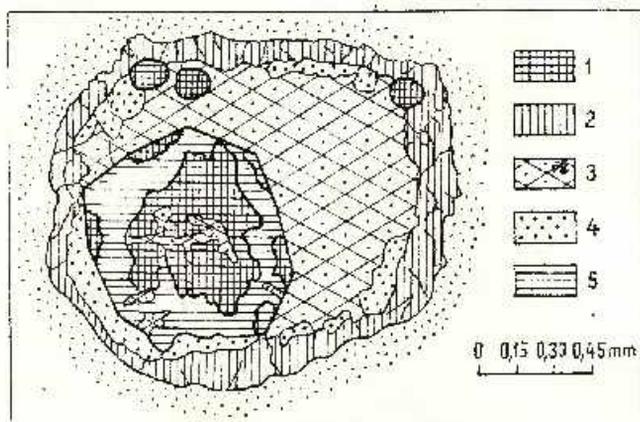


Fig. 11. — Cornecană granito-diopsidică rezultată prin recristalizarea unei anclave de calcar din riolitele ignimbritice.

1, Granat; 2, diopsid, epidot \pm wollastonit; 3, calcit; 4, cuarț;
5, clorit.

Cornécenne granato-diopsidique résultée par la recristallisation d'une anclave des rhyolites ignimbritiques.

1, grenat; 2, diopside, épidote \pm wollastonite; 3, calcite; 4, quartz;
5, chlorite.

Interesante sînt și fragmentele de andezite și dacite din ciclul de vulcanite ale Vlădeșei, prinse în riolite, deoarece dau informații despre succesiunea în timp a diferitelor erupții.

Se remarcă mai marcată abundență de anclave la nivelele superioare ale formațiunii riolitice cu facies eutaxitic și participarea mult mai redusă a acestora în faciesurile masiv și vitrofiric, derivate din părțile mai profunde ale bazinului magmatic.



TABELUL 4

Compoziția chimică a rhyolitelor ignimbritice din masivul Vădăreasa

Nr. crt.	Localizare	Faciesul	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Suma
1	Vârful Săbișului	eufaxitic	76,46	—	10,58	0,97	0,75	0,04	0,65	1,26	2,90	4,72	0,02	—	1,03	0,24	99,29
2	Valea Lupului	masiv	75,60	—	10,21	2,61	1,35	0,06	0,75	2,03	1,62	4,30	0,02	0,27	0,77	0,16	100,80
3	Valea Cătușii	tuf sudat	75,23	—	10,89	1,87	0,30	0,05	1,70	1,40	3,12	3,86	0,22	0,22	1,03	0,66	99,73
4	Vârful Poienii	eufaxitic	75,16	—	13,47	0,76	0,68	0,02	0,10	1,68	3,24	3,75	0,02	0,30	0,81	0,11	100,26
5	Vârful Măgura Roșianului	masiv	74,75	—	13,69	0,70	0,91	0,05	—	1,12	3,12	4,18	—	—	1,14	0,14	99,80
6	Valea Iadului	eufaxitic	74,66	—	12,17	2,80	0,71	0,09	0,25	2,34	2,70	3,25	0,06	0,26	0,77	0,10	99,88
7	Valea Gherăului	tuf sudat	74,22	0,41	13,80	1,91	0,45	0,04	0,20	1,33	3,26	3,51	0,03	—	0,70	0,21	100,07
8	Valea Gugii	tuf sudat	73,53	0,12	15,25	2,25	0,31	0,06	—	1,14	3,58	2,29	0,03	0,14	0,70	0,21	100,17
9	Dealul Lupului	tuf sudat	73,23	0,13	8,75	2,20	0,14	0,12	0,60	2,40	2,43	6,48	0,13	—	2,0	0,19	99,55
10	Valea Meziadului	eufaxitic	73,18	0,41	13,98	1,33	0,56	0,04	0,05	1,75	3,18	4,08	0,02	0,33	0,43	0,17	99,31
11	Baraj Leșul	tuf sudat	72,52	—	14,73	0,67	1,54	0,05	0,25	0,31	2,95	3,25	0,05	—	1,06	0,10	99,55
12	Pîrțul Sînge	masiv	71,66	—	12,34	2,25	0,48	0,13	0,45	2,17	3,30	4,07	—	1,32	0,35	0,73	100,10
13	Valea Lupului	eufaxitic	70,24	0,10	13,74	2,15	1,17	0,13	0,25	1,54	3,72	4,59	0,05	0,20	0,67	0,73	99,85
14	Pîrțul Paltimului	eufaxitic	69,84	0,06	12,92	2,08	2,83	0,42	3,76	1,58	4,26	3,39	0,05	—	0,16	0,77	100,29
15	Valea Sobodului	"	68,56	—	14,04	1,43	2,42	0,07	0,35	2,69	2,85	3,97	0,11	1,42	0,60	0,13	99,62
16	Pîrțul Nănesete	vitrificat	68,56	—	14,04	1,43	0,87	0,04	0,10	2,66	3,69	2,65	0,02	0,60	4,96	1,17	101,06

Analizele chimice au fost executate în laboratoarele IGPSMS și ICMC.

Analizând statistic natura anclavelor în diferite puncte ale masivului se constată abundența șisturilor cristaline în partea nord-estică și a elementelor de calcare și gresii cuarțoase triasice în vest, ceea ce se corelează bine cu apropierea de locurile sursă; pe toată întinderea masivului anclavele cele mai numeroase sînt siltitele micacee negre senoniene, acest fapt dovedind existența unui element comun, de legătură, între formațiunile magmatice și cele sedimentare, și anume manifestarea lor în cadrul bazinului post-tectonic senonian al Vlădeșei.

În final trebuie subliniat că prezența variatelor anclave în majoritatea rocilor banatitice este un fapt normal așa cum — lărgind aria observațiilor — s-ar putea aprecia că prezența anclavelor reprezintă un fapt evident pentru magmele calco-alkaline, în general.

C) Observații asupra chimismului; natura magmei riolitice

În vederea caracterizării chimice a formațiunii riolitelor ignimbritice din masivul Vlădeșea au fost executate 16 noi analize chimice (tab. 4).

Au fost analizate probe reprezentative pentru toate cele patru faciesuri; pe harta geologică anexată (fig. 1) se pot observa localizarea și conținuturile de SiO_2 ale acestor probe. Spre deosebire de alte tipuri de roci vulcanice ale acestui masiv (dacite, andezite) chimismul rocilor riolitice variază destul de mult, din cauza neomogenității magmei din care provin, și a fragmentelor de roci străine incluse. Conținuturile de SiO_2 variază între 68,56 — 76,46 iar raportul $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ cu numai trei excepții este subunitar (fig. 12). Cantitatea mare de SiO_2 și a sumei alcaliilor,

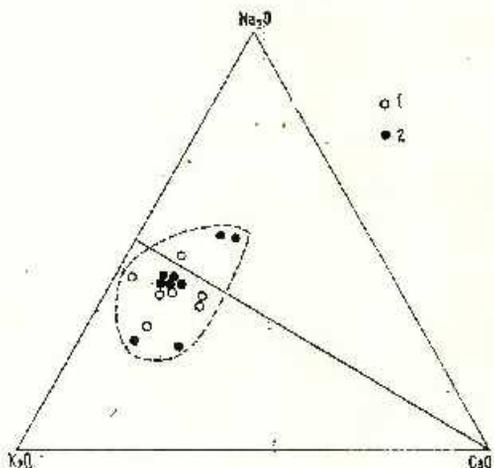


Fig. 12. — Diagrama CaO , Na_2O , K_2O .
1, riolite eutaxitice. 2, tufuli sudate și vitrofite.

Diagramme CaO , Na_2O , K_2O .
1, rhyolites eutaxitiques; 2, tufs soudés et vitrophytes.

după cum reiese și din diagrama prezentată în figura 13, reprezintă o caracteristică a stadiilor finale din evoluția magmelor sialice, calcoalkaline, cînd la partea superioară a camerelor magmatice se concentrează o mare cantitate de substanțe volatile ce antrenează și elementele reziduale ale

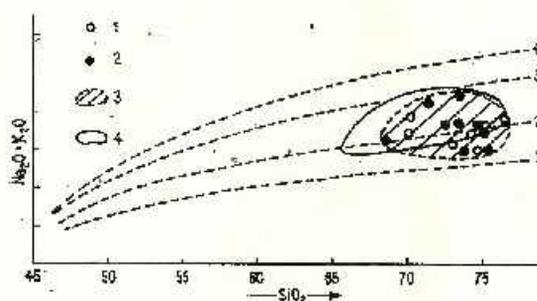


Fig. 13. — Indicele serial Rittmann al riolitelor ignimbritice.

1, riolite entaxitice; 2, lufuri sudate și vitrofire; 3, câmpul corespunzător din Vlădeasa; 4, câmpul riolitelor din Peră și Chile.

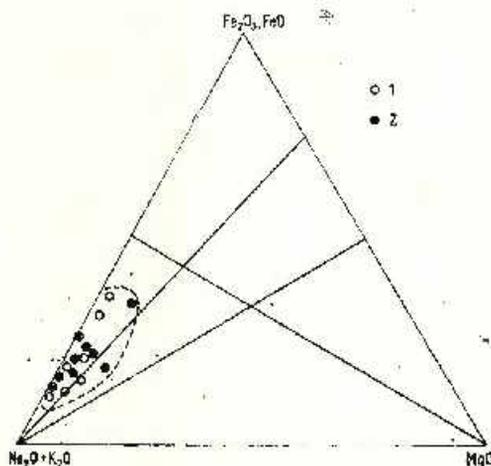
Indice sérial Rittmann des rhyolites ignimbritiques. 1, rhyolites entaxitiques; 2, lufs soudés et vitrophyres, 3, domaines correspondant aux rhyolites de Vlădeasa, 4, domaines des rhyolites du Pérou et de Chile.

Fig. 14. — Diagrama A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), M (MgO).

1, riolite entaxitice; 2, lufuri sudate și vitrofire.

Diagramme A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), M.

1, rhyolites entaxitiques; 2, lufs soudés et vitrophyres.



magmei. În aceeași diagramă (Indicele serial Rittmann), din repartiția punctelor se observă apartenența rocilor riolitice de Vlădeasa la seriile calco-alkaline ($\sigma = 2-3$); câteva puncte se plasează în domeniul mai calcic, $\sigma = 1-2$ probabil din cauza cantității mai mari de xenolite calcaroase. În același timp remarcăm asemănările chimice dintre rocile riolitice din Vlădeasa și formațiunile riolitice terțiare din Peru și Chile ca o consecință a condițiilor geologice, asemănătoare (fig. 13).

Pe diagrama FMA (fig. 14) în care sînt prezentate valorile în procente de greutate a principalelor oxizi: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO și $\text{K}_2\text{O} +$

TABELUL 5

Norma Rittmann (Stabile Mineral Assemblages)

Nr. crl.	Quart	Santidîn	Plagiocelaz	Biotit	Proxen	Cordierit (Muscovit)	Magnetit	Ilmenit	Apatit	Calcal	Q	A	P	I.C.	Fe (total)	A	F	M	Tipul de rocă
1	38,8	54,9	—	1,5	4,4	—	0,3	—	—	—	41,4	58,6	—	8,3	1,66	76,7	16,7	6,5	riolit alcalin
2	45,2	29,5	11,1	7,6	5,3	—	0,6	—	—	0,6	52,7	34,4	13,0	14,2	2,76	56,8	36,0	7,2	riolit cuarțifer
3	39,2	38,5	11,1	5,7	4,7	—	0,4	—	—	0,5	44,1	43,4	12,5	11,3	2,03	69,0	20,1	10,9	riolit
4	37,1	39,0	17,2	—	—	4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	36,4	43,8	12,9	—	—	1,1	0,2	—	—	0,7	39,8	41,8	18,5	6,6	1,38	82,5	16,3	1,2	riolit
6	42,8	25,0	24,4	6,3	—	4,5	0,3	—	—	—	39,1	47,0	13,9	6,9	1,59	82,1	17,9	0,0	riolit
7	36,3	36,7	18,9	—	—	2,2	0,5	—	0,1	0,6	46,5	27,1	26,5	7,8	3,32	62,5	34,9	2,6	riodacit cuarțifer
8	38,3	20,7	29,1	—	—	6,7	0,3	0,4	0,1	—	39,5	40,0	20,5	8,1	2,21	73,8	24,1	2,2	riolit
9	38,0	49,1	—	—	—	6,8	0,3	—	0,1	0,3	48,4	23,4	33,2	11,6	2,39	71,0	29,0	0,0	riodacit
10	34,2	42,8	15,5	—	11,5	—	—	—	0,3	—	43,5	36,4	0	11,7	2,24	75,8	19,1	5,1	melarilit alcalin
11	41,0	36,1	—	—	—	5,1	0,3	0,1	—	0,7	37,0	46,3	15,7	7,5	1,80	79,9	18,7	0,5	riolit
						1,3	0,3	0,4	0,1	—	53,2	46,8	0	22,8	2,19	71,7	25,4	2,9	melarilit alcalin cuarțifer
12	34,8	52,2	2,1	3,6	—	3,9	0,4	—	—	2,9	39,1	58,6	2,3	10,9	2,83	70,5	26,2	4,3	melarilit alcalin
13	29,9	45,3	17,8	5,5	—	—	0,6	—	—	0,4	49,1	49,1	19,0	6,5	3,23	70,5	27,4	2,1	riolit
14	23,2	50,1	13,4	—	12,4	—	0,7	0,1	0,1	—	26,8	57,8	15,4	13,3	3,51	51,3	23,5	25,2	riolit
15	33,8	42,2	8,4	4,7	—	6,9	0,7	—	0,2	3,2	40,0	50,1	9,9	15,6	4,32	59,1	37,6	3,0	melarilit
16	32,0	25,5	34,6	—	0,6	5,6	0,4	—	—	1,4	34,7	27,7	37,6	7,9	2,20	73,4	25,4	1,2	riodacit



Na_2O punctele reprezentative se proiectează în apropierea polului A, majoritatea în apropierea laturei AF, fără o variație semnificativă a valorii MgO.

Prin calcularea normei Rittmann (asociația mineralelor stabile, Rittmann, tabelul 5) din valorile analitice, reiese o bună corelare

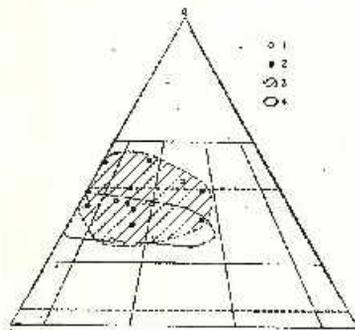


Fig. 15. — Proiecția riolitelor ignimbrice din masivul Vlădeasa pe diagrama QAP (Streckeisen, 1967). Valorile QAP au fost calculate din norma Rittmann.

- 1, riolite eutaxitice; 2, tufuri sudate și vitrofire;
- 3, cimpul corespunzător riolitelor din Vlădeasa;
- 4, cimpul riolitelor din Peru și Chile.

Projection des rhyolites ignimbricitiques du massif de Vlădeasa sur le diagramme QAP (Streckeisen, 1967). Les valeurs QAP ont été calculées suivant Rittmann.

- 1, rhyolites eutaxitiques; 2, tufs soudés et vitrophyres; 3, domaine correspondant aux rhyolites de Vlădeasa; 4, domaine des rhyolites de Peru et de Chile.

a rezultatelor obținute cu participarea reală a principalelor minerale, cuarț, sanidină și plagioclaz la alcătuirea rocilor. Celelalte minerale participă în cantități extrem de reduse, mineralele melanocrate sau accesorii fiind identificate foarte rar.

Valorile QAP obținute, au fost proiectate pe triunghiul propus de Streckeisen (1967) pentru definirea tipurilor de roci (fig. 15). Proiecția celor 16 roci analizate chimic se realizează în spațiul corespunzător riolitelor cu feldspat alcalin și riolitelor normale (fig. 13) numai trei plasându-se în spațiul rocilor riodaicite. Și pe această diagramă se pot vedea asemănările cu formațiunile riodaicite din Peru și Chile.

Trebuie subliniat că pe toate diagramele prezentate privind chimismul rocilor riolitice din Vlădeasa nu s-a remarcat nici o tendință de diferențiere sistematică a unor valori în funcție de faciesul diferit, fapt ce justifică cuprinderea acestor faciesuri în cadrul „formațiunii riolitelor ignimbrice”; faciesurile separate corespund numai unor variații texturale și structurale determinate la rîndul lor de condițiile geologice specifice în care a evoluat și s-a consolidat magma riolitică.

Caracterele mineralogice și chimice prezentate, și poziția rocilor riolitice din Vlădeasa în cadrul structural-tectonic al Munților Apuseni sînt argumente pentru proveniența lor din magme formate pe seama crustei sialice heterogene.

Constituită din nivele cu compoziție diferită, crusta sialică a fost supusă proceselor anatectice ca urmare a subducției sale pînă la atingerea gradientului termo-bariei necesar. Evoluția ulterioară a magmei anatectice

heterogene astfel rezultate, pînă la amplasarea și completa ei consolidare a determinat apariția riolitelor și a celorlalte variate tipuri de roci ce constituie asociația calco-alealină banatică.

BIBLIOGRAFIE

- Bordet P., Marinelli G., Millempergher M., Tazieff H. (1963) Contribution à l'étude volcanologique de Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fontaines. *on Soc. belge Géol. mem.* 7, 13–32, Bruxelles.
- Burri C., Parker R. L., Wenk E. (1967) Die optische Orientierung der Plagioklase. Birkhäuser Verlag, Basel.
- Cioflică G. (1967) Die Entwicklung des Iaramischen Magmatismus in Rumänien. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 11, 1–3, 153–160, Budapest.
- Cimpeanu S., Cimpeanu Nadia (1968) Geologia și petrografia zonei cristaline cuprinsă între valea Drăganului și valea Iadului. *D. S. Inst. Geol.* LIII/3, 40–55, București.
- Codârcea A. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Oena de Fier – Bocșa Montană (Banat). *An. Inst. Geol. Rom.*, XV, București.
- Dragoș I. (1971) Fauna și flora eretică din regiunea Vlădeasa (Munții Apuseni) (auto-referat) 41 pag. Univ. București.
- Fenner C. N. (1949) Incandescent tuff flow in Southern Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.* 59, 2, 879–893.
- Giunscă D. (1950 a) Le massif eruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.* XXVIII, 199–251, București.
- (1950 b) Contribution à la connaissance des cornéennes du Bihor. *An. Com. Geol.* XXVIII, 253–257, București.
- Cioflică G., Savu H. (1966) Caracterizare petrografică a provinciei banatice. *An. Com. Geol.* XXXV, 13–45, București.
- Istrate G., Șlețian A. (1969) Le complexe volcano-plutonique de la Vlădeasa (Roumanic). *Bull. volc.* XXXIII, 4, 237–246, Napoli.
- Hauer F. (1852) Über die geologische Beschaffenheit des Korostalles im östlichen Teil des Biharer Komitates. *Jahrb. geol. R. A.*, Budapest.
- Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, Wien.
- Istrate G., Preda J. (1970) Prezența rocilor spillice în valea Peșterii-Meziad. (Munții Pădurea Craiului). *Ediți. Acad. St. Cerc. geol., geof., geogr., ser. Geol.*, 15, 1, 113–134, București.
- Krautner T. (1941 a) Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXV, 145–156, București.
- (1941 b) Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXVI, 99–105, București.
- Köhler A. (1949) Recent results of investigation on feldspars. *Journ. Geol.* 57, 8, 159–179.
- Marshall P. (1953) Ignimbrites – 7th Pacif. Sci. Congr. 11, 312–315 Wellington.
- Mc. Gill G. J. H. (1965) Froth flows in Kenya. *Geol. Rdsh.* 54, 2, 346–395, Stuttgart.
- Pálffy M. (1917) Geologische Notizen über den Zusammenhang des Bihargebirges und des Kinyerdö. *Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. f.* 1915, Budapest.



- Pánto G. (1962) The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta geol.*, VI 3-4, 34-47, Budapest.
- (1964) Recent problems of ignimbritevolcanism. *Földt. Közl.* Budapest.
- Patrulius D. (1936) Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.*, XL, București.
- Bleahu M. (1967) Le Irias des Monts Apuseni. *Geol. Sbornik XVIII*, 2, 112-124, Bratislava.
- Pauluc S. (1958) Contribuțiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Anal. Univ. Ser. St. nat.*, 17, București.
- Pichler IL, Zell W. (1969) Andesites of the Chilean Andes. Int. upper mantleproject. *Sci. Rep.* 16 *Bull* 65, 165-174, Oregon.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului). Edit. Acad. București.
- Rittmann A. (1958) La cause della corrosione magmatica. *Boll. Acc. Geol. Sci. nat. Ser. IV*, IV, 10, 15-32, Catania.
- (1963) Les volcans et leur activité. Masson et Cie, Paris.
- (1973) Stable mineral assemblages of Igneous Rocks. Springer Verlag, Heidelberg.
- Ross C. S., Smith R. L. (1961) Ash flow tuffs U. S. *Geol. Surv. Prof. paper* 366.
- Kozlovsnik (1915) Geologische Beobachtungen in verschiedenen Gliedern der im weiteren Sinne genommenen Bihargebirgsgruppe. *Jahrb. d. k. ung. Geol. R. A. f.* 1914, Budapest.
- Smith R. (1960) Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 6, 795-842.
- Shirinian K. G. (1963) Ignimbrites and tuffo-lavas. *Bull. volc.* XXV, 112-123, Napoli.
- Stemmons D. B. (1962) Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four axis Universal stage. *Geol. Soc. Am. Bull. Special paper* 69. 64 pag.
- Steiner A. (1960) Origin of the ignimbrites of the North Island, New Zealand. *New Zeal. Geol. Surv. Bull.* 68, 13-49.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 144-240.
- Szadeczky G. (1904) Beiträge zur Geologie des Vlegyasa-Bihar-Gebirges. *Földt. közl.* XXXIV, 115-184, Budapest.
- (1915) Die geologischen Verhältnisse von Kissebes, Hodosfalva, Schesvar, Marotlaka und Magyarokereke. *Muzeumi Füzetek* III, 115-184, Cluj.
- (1930) Asupra virstei Erptivului de la Vlădeasa. *D. S. Inst. Geol.* XV, 1-4, București.
- Szontagh T. (1907) Über die geologischen Verhältnisse der Bemerkungen von Roșia, Szohodol und Kebezd im Komitate Bihar. *Jahresh. d. k. ung. Geol. Anst. f.* 1905, Budapest.
- Ștefan A. (1969) Structura geologică a părții de est a masivului Vlădeasa. *St. și cerc. geol. geofiz. geogr., ser. Geol.*, 14, 2, 143-154, Ed. Acad. București.
- Tröger W. E. (1959) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart-Verlag, Stuttgart.
- Uruno K. (1962) Optical study of the ordering degree of plagioclases. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, 8, 171-220.
- Vladaveț V. I. (1957) O proizhojdenii porod obncino nazivamih tuffo-lavami i ignimbritami. *Acad. Nauk SSSR, Tr. lab. Vulcanol.* 14, 15-36, Moscova.
- Winchell A. (1967) Elements of optical Mineralogy 4th ed, New York.



FORMATION DES RHYOLITES IGIMBRITIQUES DE LA PARTIE OUEST DU MASSIF DE VLĂDEASA (MONTS APUSENI)

(Résumé)

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

Le massif éruptif de Vlădeasa représente une unité pétrographique distincte dans le cadre de la province banatitque : son trait caractéristique est l'association intime des volcanites avec les corps intrusifs, constituant ainsi un complexe volcanoplutonien. Le massif de Vlădeasa situé dans la partie septentrionale des monts Apuseni, dans la zone de liaison des monts Bihor avec les monts Pădurea Craiului, constitue la plus importante apparition de magmatites laramiens sur le territoire du pays.

Les recherches géologiques entreprises ces dernières années ont aidé au déchiffrement de la structure de ce massif, de l'évolution des phénomènes magmatiques et des principaux caractères des roches banatitiques de cette région.

Cet ouvrage présente les principales observations faites sur les rhyolites — les volcanites les plus répandues dans la région. La grande variété de traits caractéristiques structuraux et texturaux des formes de gisement et d'autres particularités caractéristiques aux ignimbrites justifient leur présentation sous le nom collectif de : formation des rhyolites ignimbritiques.

Les rhyolites ignimbritiques affleurent, avec une épaisseur moyenne d'environ 200 m sur plus de 200 Km² dans la partie ouest du massif de Vlădeasa, le volume du magma pouvant être estimé à environ 40 Km³.

Ce massif éruptif se situe sur l'emplacement d'un bassin de sédimentation de petite profondeur ayant un caractère post-tectonique ; la formation de ce bassin et sa configuration ont été contrôlées par les systèmes de fractures est-ouest et nord-est—sud-ouest qui sont apparus après l'orogénèse alpidienne et qui ont été repris dans la phase subalpidienne.

A) Dépôts sénoniens. Les dépôts sédimentaires qui constituent le remplissage de ce bassin appartient en leur totalité au Sénonien qui revêt le faciès de Gossau ; les dernières recherches attestent l'existence du Coniacien jusqu'au Maestrichtien inférieur.

Dans la partie septentrionale de la région étudiée, entre Valea Drăganului et Valea Iadului — où ces dépôts sont mieux représentés, n'étant pas dérangés du point de vue tectonique — on a séparé trois horizons : a) l'horizon conglomératique basal ; b) l'horizon marneux-siltitique micacé ; et c) l'horizon gréseux-microconglomératique brunâtre, horizons qui constituent ensemble.

1. *le complexe sédimentaire d'une épaisseur de plus de 200 m.* On rencontre, dans plusieurs points de la partie supérieure de la succession des dépôts sénoniens, des dépôts constitués de matériel détritique plus grossier, avec un apport — parfois en grande quantité — de matériel éruptif qui forme des tuffites, des tuffobèches et des bèches à blocs de matériel éruptif qui se disposent transgressivement sur les dépôts subjacents. Ces dépôts à matériel mixte, sédimentaire et volcanogène, constituent

2. *le complexe volcano-sédimentaire.* La présence du matériel éruptif varié — andésitique, dacitique mais plus rhyolitique — disséminé, les fragments de roches sédimentaires ou métamorphiques remaniées et le caractère transgressif de ces dépôts par rapport aux autres forma-



tions de la région, y compris le complexe sédimentaire sénonien, attestent leur âge plus récent, probablement maestrichtien supérieur, et le commencement de l'activité volcanique dans la région, pendant l'une des sous-phases de la tectogenèse laramienne.

B) Formations éruptives du massif. L'activité volcanique a débuté dans cette région par la mise en place de petits corps de spilites, d'andésites et de dacites distribués d'habitude à la périphérie du massif éruptif, ces corps étant conditionnés par l'existence des fractures profondes. Après un court intervalle de temps, le grand volume de magma acide qui a généré la formation des rhyolites ignimbrétiques, a été mis en place.

Le dernier épisode important dans l'évolution du magmatisme laramien est la mise en place des corps intrusifs superficiels surtout granodioritiques qui intersectent les structures volcaniques antérieurement formées et qui sont souvent accompagnées par des phénomènes métasomatiques et hydrothermaux intéressants.

Formation des rhyolites ignimbrétiques

Les conditions locales qui diffèrent d'un lieu à l'autre ont contribué, pendant la période où les magmas rhyolitiques se sont manifestés, à leur évolution différente et par conséquent à la formation des roches ayant des aspects structuraux et texturaux différents. Ces roches ont été définies comme des faciès de roches et réunies sous un nom collectif: la formation des rhyolites ignimbrétiques. Les ressemblances dans la composition chimique et minéralogique ne justifieraient pas la séparation de plusieurs types de roches. La distribution non-uniforme de la grande quantité de substances volatiles englobées dans le magma a eu un rôle important dans l'évolution du magma rhyolitique, rôle qui lui confère une grande mobilité et une appréciable force explosive. Des auteurs ont proposé qu'un pareil magma fût dénommé ignimbrétique (Rittmann, 1963; Bordet et al., 1963), et, pour les roches résultées on a proposé des noms très variés.

Dans le présent ouvrage, nous avons opté pour l'utilisation du terme „ignimbrite” à sens descriptif seulement, car les roches de Vlădeasa entrent sûrement dans cette catégorie; le sens génétique ou volcanologique du terme provoque encore des confusions et il s'étaye d'arguments non vérifiés.

A) Distribution, considérations génétiques. Les rhyolites ignimbrétiques du massif de Vlădeasa représentent, en ensemble, un corps stratiforme qui d'après la mise en place constitue une nappe intrusive à la limite entre le soubassement cristallino-mésozoïque et la couverture de sédiments sénoniens ou dans leur cadre. La distribution non uniforme des volatiles dans le magma a déterminé une non-homogénéité de celui-ci, accentuée par la coulée laminaire dans le moment de l'ascension vers la surface ou pendant la mise en place du magma. Un tel magma écumeant, hétérogène, a engendré des rhyolites à faciès eutaxitique, rependus à la périphérie du massif éruptif, parfois sous une couverture de dépôts sénoniens; les niveaux plus profonds du magma, plus homogènes, ont formé des roches à faciès massif.

Dans la partie centrale et occidentale de la région, le magma rhyolitique a réussi à percer toute la couverture sédimentaire et, par de véritables explosions volcaniques, il a formé une couverture de tufs soudés et de vitrophyres rependus autour de Valca Iadului jusqu'à la limite occidentale du massif éruptif. Ces roches ne présentent pas de différences minéralogiques ou chimiques par rapport aux autres roches, n'étant que de faciès différents. On remarque donc, que le même magma rhyolitique, peut engendrer dans des conditions géologiques différentes, diverses roches. Le processus d'écoulement laminaire du magma écumeant (froth-flow, ignis-



pumites, (M. c. Cal, 1965; Păhîț, 1962) conduit à des aspects eutaxitiques, tandis que la manifestation explosive du même matériel provoque l'apparition des tufs sondés et des vitrophyses qui résultent d'un matériel fortement fragmenté.

B) Considérations pétrologiques et minéralogiques. Vu les aspects structuraux et texturaux, les roches rhyolitiques de Vlădeasa qui se trouvent dans les quatre faciès suivants: a) eutaxitique, b) massif, c) tufs sondés et d) vitrophyses, font partie de deux classes de structures: 1, eutaxitiques et 2, vitrophysiques. Les principales différences des roches incluses dans les deux classes de structures se rapportent à la quantité différente de cristaux et d'enclaves énalogènes, et à la proportion relative des trois minéraux principaux présents sous forme de phénocristaux surtout dans la structure de la masse fondamentale.

Les principaux minéraux qui apparaissent sous forme de phénocristaux sont les suivants: le quartz, la sanidine (parfois l'orthose) et le plagioclase (18—34% An); ils sont presque toujours fracturés et intensément corrodés. Parmi les minéraux mélanocrates, on a rarement identifié la biolite, la hornblende commune ou l'augite et toujours dans une quantité très réduite. Parmi les minéraux accessoires on remarque, sauf l'apatite, le zircon, la magnétite, l'ilménite, la fréquente présence de l'allanite. L'allanite a des dimensions microscopiques, d'habitude de 0,15 à 0,35 mm et parfois jusqu'à 1 mm, et des structures zonées. Quelque fois l'allanite présente des macles et des inclusions d'apatite et de zircon. Il faut souligner que jusqu'à présent l'allanite a été signalé une seule fois en Banat (Cădăreasa, 1931).

Les verres volcaniques qui représentent le fond des roches rhyolitiques de Vlădeasa présentent des aspects morphologiques variés et des structures de dévitrification intéressantes; on a décrit les structures suivantes: sphérolithique, dendritique (arborescente), pectinitique, axiolithique en mosaïque, structures constituées d'habitude de feldspath potassique et de quartz ou de cristobalite, et d'autres fois de zéolites et de chlorite.

C) Observations sur le chimisme. En vue de caractériser le chimisme des roches rhyolitiques, les 16 analyses chimiques présentées et les différents diagrammes pétrochimiques mettent en évidence le fait qu'il n'existent pas de différences évidentes ou des tendances remarquables dans les faciès rhyolitiques décrits. L'encadrement de tous les faciès dans „la formation des rhyolites ignimbrétiques” est justifié de ce point de vue aussi; les faciès séparés correspondent seulement à des variations texturales et structurales déterminées à leur tour par les conditions géologiques spécifiques et par la nature du magma rhyolitique. Les traits minéralogiques et chimiques caractéristiques et la position de ces roches dans le cadre structural-tectonique de l'orogène-carpatique plaident pour l'origine du magma rhyolitique provenu par l'anatexis de la croûte sialique, comme d'ailleurs de tous les magmas qui se trouvent à l'origine des roches chalcocalcines acides.

PLAȘA I



PLANȘA I

Fig.1. — Riolit ignimbritic cu structură entaxitică (aspectul macroscopic). Mărima naturală. Valea Iadului. Neomogenitatea evidentă este dată de orientarea subparalelă a fragmentelor lenticulare de magmă microveziculată și de anclavele de forme și dimensiuni diferite.

Rhyolite ignimbritique à structure eutaxitique (l'aspect macroscopique). Grandeur naturelle. Valea Iadului. La non-homogénéité évidente est donnée par l'orientation subparallèle des fragments lenticulaires de magme microvésiculée et par les enclaves de différentes formes et dimensions.

Fig. 2-3. — Aspectul microscopic al riolitelor cu structură entaxitică. N/1, 12 X. Micile fenocristale de cuarț și feldspat fragmentate și corodate sînt prinse într-un fond evident fluidal sugerînd o lavă ruhanată prin procesul de curgere laminară.

L'aspect microscopique des rhyolites à structure eutaxitique. N/1, 12 X. Les menus phénocristaux de quartz et de feldspath fragmentés et corrodés sont coincés dans un fond visiblement fluide, suggérant une lave bariolée par le processus d'écoulement laminaire.



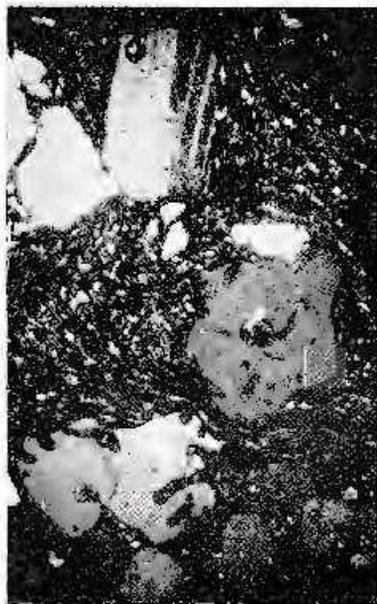


Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXI/41.



PLANȘA II

- Fig. 1. Aspect microscopic al tufurilor sudate. Valea Gugii. N + , 15 ×. Fenocristale de cuarț și feldspați abundente, în pastă intens sudată, parțial devitrificată.
Aspect microscopique des tufs soudés. Valea Gugii. N + , 15 ×.
Phénocristaux de quartz et de feldspaths abondants, en pâte intensivement soudée, partiellement devitrifiée.
- Fig. 2. — Fenocristal de cuarț intens corodat și fragmental, pârul Vlcei. N ; ; 15 ×.
Phénocrystal de quartz intensivement corrodé et fragmenté, ruisseau Vlcei. N ; ; 15 ×.
- Fig. 3. — Tuf sudat, pârul Vlcei. N + ; 75 ×. Detaliu ce ilustrează formele variate ale fragmentelor de sticlă vulcanică înconjurată de o fină pulbere cineritică.
Tuf soudé, ruisseau Vlcei. N + ; 75 ×. Détail illustrant les formes variées des fragments de verre volcanique entourés par une fine poudre cinéritique.
- Fig. 4. — Microfiamă cu vezicule fine alungite și cu terminații difuze caracteristice, într-un fond cineritic.
Microflamme à fines vésicules allongés et à terminaisons diffuses caractéristiques, dans un fond cinéritique.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale șantiștelor, vol. I-XI/1.



267792

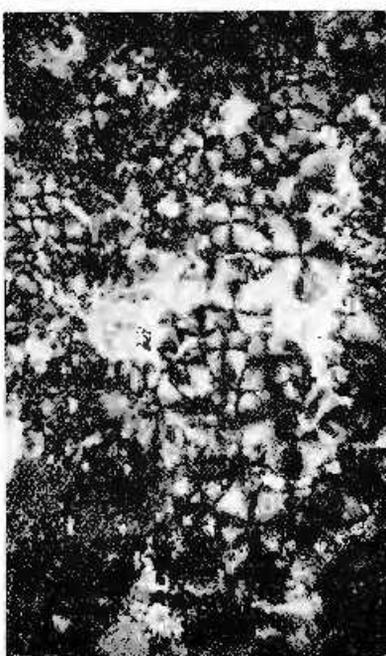
PLANȘA III

- Fig. 1. — Cristal de allanit. Dealul Prelucii-Sțina de Vale. N/1, 72 ×. Se observă și mici cristale incluse de zircon, apatit și magnetit.
Cristal d'allanite. Colline Prelucii-Sțina de Vale. N/1, 72 ×. A observer de menus cristaux de zircon, apatite et magnétite, incorporés dans le cristal.
- Fig. 2. — Xenocristal de granat din riolitele eutaxitice — Dealul Costurii, N/1, 72 ×. Se observă relice de granat și parțială transformare în clorit, sericit și calcit pe fisuri și pe margini.
Xénocristal de grenat des rhyolites eutaxitiques — Colline Costurii, N/1, 72 ×. A observer des reliets de grenat et une partielle transformation en chlorite, séricite et calcite sur les fissures et sur les bords.
- Fig. 3. — Cristale de grosular cu structură zonală și sectorială formată prin metamorfismul de contact al unei enclave de calcar din riolite — vârful Moliviș N+, 45 ×.
Cristaux de grossulaire à structure zonale et sectorielle formés par le métamorphisme de contact d'une enclave de calcaire des rhyolites, sommet Moliviș N+, 45 ×.
- Fig. 4. — Microstructuri sferulitice, rezultate prin devitrificarea pastei riolitelor eutaxitice — prinul Izvorului N 1, 72 ×.
Microstructures sphéroïtiques, résultées de la dévitrification de la pâte des rhyolites eutaxitiques — niveau Izvorului. N 1, 72 ×.

G. ISTRATE. Riolitele ignimbritice din Viădeasa.



Pl. III.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dăți de seamă ale ședințelor, vol. LXI/1.



Institutul Geologic al României



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche IV

Carte géologique de la partie ouest du massif de Vlădeasa.

1. Quaternaire: a, éboulis; b, dépôts alluviaux; c, dépôts deluviaux; 2, rhyolites microgranitiques et granites; 3, granodiorites et diorites; 4, formation des rhyolites ignimbritiques; a, faciès eutaxitique; b, faciès massif; c, faciès vitrophyrique; d, faciès tufacé; 5, dacites à hornblende (biotite); 6, andésites pyroxéniques et amphiboliques; 7, roches basiques spillésées; 8, dépôts sénoniens; a, complexe sédimentaire; b, complexe volcano-sédimentaire; 9, dépôts mésozoïques présénoniens; 10, schistes cristallins; 11, faille; 12, nappe de charriage; 13, limite de transgression; 14, synclinal normal; 15, position de la foliation des rhyolites eutaxitiques; 16, position des couches; 17, analyse chimique, $\text{SiO}_2\%$.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

METAMORFISMUL DE PRESIUNE COBORÎTĂ DIN MUNȚII
MEHEDIȘI (PETICUL DE BAHNA)¹

DE

ION HIRTOPANU²

Abstract

Low Pressure Metamorphism of the Mehediși Mountains. The studied succession of metamorphic crystallization proves the superposition in time and space of two types of metamorphism: Barrovian, characterized by the kyanite-staurolite association, and Pyrenean, with the andalusite-sillimanite-cordierite association. Two possibilities of achieving the studied paragenesis are stated: by the increase of temperature under isobar conditions, against a background of low pressure; by the decrease of pressure followed by the increase of temperature under isobar conditions. It is considered that the domain of low pressure occupied a wide area in the southern part of the East Carpathians.

1. Introducere

În zona central-vestică a munților Mehediși, în metamorfitele aparținând domeniului getic, apare pe o zonă largă de câțiva kilometri și pe o lungime de cca 45 km, între valea Dunării și valea Motrului, o asociație particulară, foarte deosebită de cea care apare în majoritatea rocilor aparținând cristalinelui getic, reprezentată prin mineralele andaluzit, cordierit, sillimanit. Dezvoltarea regională a acestei asociații nu a mai fost citată în cristalinelul Carpaților Meridionali decât de către Bercia³, în peticul de cristalini din munții Godeanu. Se conturează astfel, o zonă guvernată de condiții particulare de metamorfism, în care caracteristică este în principal presiunea coborâtă a metamorfismului și o temperatură relativ ridicată, condiții fizice atestate de asociația unor minerale index suficient studiate.

¹ Comunicare în ședința din

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

³ I. Bercia. Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). Teză de doctorat (1972) București.



Obiectul comunicării de față este acela de a surprinde evoluția cristalizării metamorfice a rocilor cristaline din munții Mehedinți, particularitățile metamorfismului de presiune coborâtă din această regiune și relațiile cu metamorfismul de tip barrovian, prezent în imediata vecinătate.

Cele mai importante lucrări asupra rocilor cristaline din munții Mehedinți au avut în special un caracter cartografic, vizând reprezentarea formațiunilor geologice pe hărți la diferite scări sau având în principal scopuri economice. Se pot cita în acest sens lucrările lui Focșa, Hurduzeu⁴ pentru partea sudică a petecului de Bahna și ale lui C. și Olga Drăghici⁵ pentru partea nordică. Trifulescu et al.⁶, într-un raport de prospecțiuni pentru azbest, semnalează pentru prima dată rocile cu andaluzit din zona vârfului Gornova, din apropiere de localitatea Podeni, atrăgând atenția asupra neobișnuitei apariții de andaluzit din rocile cristaline de aici. Ulterior, echipe de prospecțiuni de la I.G.P.S.M.S.^{7,8,9} între anii 1971—1973, aduc noi contribuții la completarea imaginii petrografice de detaliu a masivului Mehedinți, subliniind dezvoltarea paragenezei cu andaluzit, cordierit și sillimanit. Restul lucrărilor geologice efectuate în petecul de Bahna din masivul Mehedinți au avut un caracter descriptiv și de cartografiere foarte amănunțită, urmând în general jaloanele trasate de către primii cercetători.

Lucrările noastre, din colțul extrem-nordic al petecului de Bahna, pentru harta 1 : 50.000 a RSB, foaia Tismana, au pus în evidență în zona de cristalin Getic cartată, roci cu sillimanit și cordierit și destul de puțin frecvent, andaluzit. Extinzându-ne cercetările în spre sud, în vederea aprecierii condițiilor de metamorfism din regiune și din necesitatea trăsării izogradelor de metamorfism, am stabilit caracterul regional al răspîndirii unui metamorfism particular, de presiune coborâtă, care va fi prezentat în cele ce urmează.

⁴ I. Focșa, C. Hurduzeu. Raport asupra lucrărilor de recunoaștere în regiunea de SW a Platoului Mehedinți și regiunea de SW a masivului Godeanu. 1958. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ C. Drăghici, Olga Drăghici. Raport asupra cercetărilor din partea de NE a platoului Mehedinți între Obrișia Costești—Prejna—Turtaba. 1957. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ M. Trifulescu, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru azbest în reg. masivului Ciolanul-Balta. 1958. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ A. Andrei, Erika Matsch, Paulina Hirtopanu, A. Andrei. Raport geologic privind lucrările de prospecțiuni pentru feldspat din munții Mehedinți, perimetrul vest-Godeanu Vireiorova 1972. Arh. IGPSMS București.

⁸ Erika Matsch, Paulina Hirtopanu, A. Andrei. Raport geologic privind lucrările de prospecțiuni pentru azbest în munții Mehedinți, perimetrul nord-Birza-nord Cirașu—jud. Mehedinți. 1972. Arh. IGPSMS București.

⁹ A. Andrei, Erika Matsch, Paulina Hirtopanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru pegmatite în munții Mehedinți, perimetrul Jovița—Dealul Râu—Izverna. 1973. Arh. IGPSMS București.



2. Geologia regiunii

Litologic, metamorfitele din regiune îmbracă un aspect variat; predomină rocile cuarțo-feldspatice și micacee (feldspatice sau cuarțoase) urmate apoi cantitativ de rocile amfibolice și calcarele cristaline cu silicați. Cu totul subordonat apar cuarțite micacee sau feldspatice.

Rocile cuarțo-feldspatice sînt reprezentate prin diferite tipuri petrografice sau texturale de gnaise sau migmatite, trecerile spre rocile de tip micaceu-feldspatic sau cuarț-micacee făcîndu-se destul de gradat. În acest fel, individualizările făcute cu ocazia cartărilor sînt adesea artificiale.

Amfibolitele și gnaisele amfibolice sînt mai bine reprezentate în partea de sud a regiunii, uneori conservînd caractere texturale de roci eruptive bazice. Rubanările datorate diferențierii metamorfice și migmatizării, conduc textural și petrografic, la numeroase varietăți.

Calcarele cristaline apar în pachete mai groase în sudul regiunii, cu continuitate marcantă pe direcție și putînd fi folosite astfel ca orizont reper. Ele pot fi migmatizate. În nordul regiunii, calcarele, și amfibolitele, scad cantitativ. Aici sînt bine dezvoltate scarnele de reacție.

Tectonic și structural, rocile cristaline din peticul de Bahna sînt intens afectate de deformări, fiind cutate după cel puțin două sisteme, cel principal avînd direcția generală NE-SW, cu înclinări variabile ale axelor structurii. Punctele de inflexiune sau schimbările de sens ale înclinării axelor structurii se datoresc în special celui de-al doilea sistem de cutare, mai nou, dispus transversal față de primul și care complică mult tectonica plicativă a regiunii. Tectonica disjunctivă este reprezentată prin falii și decroșări. Cele mai numeroase (și mai ușor detectabile) sînt faliile perpendiculare pe structură. Falierea este mult mai dezvoltată în vecinătatea planului de contact anormal dintre cristalinul Getic și sedimentarul mezozoic, plan însoțit de cataclazări și milonitizări puternice. În zona din vecinătatea acestui plan, andaluzitul este total distrus, restul mineralelor fiind pinitizate, cloritizate, sericitizate, parțial sau total.

3. Observații petrografice

a) **Considerații generale.** Studiul microscopic al rocilor din aria investigată, a permis ca din totalitatea formațiunilor întîlnite să se separe cele al căror conținut mineralogic poate furniza indicii asupra condițiilor fizice de formare. Cele mai propice în această privință, sînt rocile cuarț-micacee-feldspatice, deci cu tendințe de suprasaturare în silice. S-au separat, în peticul de Bahna, două mari domenii: un domeniu în care specificul este dat de prezența distenului și un altul cu andaluzit, cordierit și sillimanit. Acesta din urmă are o poziție vestică longitudinală în cadrul peticului de Bahna, linia de separație între cele două domenii avînd o direcție NE-SW, între localitățile Ilovița la sud și Mălărișca la nord. O mică suprafață din domeniul cu disten se găsește pe marginea vestică a peticului de Bahna, la vest de Podeni.



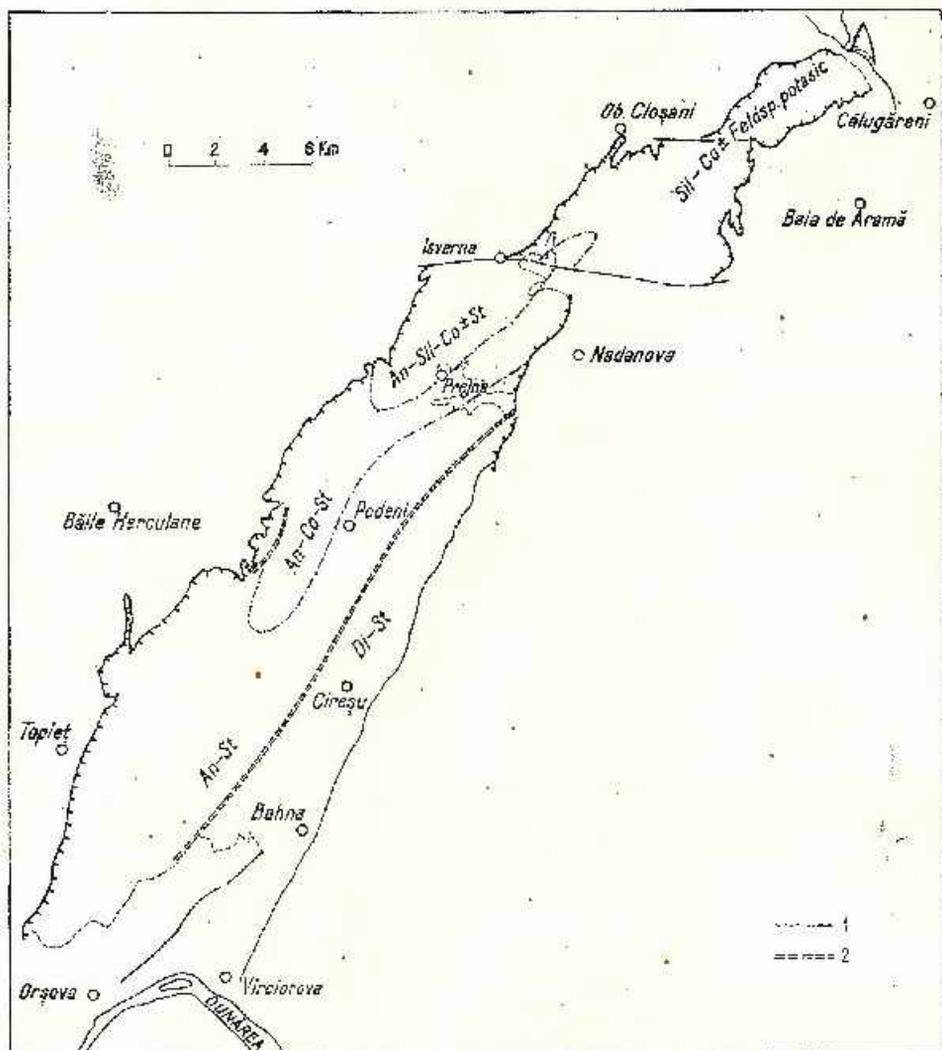


Fig. 1. — Schița zonalității metamorfismului de presiune coborînd din munții Mehedinți (petriul de Băbna).

1, Limită de zonă; 2, Limită de domeniu; An, andaluzit; Di, disten; St, staurofit; Co, cordierit; Sil, sillimanit

Schéma de la zonalité du métamorphisme de basse pression des monts de Mehedinți (Jamban de Băbna).

1, Limite de zone; 2, Limite de domaine; An, andalousite; Di, disthène; St, stauroлите; Co, cordierite; Sil, sillimanite.

Cercetările noastre s-au îndreptat în special asupra domeniului cu andaluzit, cordierit și sillimanit, în cadrul căruia am stabilit o zonali-tate după cum urmează: zona cu andaluzit-staurolit; zona cu andaluzit-cordierit-staurolit; zona cu andaluzit-sillimanit-cordierit \pm staurolit; zona cu sillimanit-cordierit \pm feldspat potasic. Această zonali-tate se poate urmări de la sud spre nord, zonele tinzînd a se dispune concentric, unele față de altele (fig. 1).

Compoziția mineralogică și relațiile dintre minerale sînt din ce în ce mai complexe, mergînd de la sud spre nord. Zona a patra, din care au dispărut andaluzitul și staurolitul (sau aceste minerale sînt întîlnite extrem de rar, ca relicte), prezintă o complexitate mai redusă așa încît zona a treia va furniza cele mai multe relații între mineralele rocilor stu-diate, sintetizînd deci o bună parte din istoria metamorfică a întregului domeniu.

Dintre relațiile observate, mai interesante sînt cele care se referă la raporturile de substituție și de vîrstă.

Raporturile de vîrstă, ne-au fost furnizate de către substituții, în-globări simple, fără digerare precum și de deformări.

Principala deformare a rocilor cristaline din regiune este cea care a condus la definitivarea texturii, fiind materializată prin suprafețele S_1 .

Episodul deformațional S_1 , a afectat o serie întregă de minerale, crescute în timpul acestui episod și considerate în general ca fiind crista-lizate sincinemalic. Unele din ele, cum ar fi granatul, își continuă cristalizarea, static, după încetarea mișcărilor de deformare. În sfîrșit, o serie de minerale a cristalizat static, post deformare, tinzînd să șteargă suprafețele S_1 sau conservînd relicte din ele.

Relațiile mutuale dintre minerale, sînt identice în cele 4 zone, indi-cînd același sens de desfășurare a proceselor. Din acest punct de vedere considerăm domeniul cercetat, omogen. În consecință, analiza situațiilor petrografice se va face pe întreg domeniul, fără a face deosebire între zone.

b) Mineralele index și relațiile lor. Dintre mineralele ce vor fi discu-tate, cel mai important este andaluzitul, atît prin poziția sa de mineral index cît și prin faptul că raporturile sale cu mineralele asociate sînt bine exprimate și numeroase.

Andaluzitul se prezintă de obicei în cristale mărunte și mate, nedec-tectabile cu ochiul liber. Alteori apare ca porfiroblaste, foarte asemănă-toare cu distenul, cu dimensiuni de pînă la 1 cm lungime. Mai rar are un aspect sticlos, asemenea cuarțului, în care caz se asociază mai multe porfiroblaste, imprimînd roci un caracter pegmatoid, așa cum a fost întîlnit pe valea Topolnița. La microscop andaluzitul a fost observat ca avînd un aspect mozaicat, cristalele alăturate prezentînd diferențe mici în orientarea optică. Alteori prezintă și benzi de deformare. Are o pigmentație omniprezentă și un clivaj bun, care de multe ori este estom-pat de numeroasele crăpături. Rareori prezintă un pleocroism în tonuri

de roz pal. Unghiul axelor optice variază foarte puțin, măsurătorile făcute la MUF, indicând valori de 81–86°. Conține incluziuni de minerale opace sau alte minerale principale ale rocii. Alterarea este puțin frecventă, pe scama andaluzitului putându-se forma agregate pinitice sau de cuarț și sericit. Cele mai spectaculoase relații ale andaluzitului sînt cele de substituție, cu mîce, staurolit și cuarț. Relațiile genetice cu feldspatul încă n-au fost examinate. Frecvent observată a fost substituția biotitului de către andaluzit. În figura 2 se poate observa instalarea unui fenoblast de anda-

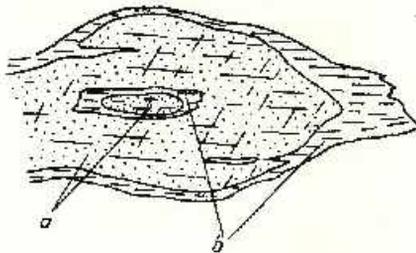


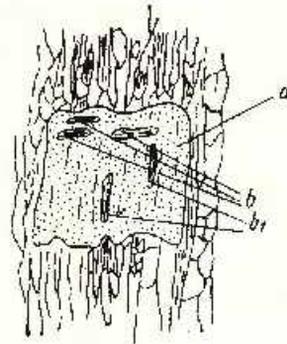
Fig. 2. — Fenoblast de andaluzit substituind un cristal de biotit.

a, andaluzit; b, relice de biotit. Micașist cu andaluzit. Ogașul lui Gurgui.

Phénoblaste d'andalusite substituunt un cristal de biotite.

a, andalousite; b, relictes de biotite. Micaschistes à andalousite. Ogașul lui Gurgui.

Fig. 3. — Relicte de biotit în andaluzit. a, andaluzit; b, biotit așezat transversal față de foliație; b_1 , biotit dispus în planul foliației. Paragnais cu granați și andaluzit. Ogașul Marginea Boilazului. Relicte de biotite dans l'andalousite. a, andalousite; b, biotite transversal par rapport à la foliation; b_1 biotite disposé dans le plan de foliation. Paragneiss à grenats et à andalousite. Ogașul Marginea Boilazului.



luzit în locul unui cristal de biotit care a supraviețuit ca relict. Substituția a început probabil de undeva din stînga figurii. Relictele de biotit au rămas doar în centru și pe margini, ele prezentînd o extincție comună, demonstrînd deci continuitatea optică.

Un exemplu mai elocvent privind substituția biotitului de către andaluzit este cel din figura 3. În masa unui fenoblast de andaluzit se observă două grupe relicte biotitice: un grup care este orientat în același fel cu mineralele din exteriorul cristalului de andaluzit și care determină textura șistoasă a rocii și un grup care este perpendicular pe aceasta. În cadrul fiecărui grup, granulele au extincție simultană și pot fi interpretate ca aparținînd unui granol crescut înainte de formarea șistozității S_1 (grupul b_1) și al altui granol, format post șistozitate (grupul b). Cu atît mai mult andaluzitul care a digerat cristalul b, poate fi considerat că s-a format posteinematic dat fiind legătura între șistozitate, deformare și mișcările diferențiale.

Ceva mai rar dar bine exprimată este și substituierca muscovitului de către andaluzit (fig. 4). Se poate observa că avansarea în creștere a cristalului de andaluzit a fost aproximativ de la dreapta spre stînga, rămînînd în urmă, complet izolate, două mici cristale de muscovit. În stînga cristalului de andaluzit se află un cristal mare de muscovit digerat aproape total, așa încît el nu pare înglobat decît parțial de către andaluzit. Toate cristalele de muscovit prezintă continuitate optică și reticulară.

Fig. 4. — Muscovitul substituit de către andaluzit.

a, andaluzit; m. cristale relict de andaluzit prezentînd extincție simultană. Micașist cu andaluzit. Creața Craicul Prunului

Muscovite substituée par l'andalousite. a, l'andalousite; m, cristaux relictés d'andalousite présentant une extinction simultanée.

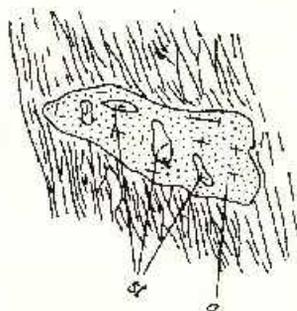
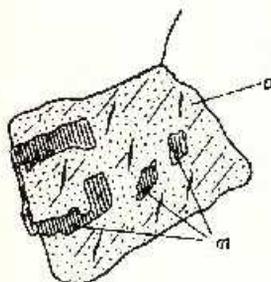


Fig. 5. — Relicte de staurolit în andaluzit. a, andaluzit; st., staurolit. Paragneis cu granat și andaluzit. Ogașul Marginea Boilazului.

Relictes de staurolite en andalousite. a, andalousite; st, staurolite. Paragneiss à grenats et a andalousite. Ogașul Marginea Boilazului.

Relațiile andaluzitului cu staurolitul îl prezintă pe acesta din urmă ca fiind substituit de către primul. În figura 5, un cristal monolit de andaluzit, conține câteva cristale de staurolit cu extincție simultană. Cristalul de andaluzit este crescut în mod evident postcinematic, dar este dificil de apreciat care este poziția în timp a staurolitului. O situație mai complexă este prezentată în figura 6, în care un cristal de staurolit alungit după axul c, este înglobat total în andaluzit, fiind parțial digerat de către acesta din urmă. Ambele cristale de staurolit incluse, prezintă continuitate optică. Andaluzitul din jur nu prezintă însă omogenitate reticulară și optică, avînd o structură mozaicată. Toate cristalele a_1 au poziția indicatricei optice foarte puțin diferită de la unul la altul, sugerînd o deplasare înfînă din poziția inițială, odată cu fracturarea cristalului. Doar cristalul a_2 are o extincție mult diferită față de cristalele de tip a_1 , sugerînd că a crescut independent, contribuînd însă și el la digerarea staurolitului.

La rîndul său, andaluzitul, este și el substituit de către alte minerale formate după el, sau pur și simplu intră în reacție cu roca gazdă. În figura 7, un cristal de biotit, se dezvoltă în detrimentul andaluzitului, fragmentîndu-l pe acesta din urmă, în porțiuni cu o perfectă continuitate

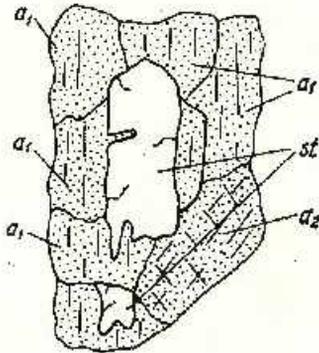


Fig. 6. — Staurolit inclus în andaluzit mozaicat.

a_1 , andaluzit în mozaic; st, staurolit cu extincție simultană; a_2 , cristal de andaluzit cu extincție mult diferită față de cristalele a_1 . Micașist cu andaluzit și staurolit. Valea Topolnița.

Staurolite incluse dans l'andalousite mosaïque.

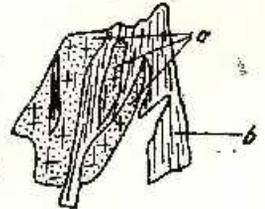
a_1 , andalousite en mosaïque; st, staurolite à extinction simultanée; a_2 , cristal d'andalousite à extinction différente par rapport aux cristaux a_1 . Micaschistes à andalousite et staurolite. Valea Topolnița.

Fig. 7. — Andaluzit fragmentat de un cristal de biotit.

a, andaluzit cu extincție comună; b, biotit. Paragnais cu andaluzit Valea Pietrele Albe.

Andalousite fragmenté par un cristal de biotite.

a, andalousite à extinction commune; b, biotite. Paragneiss à andalousite. Valea Pietrele Albe.



reticulară și optică. Acest biotit este în mod evident mai tânăr decât un alt cristal de biotit inclus în andaluzit și prezentînd semne de digerare de către acesta.

Acțiunea muscovitului asupra andaluzitului este mai bine exprimată în timp, pentru că muscovitul care îl substitue pe acesta din urmă este în relații clare cu șistoizitatea S_1 . În figura 8, se poate vedea o secvență din seria elapelor de cristalizare metamorfică care au dus la actuala înfățișare a rocii. Astfel, într-o rocă cu textură șistoasă bine exprimată, se află un cristal de andaluzit care include cristale de biotit orientate în planul foliației, dînd indicații de vîrstă, cel puțin în raport cu episodul deformațional S_1 , care pare în acest fel, anterior formării andaluzitului. De asemenea sînt incluse în andaluzit, două cristale de staurolit cu orientare optică identică. La rîndul său, andaluzitul este digerat la ambele capete de două cristale de muscovit mai nou format, crescute transversal față pe planul S_1 și conținînd relice de andaluzit cu extincție simultană, între ele și față de cristalul mamă.

Există și cazuri cînd andaluzitul este substituit de către cuarț (fig. 9). Într-o masă de cristale de cuarț cu aspect de mozaic, se poate identifica un fost cristal mai mare de andaluzit, redus la niște relice, care la rîndul lor conțin foite de biotit cu orientări cristalografice comune și care pot

da relații despre sistozitatea inițială a rocii, în cazul când cristallul de andaluzit nu s-a deplasat; se observă o oarecare selectivitate în digerarea de către cuarț a celor două minerale incluse, biotitul avînd se pare, în condițiile existente, o mai mare rezistență.

Fig. 8. — Andaluzit digerat parțial de către muscovit.

a, andaluzit; b, biotit inclus în andaluzit și alungit conform cu șistozitatea; m, muscovit dispus transversal pe șistozitate; st, cristale de staurolit cu extincție simultană. Micșist cu sillimanit și andaluzit. Dealul Satului-Izverna.

Andalousite digéré partiellement par le muscovite.

a, andalousite; b, biotite inclus dans l'andalousite et allongée conformément à la schistosité; m, cristaux de staurolite à extinction simultanée. Miceschistes à sillimanite et andalousite. Colline de Satul Izverna.

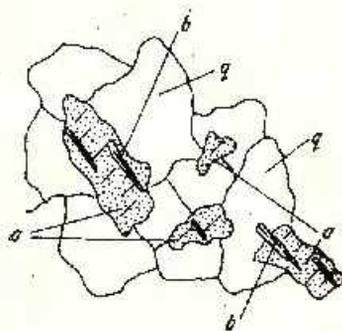
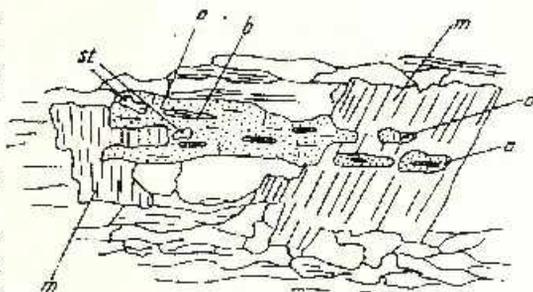


Fig. 9. — Relicte de andaluzit într-o matrice de cuarț. a, andaluzit cu extincție comună; b, biotit; q, cuarț. Paragneis cuarțitic cu andaluzit. Valea Racovăi.

Rélictés d'andalousite dans une matrice de quartz. a, andalousite à extinction commune; b, biotite; q, quartz. Paragneiss quartzitique à andalousite. Valea Racovăi.

După cum s-a mai spus, însăși matricea rocii poate contribui la dislocuirea unei cantități de andaluzit. În figura 10, cristallul de andaluzit este disputat între un cristall de muscovit de a II-a generație și matricea rocii, în care se găsește muscovit de o generație mai veche. Un granol relict de andaluzit se află chiar la limita dintre matrice și cristallul nou de muscovit. Toate cristalele de andaluzit își păstrează orientarea optică. În figura 11, este prezentat un cristall de andaluzit digerat exclusiv de către matrice, deși în secțiune se observă și muscovit de generația a II-a. Așadar, nu există o regulă generală privind dezvoltarea acestui muscovit pe seama andaluzitului, acesta din urmă fiind doar unul din mineralele pe seama cărora se poate forma muscovitul tardiv.

Vîrsta andaluzitului mai poate fi discutată și exclusiv din punctul de vedere al poziției sale față de suprafața S_1 . În cazul cînd este orientat cu alungirea în planul foliației, cum este în figura 12, este mai greu să-i discernem vîrsta. Se observă totuși, menținerea unor minerale opace sau micacee, incluse în porfiroblastul de andaluzit, (sistuoziitatea internă „si”) în același plan cu al restului rocii (sistuoziitatea externă „se”). Se impune concluzia că deși creșterea andaluzitului a avut loc posteinema-

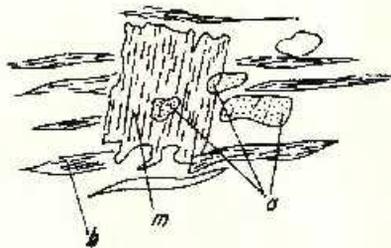


Fig. 10. — Andaluzit parțial digerat de muscovit de a 11-a generație.

b, biotit; m, muscovit; a, andaluzit. Paragneis cu andaluzit. Dealul Creanga.

Andalousite parțiel digérée par la muscovite de la 11-nde génération.

b, biotite; m, muscovite; a, andalousite. Paragneiss à andalousite. Colline Creanga.

Fig. 11. — Relicte de andaluzit într-o matrice predominant muscovitică.

a, andaluzit; m_1 , muscovit de generația I; m_2 , muscovit de generația a 11-a. Paragneis cu andaluzit; bazinul văii Racovăț. Rélites d'andalousite dans une matrice prédominant muscovitique.

a, andalousite; m_1 , muscovite de 1^{re}e génération; m_2 , muscovite de 11^{de}e génération paragneiss à andalousite; bassin de la vallée de Racovăț.

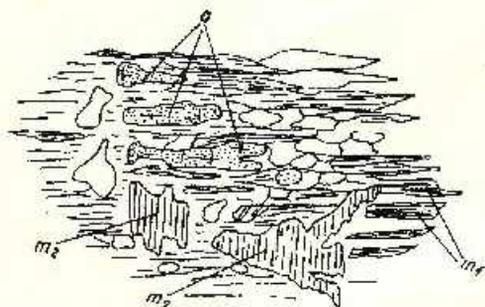
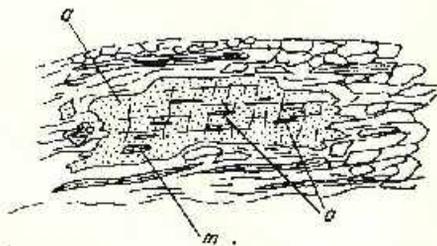


Fig. 12. — Porfiroblast de andaluzit alungit în planul foliației.

a, andaluzit; o, minerale opace; m, mică. Paragneis cu andaluzit. Valca Topolnița.

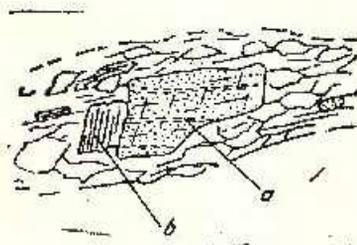
Porphyroblaste d'andalousite allongée dans le plan de la foliation.

a, andalousite; o, minéraux opques; m, mica. Paragneiss à andalousite. Vallée de Topolnița.

Fig. 13. — Andaluzit cu „si” paralel cu „se”.

a, andaluzit; b, biotit. Paragneis cu granați și andaluzit. Valea Tâbuceana.

Andalousite à „si” parallèle à „se”. a, andalousite; b, biotite. Paragneiss à grenats et andalousite. Valea Tâbuceana.



tic, forma sa a fost impusă de către șistozitatea preexistentă, adică a avut o creștere indusă. În aceeași situație se află și cristallul de andaluzit din figura 13 dar de astădată, constatăm doar un șir de incluziuni fine de minerale opace care stabilesc prin cristallul de andaluzit, continuitatea texturală a rocii. Alături de cristallul de andaluzit se află unul de muscovit crescut transversal față de șistozitate. Din cele cunoscute pînă în prezent, știm că de obicei muscovitul de generația a II-a digeră adesea andaluzitul. Așadar, andaluzitul este crescut într-un interval de timp situat între definitivarea șistozității S_1 și creșterea muscovitului de generația a II-a.

Relațiile directe ale andaluzitului cu celelalte minerale, n-au fost depistate, urmînd ca restul succesiunii să fie dedus din alte relații.

Sillimanitul este al doilea alumosilicat cu răspîndire regională în zona cercetată. Apare ca snopi sau cristale izolate. Mai rar se asociază sub formă de oceli cum este cazul sillimanitului ocelar din gnaisele cuarțo-feldspatice de pe valea Zlamán din zona satului Mărășești (extremitatea nordică a peticului de Bahna).

Cea mai frecventă asociație, semnalată în numeroase locuri de pe glob și întîlnită și în zona cercetată de noi este a sillimanitului cu biotitul. În acest sens, cele mai multe situații arată concreșterea intimă dintre aceste două minerale, sillimanitului pîrînd a se naște pe seama biotitului, fapt arătat și de alți cercetători ai cristalinului Carpaților Meridionali (Paliuc, 1937 în munții Cîmpii, Gherasi, 1937 în munții Țarcu, Savu, 1970 în munții Semenic). După alți autori, biotitul nu reprezintă decît un suport de nucleiere pentru sillimanit. În alte situații este invocată concreșterea epitaxială dintre cele două minerale, deși extincția dreaptă și alinierea paralelă a ambelor minerale, aruncă dubii asupra acestei posibilități, dînd naștere la interpretări echivoce. O dovadă împotriva epitaxiei ne-o dă imaginea din figura 14 în care se constată substituția biotitului de către sillimanit, dar modul variat de dispunere a cristalelor de sillimanit, față de poziția constantă a cristalelor de biotit (la origină un cristal unic) exclude concreșterea unuia pe fețe echivalente ale celuilalt. În cazul de față, sillimanitul substituie o parte din biotit, relictele din masa sillimanitului avînd extincție comună cu cristallul parental. Trecerea sillimanitului la biotit este tranșată de așa-zisul fibrolit, care după unii cercetători nu ar fi decît sinonimul sillimanitului pentru habitusul său fibros. După alți autori, fibrolitul este un sillimanit conținînd extracomponenți, sau o modificare polimorfă de sillimanit, sau un sillimanit dezordonat în ce privește structura reticulară (Pitohér, 1965).

Deosebirile dintre fibrolit și sillimanit sînt greu de făcut numai după morfologia lor, în afara cazului cînd deosebirile de dimensiuni sînt mari. O asemenea situație întîlnim în figura 15, în care un snop de sillimanit fibrolitic este intersectat cvasipendicular de cristale grosiere de sillimanit, care în situația dată nu pot fi apreciate decît ca născute într-o etapă ulterioară. Faptul că ele se dezvoltă în interiorul sau în vecinătatea imediată a unui agregat sillimanitic preexistent, ne conduce la presupunerea că sillimanitul vechi este furnizorul cel mai comod de Al_2SiO_5 .



Relațiile sillimanitului cu muscovitul sînt diferențiate în funcție de timpul cînd cele două minerale au interacționat. Astfel, sericitizarea care este destul de recentă, nu a afectat prea frecvent sillimanitul și în multe cazuri, mai ales datorită dimensiunilor reduse ale cristalelor de

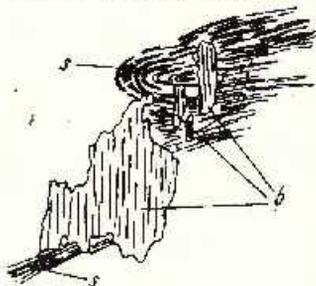


Fig. 14. — Relații biotit-sillimanit care exclud epitaxia. s, sillimanit; b, biotit cu extincția simultană. Paragnais cu sillimanit. Valea cu Pești.

Relations Biotite-sillimanite qui excluent l'épitaixie.

s, sillimanite; b, biotite à extinction simultanée. Paragnais à sillimanite. Valea cu Pești.

Fig. 15. — Două generații de sillimanit.

f, sillimanit fibrolitic dispus în snopi; s, sillimanit grosier crescut transversal pe alungirea snopului. Paragnais cu sillimanit și andaluzit. Valea Satului.

Deux générations de sillimanite.

f, sillimanite fibrolitique disposée en gerbe; s, sillimanite développée transversalement par rapport à l'allongement de la gerbe. Paragnais à sillimanite et andalousite. Valea Satului.

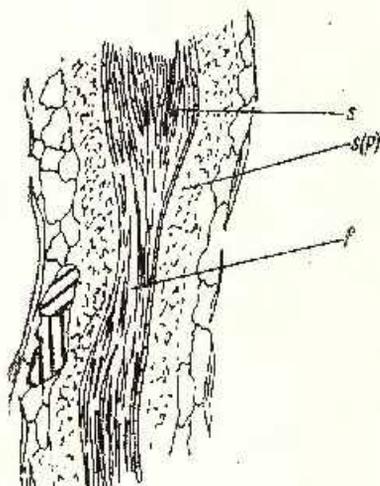
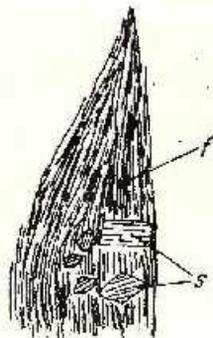


Fig. 16. — Sillimanit și fibrolit într-o matrice sericitică.

s, sillimanit; f, fibrolit; s (p), sericit (posibil pinit). Micasist cu sillimanit. Pîrîul Costești.

Sillimanite et fibrolite dans une matrice séricitique s, sillimanite; f, fibrolite; s (p), séricite (probablement pinite). Micaschistes à sillimanite. Russeau Costești.

sillimanit, interpretarea este nesigură. În figura 16, un snop de sillimanit asociat cu fibrolit, este prins într-o matrice de sericit, care la rîndul ei este înglobată în roca gazdă. Forma matricei de sericit mulează pe aceea a snopului sillimanitic, fapt care sugerează ideea că întreg spațiul serici-

tizat a fost ocupat de sillimanit. Dar există și posibilitatea ca snopul sillimanitic să fi fost inclus în alt mineral și acesta să fie apoi sericitizat. Nici în cazul relațiilor dintre sillimanit și muscovitul fenoblastic situația nu este perfect clară, pentru că nu putem discerne între simpla inclu-

Fig. 17. — Muscovit de generația a II-a cu alungire impusă de șistozitate.

b, biotit parțial cloritizat; m, muscovit; s, snop de ace de sillimanit secționat după (001). Micașist cu sillimanit Valea Străjii.

Muscovite de II^{nde} génération avec un allongement imposé par la schistosité.

b, biotite partiellement chloritisée; m, muscovite; s, gerbe d'aiguilles de sillimanite sectionnée selon (001).

Micaschiste à sillimanite. Valea Străjii.

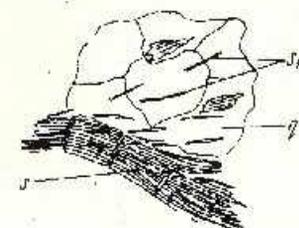
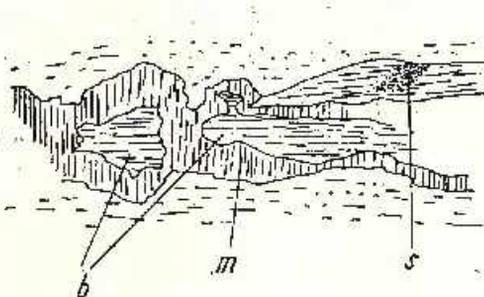


Fig. 18. — Snop de sillimanit parțial inclus în cuarț.

s, snop șillimanitic; q, cuarț; s₁, ace izolate de șillimanit. Micașisturi cu șillimanit. Valea Străjii.

Gerbe de șillimanite partiellement inclu dans de cuarț.

s, gerbe de șillimanite; q, cuarț; s₁, aiguilles isolées de șillimanite. Micaschistes à șillimanite. Valea Străjii.

dere și digerare. Această situație ambiguă este prezentată în figura 17: un cristal amoeboidal de muscovit de generația a II-a include un snop de sillimanit secționat transversal. În altă situație se poate constata interpunerea unui cristal de muscovit, pe traseul unui snop de sillimanit. Se constată că în interiorul cristalului de muscovit, snopul de sillimanit se „diluează” foarte mult, ceea ce ar însemna că o parte din acele șillimanitice au fost digerate de către muscovit. Am arătat în altă parte (Hirtopanu, 1973) că au rezistat acestei digerări, aciculi de sillimanit cei mai drepti și mai puțin afectați de îndoiri sau de ruperi. Aceeași situație se întâmplă și în cazul cuarțului, când acesta include snopul șillimanitic, după cum se poate observa în figura 18. Cristalele de cuarț au exercitat în cazul de față și un efect de împingere și îndoire a snopului șillimanitic.

Cordieritul este al treilea mineral caracteristic al asociației în discuție, constituind o verigă importantă în seria de cristalizare metamorfică. Apare ca fenoblaste cu conture rotunjite și cu dimensiuni variabile. Un caracter optic deosebit al cordieritului din regiunea cercetată este variabilitatea unghiului 2V, între -78° și $+64^\circ$ uneori având valori diferite în cadrul aceluiași cristal. Este cazul unui cristal de cordierit dintr-un

șanțion colectat la obrișia văii cu Pești, care prezintă în unele porțiuni din centrul cristalului valori ale unghiului axelor optice pînă la -40° . Cordieritul este frecvent pinitizat, fenomenul desfășurîndu-se de la margine spre interiorul cristalului sau prin intermediul fisurilor. Acest lucru

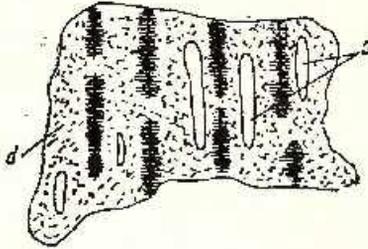


Fig. 19. — Cordierit pinitizat.

c, relicte de cordierit cu extincție simultană; p pinit. Paragnais cuarțite cu cordierit. Valea Topolova.

Cordierite pinitisé.

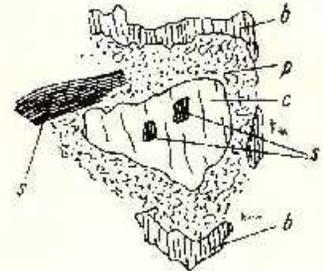
c, relictes de cordierite à extinction simultanée; p, pinites. Paragneiss quartzitique à cordierite. Valea Topolova.

Fig. 20. — Sillimanit inclus în cordierit.

b, biotit; p, pinit; c, cordierit; s, sillimanit cu extincție comună. Micașist cu andaluzit și sillimanit. Valea Rudina.

Sillimanite incluse dans la cordierite.

b, biotite; p, pinites; c, cordierite; s, sillimanite à extinction commune. Micaschist à andalousite et à sillimanite. Valea Rudina.



este expresiv reprezentat în figura 19, unde pinitizările amorțate de fisuri paralele, individualizează „martori de alterare” de asemenea paraleli între ei. Relații cu celelalte minerale, nu au fost surprinse în mod clar cu excepția celor referitoare la sillimanit. Astfel, în figura 20 se poate observa includerea sillimanitului în cordierit, demonstrînd succesiunea lor în timp. Mularea bordurei pinitice a cordieritului de către biotit ar atesta de asemenea formarea acestuia din urmă într-un stadiu ulterior formării cordieritului. Extincția comună a celor două cristale de sillimanit incluse în cordierit și forma lor izometrică (deși sînt secționate în lungul clivajelor) ar putea demonstra că înglobarea este însoțită de digerare.

Staurolitul este reprezentat adesea prin porfiroblaste cu un idiomorfism pronunțat, afectat prin digerare de către andaluzit. El este frecvent inclus în granat. La rîndul său, staurolitul include distenul în zonele marginale ale domeniului cercetat și în domeniul distenului din imediata vecinătate.

În sfîrșit, trebuie subliniat că în parageneza studiată mai există o serie de minerale tardive, formate în general după al doilea episod de deformare (S_2), sau a căror formare a fost prilejuită de către acesta. Este vorba de clorit, format în general pe seama biotitului, sericit (muscovit) format pe seama distenului și pinit (agregat de clorit și sericit) format de obicei pe seama cordieritului și staurolitului.



Aceste date de observație, sumar prezentate, ne conduc la o imagine a evoluției cristalizării metamorfice ilustrată în fig. 21.

Din schema prezentată cit și din observațiile microscopice suplimentare se pot trage următoarele concluzii :

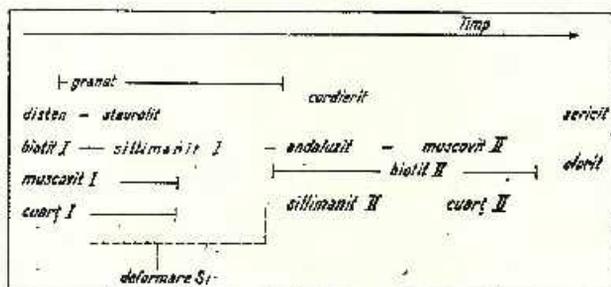


Fig. 21. — Succesiunea cristalizării metamorfice.

Succession de la cristallisation métamorphique.

Parageneza minerală primară a rocilor cristaline reprezintă o asociație caracteristică pentru metamorfismul de tip barrovian.

Parageneza de după episodul principal de deformare, reprezintă o asociație tipică pentru metamorfismul de presiune coborâtă de tip pirinean, așa cum a fost descrisă de către Zwart (1963) în zona Bosost.

Al doilea metamorfism este suprapus peste primul, pe o aceeași arie, în cadrul căreia mineralele din primul episod și-au păstrat individualitatea datorită probabil nedepășirii prea mari a domeniului lor de stabilitate sau al tendinței lor de a persista metastabil într-un câmp apropiat de cel ce le este propriu. De la această regulă face excepție distenul, de o raritate extremă în interiorul domeniului cercetat și cu un evident caracter relict. Același caracter relict îl prezintă și la marginile domeniului, pentru că odată depășită această graniță, el să devină larg dezvoltat și asociat cu staurolitul față de care prezintă aceleași relații cu cele descrise mai sus.

Între alumosilicații polimorfi (disten, andaluzit, sillimanit) nu s-a identificat nici un fel de relație, tranzițiile dintre aceste minerale fiind intermediare în special de către mineralele micacee. Sursa materialului pentru sintetizarea naturală a andaluzitului este probabil biotitul și muscovitul, fapt exprimat prin regularitatea substituției micelor de către andaluzit.

c) **Interpretarea observațiilor.** Din examinarea asociației mineralogice caracteristice rocilor cercetate, se constată că pentru toate mineralele întâlnite, există studii experimentale sau teoretice pe baze termodinamice, în scopul de a le individualiza cât mai precis domeniul de stabilitate sau de a stabili curbe de echilibru față de alte minerale cu care se află în relații de dependență.

Probabil că cei mai studiați sînt polimorfii Al_2SiO_5 (andaluzit, sillimanit, disten) a căror diagramă de echilibru în formă de Y inversat a fost stabilită de Miyashiro (1949) în mod empiric și a fost apoi confirmată ca alură de numeroși cercetători de teren sau experimenter.

Examinînd asociațiile mineralogice în care sînt implicați alumosilicații, se constată un fapt aparent contradictoriu și anume, coexistența a doi polimorfi (andaluzit și sillimanit) pe o aceeași arie, pe de-o parte și lipsa unei treceri vizibile între aceste două minerale, pe de altă parte. Aceeași constatare e valabilă și în cazul apariției distenului. Această situație sugerează ideea că liniile de echilibru monovariant reprezintă doar o poziție medie a limitei de stabilitate a fiecărui mineral Al_2SiO_5 și că fiecare din cei trei polimorfi persistă metastabil dincolo de această graniță. Faptul că nu se constată trecerea unui mineral alumosilicatic în altul, pe măsura schimbării condițiilor de metamorfism, că apariția unuia nu pare a fi legată direct de preexistența celuilalt, ne conduce la ideea că fiind separate în timp, ele sînt separate și ca domenii de stabilitate, în așa fel încît aceste domenii nu sînt în contact direct. Se pot imagina astfel, în cîmpul PT de metamorfism, trei domenii distincte (despărțite între ele prin spații variabile) care să fie proprii în exclusivitate pentru un anume alumosilicat. Trecerea mineralelor Al_2SiO_5 dintr-un domeniu în altul, este intermediată de către mize, care pe de o parte digeră alumosilicatul la ieșirea acestuia din cîmpul său de stabilitate iar pe de altă parte, pe seama lor se formează altă modificare Al_2SiO_5 , la intrarea într-un alt cîmp PT.

Situațiile cunoscute de noi pînă în prezent, în care se cunosc treceri între mineralele alumosilicaticе, sînt cele în care în timpul metamorfismului regional, este adăugat un factor termic adițional, precum și în experimente. Pentru aceste două situații este caracteristică viteza mare sau foarte mare de variație a unui factor fizic (în speță temperatura), fapt care nu se petrece în cazul unui metamorfism regional „pur”. Sugerăm deci ideea că diagrama clasică de echilibru a mineralelor Al_2SiO_5 , cu un punct triplu invariant este valabilă în special pentru condițiile restrictive ale experimentelor sau în condițiile de variație rapidă a factorilor fizici cum este cazul metamorfismului de contact termic.

În ce privește celelalte minerale index, care intră în alcătuirea asociației cercetate, ele au fost în mod complex studiate în ultimul timp, remarcîndu-se lucrările lui Ganguly (1972), Schreyer, Seifert (1969), Hess (1969).

Urmărind zonalitatea metamorfică reprezentată în figura 1, constatăm că are loc o variație sistematică în alcătuirea asociației mineralogice caracteristice fiecărei zone, de la SW la NE, în sensul dispariției staurolitului și apoi a andaluzitului și a apariției treptate a cordieritului, sillimanitului și în final a feldspatului potasic.

Într-o diagramă sintetică ca aceea din fig. 22, în care am figurat diagrama de echilibru a modificărilor polimorfe Al_2SiO_5 după Richardson et al. (1969), domeniul de stabilitate al staurolitului și cîmpul de coexistență staurolit + cordierit după Ganguly (1972) și diagrama rela-



țiilor de fază în sistemul $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ după Schreyer, Seifert (1969), se pot identifica toate asociațiile mineralogice întâlnite. Astfel, asociația sillimanit-cordierit \pm feldspat potasic se poate găsi în cimpul sillimanitic sub linia univariantă $Co-KF$ și la stînga curbei ce marchează începutul topirii (punctul I). Mergînd spre stînga

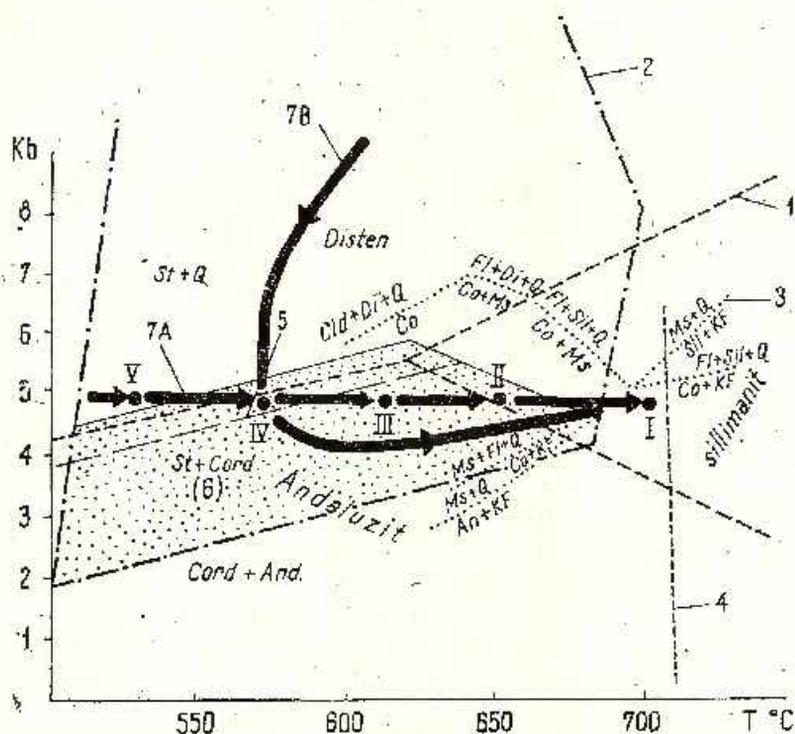


Fig. 22. -- Evoluția probabilă a metamorfismului în munții Mehediții.

1, diagrama de echilibru pentru minerale Al_2SiO_5 (Richardson et al., 1969); 2, domeniul de stabilitate al staurolitului (Ganguly, 1972); 3, diagrama relațiilor de fază în sistemul $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Schreyer, Seifert, 1969); 4, curba de început a topirii; 5, linia superioară a domeniului de coexistență staurolit + cordierit în munții Mehediții; 6 domeniul de coexistență staurolit + cordierit; 7, evoluția metamorfismului: a, în condiții izohare; b, plecînd de la presiuni ridicate.

Évolution probable du métamorphisme dans les monts de Mehediții.

1, diagramme d'équilibre pour les minéraux Al_2SiO_5 (Richardson et al., 1969); 2, domaine de stabilité de la staurolite (Ganguly, 1972); 3, diagramme des relations de phase dans le système $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Schreyer, Seifert, 1969); 4, Courbe de commencement de la fonte; 5, limite supérieure du domaine de la coexistence staurolite + cordiérite; 7, évolution du métamorphisme: a, en condition isohares; b, en commençant avec des pressions élevées.

vom intercepta linia de echilibru monovariant andaluzit-sillimanit, în lungul căreia cele două minerale coexistă. Ele coexistă de asemenea și pe o oarecare distanță de o parte și de alta a acestei linii. În acest fel, în această zonă se realizează asociația andaluzit-sillimanit-cordierit \pm staurolit (punctul II). Apariția staurolitului este încă accidentală întrucât ne aflăm la marginea domeniului său de stabilitate în condițiile suprasaturării în cuarț. În interiorul cimpului andaluzitic vor apare de asemenea staurolitul care și are aici o mare parte din domeniul său de stabilitate, precum și cordieritul, aflat în domeniul de coexistență cu staurolitul, după cum reiese din datele lui G a n g u l y (1972). Vom nota cu III, punctul figurativ al asociației andaluzit-cordierit-staurolit. Spre marginea cimpului andaluzitic aproape de limita cu distenul și la periferia domeniului de coexistență al asociației andaluzit-cordierit, acesta din urmă este diminuat pînă la dispariție, încît asociația specifică din această zonă este alcătuită doar din andaluzit și staurolit (punctul IV). În continuare spre stînga diagramei, se intră în cîmpul de stabilitate al distenului fără a se ieși din cel al staurolitului, încît asociația caracteristică este disten-staurolit (punctul V). Toate cele cinci puncte sînt aproximativ colineare, trecerea de la o asociație la alta putîndu-se realiza astfel la o presiune constantă prin variația temperaturii. Se ajunge astfel la situația paradoxală că asociația de presiune coborîtă pe care am cercetat-o aici, se realizează nu printr-o scădere de presiune ci printr-o creștere a temperaturii, în condiții izobare. Temperatura maximă se atinge în zona cu sillimanit-cordierit \pm feldspat potasic, ce se află în apropierea liniei de început a topirii și care coincide cu apariția migmatitelor stromatice cartografiate de noi aici¹⁰. O consecință imediată a raționamentului făcut mai sus, este că presiunea rocilor metamorfice din afara domeniului cercetat, este de asemenea scăzută și că de fapt a avut loc o încălzire pe un fond de joasă presiune. Explicația creșterii temperaturii ar putea consta în existența unui dom termic cu valori ale izotermelor crescînd de la SW către NE, care a apărut ca atare după primul episod de deformare.

Un alt mers al metamorfismului ar putea fi imaginat considerînd că primul episod de deformare a provocat o scădere de presiune din domeniul distenului, pînă la interceptarea cimpului andaluzitic, după care presiunea rămînînd constantă, prin creșterea progresivă a temperaturii se realizează succesiunea de asociații minerale care a fost discutată. Această ultimă variantă concordă cu nivelul baric al cristalinului getic de tip barrovian admis în zonele învecinate (S a v u, 1970; B e r c i a, 1972) ca fiind de cca 8-10 kb. Corelînd observațiile noastre din petele de Bahna, cu cele ale altor autori care au cercetat cristalinul Carpaților Meridionali, vom constata că asociațiile de presiune coborîtă nu sînt neobișnuite. Putem cita astfel, în primul rînd, studiul efectuat de B e r c i a (1972)

¹⁰ I. Hirtopanu, Harta geologică a R.S.R. sc. 1: 50.000, Izoia Tismana (cristalinul getic), manuscris, 1974.



în munții Godeanu, unde autorul a separat într-o arie de presiune coborită din partea estică a masivului, trei zone de la vest la est : zona cu andaluzit-staurolit, zona cu andaluzit și zona cu andaluzit-cordierit-sillimanit. Limitele și caracteristicile domeniului de presiune coborită, sînt într-un acord foarte bun în munții Godeanu și Mehedinți.

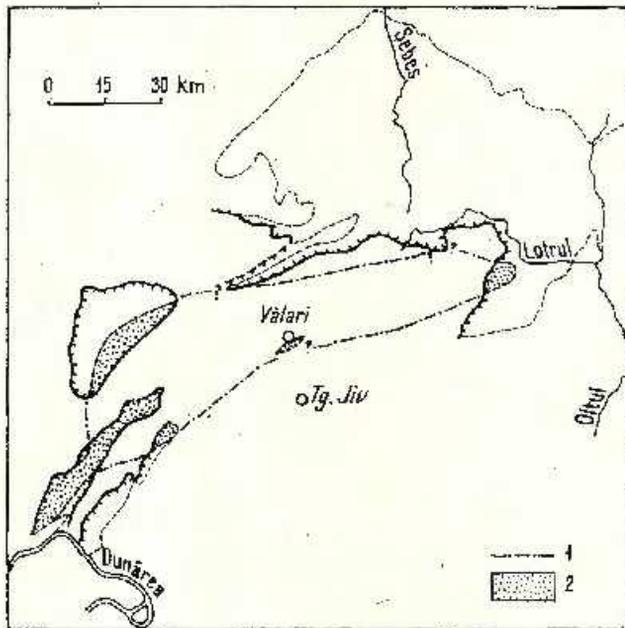


Fig. 23. — Aria metamorfismului de presiune coborită în Carpații Meridionali.

1, conturul ipotetic al domeniului de presiune coborită în exteriorul domeniului Getic; 2, metamorfism de presiune coborită în domeniul Getic.

Aire du métamorphisme de basse pression dans les Carpathes Méridionales.

1, contour hypothétique du domaine de pression basse dans l'extérieur du domaine Gétique; 2, métamorphisme de basse pression dans le domaine Gétique.

La vest de petiucul de Bahna, noi am identificat în bazinul văii Rudina, în partea de nord a petiucului de Severin, asociația cu andaluzit-cordierit-sillimanit.

În petiucul de cristalîn de la Vâlari, considerat pînă acum ca aparținînd zonei cu disten, noi am identificat sillimanitul alături de numeroase agregate pinitice care ar fi putut să ia naștere pe seama unui cordierit.

În sfârșit, în munții Căpățini, în bazinul văii Mălaia, văii Repede, și în zona muntelui Ursu, Pavelescu (1955), Savu¹¹, Schuster¹² și mai recent, Hirtopanu et al.¹³ au identificat și descris roci cu sillimanit și cordierit, iar în valea Iuncavăț Trifulescu¹⁴ a identificat roci cu andaluzit.

Se conturează astfel, după cum reiese din figura 23, în zona median-sudică a cristalinelor Getice din Carpații Meridionali, un domeniu caracterizat în principal prin presiunea sa scăzută dar și printr-o temperatură suficient de ridicată încât îi crează o individualitate bine definită¹⁵.

4. Concluzii

Rocile cristaline ale peticului de Bahna din munții Mehedinți, au conservat în paragenza lor două asociații mineralogice distincte, care materializează două tipuri de metamorfism suprapuse în timp și spațiu.

Evoluția metamorfismului din zona cercetată, s-a putut desfășura în două moduri: a) prin creșterea temperaturii în condiții izobare, pe un fond de presiune coborâtă; b) prin scăderea presiunii de la valori ridicate, urmată apoi de creșterea temperaturii în condiții izobare.

Este posibil ca domeniul de presiune coborâtă să fi avut o răspîndire mult mai largă decît în prezent, zonele dispartate conturînd o arie apreciabilă în partea de sud a Carpaților Meridionali, între munții Godeanu la vest și munții Căpățini în est.

Aduc mulțumirile mele colegilor Erika Matsch, A. Andrei și Al. Andrei de la IGPSMS, pentru ajutorul acordat în selecționarea materialului petrografic, precum și colegilor M. Șelăman de la Catedra de Mineralogie a Facultății de Geologie-Geografie și I. Balintoni, pentru sprijinul dat la definitivarea textului.

BIBLIOGRAFIE

- Ganguly J. (1972) Staurolite Stability and Related Parageneses: Theory, Experiments and Applications. *Journ. of Petrology*, 13, 2, 335-365, London.
- Gherasi N. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *Ann. Inst. Geol. Roum.* XVIII, 1-78, București.

¹¹ H. Savu. Raport cartări, revizuri și coordonări în cuprinsul foii 85-Cîmpeni, 1962. Arh. Inst. Geol. București.

¹² A. Schuster, informație verbală.

¹³ I. Hirtopanu, Paulina Hirtopanu, Constanța Udrescu, Elena Colios, Florica Popescu. Studii petrografice ale rocilor cu silicați de aluminiu polimorfi (sillimanit, andaluzit, disten) din Carpații Meridionali, 1974. Arh. Inst. Geol. București.

¹⁴ M. Trifulescu, informația verbală

¹⁵ La această concluzie am ajuns, ajutat fiind și de convorbirile avute cu dr. I. Berciu.



- Hess P. C. (1969) The Metamorphic Paragenesis of Cordierite in Pelitic Rocks. *Contr. Miner. and Petrol.* 24, 3, 191—207. Berlin, Heidelberg, New York.
- Hirtopanu I. (1973) Rocile cu sillimanit din munții Sebeș. *D. S. Inst. Geol. L.C.N.*, 193—206. București.
- Miyashiro A. (1949) The stability relations of Kyanite, sillimanite and andalusite, and the physical conditions of the metamorphic processes. *Journ. Geol. Soc. Jap.* 56, 218—232, Tokyo.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Faring et des Munții Cimpii (Carpates Méridionales). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVIII, 173—280, București.
- Pavelescu I. (1955) Contribuții la studiul petrografic al rocilor bazice și ultrabazice din Dealul Ursului, munții Lotrului — Carpații Meridionali. *Bul. st. Acad. R.P.R. — ser. st. biol. agr. geol. geogr.*, VII, 4, 1251—1273. București.
- Pitcheer W. S. (1965) The aluminium silicate polymorphs. In *Controls of Metamorphism*, W. S. Pitcheer and G. W. Flinn edit. Edinburgh, London.
- Richardson S. W., Bell P. M., Gilbert M. C. (1968) Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.* 267, 259—272. New York. Haven, Connecticut.
- Savu H. (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică pre-balciană. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXXVIII, 223—317. București.
- Schreyer W., Seifert F. (1969) Compatibility relations of the aluminium silicates in the systems $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at high pressures. *Am. J. Sci.* 267, 371—388. New Haven Connecticut.
- Zwart H. J. (1963) Metamorphic history of the Central Pyrenees, II, valle de Aráu, Sheet 4. *Leids Geol. Mededeel.* 28, 321—76. Leiden.

MÉTAMORPHISME DE BASSE PRESSION DES MONTS MEHEDINȚI (LAMBEAU DE BALNA)

(Résumé)

On a rencontré dans la plus grande partie du lambeau de Balna, du cristallin des monts Mehedinți, une paragenèse de basse pression, atteslée par l'association minéralogique andalousite-sillimanite-cordierite.

La succession en temps de la cristallisation métamorphique qui renferme deux paragenèses, a été déduite de l'étude microscopique des relations des minéraux. La première paragenèse, dont le minéral caractéristique est le disthène, est la plus ancienne et elle représente le niveau de métamorphisme auquel ont été soumises les roches au cours de l'épisode de déformation S_1 . Après cet événement, la paragenèse à andalousite, cordierite, sillimanite, en tant que minéraux caractéristiques, c'est superposé au-dessus de la première, en la remplaçant partiellement.

On a représenté dans un diagramme synthétique, où sont figurés les domaines de stabilité de la staurolite et des minéraux polymorphes Al_2SiO_5 , aussi bien que les courbes d'équilibre



où la cordiérite et le feldspath potassique sont impliqués, deux variantes de l'évolution probable du métamorphisme :

a) Par l'accroissement de la température dans des conditions isobares, et sur un fond de basse pression.

b) Par la baisse de la pression suivie par l'accroissement de la température dans des conditions isobares.

En conclusion, on passe en revue les zones du cristallin Gétique des Carpates Méridionales où on a identifié les paragenèses de basse pression, en suggérant l'existence d'un large domaine à métamorphisme de type pyrénéen entre les monts Godeanu et les monts Căpâlnii.



1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

**DATE NOI ASUPRA CLORITOIDULUI DIN FORMAȚIUNEA
DE SCHELA (CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI)¹**

DE

ILIE HUCĂ, VASILICA PIEPTEA, GHEORGHE NEACȘU²

Abstract

New Data on the Chloritoid of the Schela Formation (Central South Carpathians). As a result of the mineralogical, roentgenographical, differential and weighable thermal studies, the authors conclude that within the pyrophyllitic schists of the Vezuroiu-Schela and Rafaila-Crasna zones two chloritoid varieties occur: a macroscopic black variety, monoclinically crystallized, and a macroscopic green one, triclinically crystallized. In order to characterize the two chloritoid varieties measurements of optical constants are presented. From the mineralogical and petrographical viewpoint, the identity of pyrophyllitic schists with chloritoid in the two investigated areas is pointed out. In the Rafaila zone, the presence of chloritoid within the graphitous quartzitic schists is mentioned, too.

I. ISTORIC

Cloritoidul a fost, pentru prima dată, descris în țara noastră de către Duparc, Mrazec (1893). Acești autori au prezentat o serie de determinări optice și chimice pe cristale de cloritoid provenind dintr-un șist de la Lăiniți — Valca Jiului. Mrazec (1899) a cuprins în formațiunea de Schela atât șisturile cu cloritoid de la Rafailă cât și formațiunea cu antracit de la Schela, atribuindu-le vîrsta carboniferă. Prezența cloritoidului în formațiunea de Schela a mai fost citată de: Szadeczky (1897), Manolescu (1937) și Paliuc (1937). Manolescu atribuie formațiunii de Schela vîrsta liasică și leagă formarea cloritoidului de orogeneza alpină.

¹ Comunicată în ședința din 31 mai 1974.

² Întreprinderea Geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale utile, str. Caransebeș nr. 1, București.



Pavelescu (1968), prezintă un studiu detaliat, mineralogic și chimic asupra cloritoidului din șisturile cristaline de la Rafailă, pe care le atribuie seriei de Tulîșa, constituită din depozite paleozoice metamorfozate (Pavelescu et al., 1964).

Confirmind cele susținute de Drăghici et al. (1967), Savu (1970) face distincția între seria de Tulîșa, paleozoică mai veche și formațiunea Schela *str. s.* pe care o consideră carbonifer superioară. Autorul face considerații asupra temperaturilor de formare a cloritoidului în cele două unități geologice, pe baza paragenezelor în care apare acest mineral.

Paliuc (1972) într-o lucrare de detaliu asupra pirofilitului din formațiunea de Schela de la Vierzuroiu prezintă o serie de date asupra cloritoidului³. Acest autor consideră formațiunea de Schela de vîrstă liasică.

II. INTRODUCERE

Huică a efectuat lucrări de prospectare pentru argilă refractară în zona Vierzuroiu-Schela Gorj⁴ și în zona Porceni-Rafailă-Crasna⁵. Cu această ocazie au fost recoltate o serie de eșantioane care au fost studiate petrografic și mineralogic de către Pieptea și roentgenografic de către Neacșu. Punctele de colectare a probelor cu cloritoid sînt prezentate pe harta geologică anexată (pl. II) precum și în tabelul 1.

Din punct de vedere litologic, în zona Vierzuroiu, formațiunea de Schela apare alcătuită din cele 3 complexe puse în evidență prin lucrările de suprafață și prin lucrările de foraj (Drăghici et al., 1967):

Complexul inferior al gresurilor cuarțitice, cu o grosime de aproximativ 160 m;

Complexul mediu al șisturilor pirofilitice (Paliuc, 1972) cu cloritoid și antracit, gros de aproximativ 140 m;

Complexul superior al gresurilor microconglomeratice cuarțitice, gros de aproximativ 120 m.

III. OCURENȚĂ ȘI PARAGENEZA

În urma studiului petrografic executat pe probele colectate s-au desprins o serie de observații privitoare la ocurența cloritoidului:

Rocile aparținînd formațiunii de Schela din zona Vierzuroiu au suferit un metamorfism de grad scăzut. În acest complex se întîlnește o gamă de roci începînd de la un sedimentar arenitic foarte slab metamorfo-

³ O parte din datele privitoare la cloritoidul din regiune au fost puse la dispoziția autorului de către G. Neacșu care a executat, de asemenea, analizele roentgen asupra pirofilitului din lucrarea citată.

⁴ I. Huică. Raport geologic de prospecțiuni pentru argilă refractară în zona Vierzuroiu-Schela-Gorj, 1963. Arb. M. M. P. G.

⁵ I. Huică. Raport geologic pentru argilă refractară în zona Porceni-Rafailă-Crasna, 1964. Arb. M. M. P. G.



zat, reprezentat prin gresii microconglomeratice și pînă la șisturi cu pirofilit, sericit și muscovit, reprezentînd formațiuni pelitice, complet metamorfozate. Sînt larg răspîndite șisturile cu structura blasto-psamitică, cu masa fundamentală formată din minerale lepidoblastice, în care sînt prinse granule de cuarț ce își păstrează caracterul detritic. Analiza microscopică a arătat că în zona Viezuroiu rocile cu structura blasto-psamitică reprezentate prin metagresii și metaconglomerate, corespunzînd faciesului arenitic, nu conțin cloritoid. Cloritoidul apare în rocile argiloase care au fost total metamorfozate în condițiile metamorfismului de grad scăzut și au trecut în șisturi pirofilito-sericifice.

TABELUL 1

Localizarea probelor cu cloritoid

Nr. probei	Localizarea probei	Roca	Gradul de participare a cloritoidului în rocă (circa)
	Zona Viezuroiu		
2398	Valea Hărăbor	șist cu pirofilit și sericit	14%
Fn_1	Halda exploatării Schela	șist pirofilitic grafitos	15%
	Zona Rafailă		
4290	Valea Schitului	șist cu pirofilit, sericit și grafit	30%
Fn_3	Confluența valea Rafaila — Valea Jiului		
		șist muscovito-cloritos cu grafit	40%
Fn_6	Confluența valea Rafaila—Valea Jiului		
		șist sericitic cu carbonați	25%
2898	Valea Rafaila	șist pirofilitic cu sericit	15%
2913	Valea Rafaila	șist cu sericit și pirofilit	16%
4705	Culmea Rafaila	șist cuarțitic	15—80%
4475	Valea Alunul	șist cu pirofilit și sericit	15%

Așa după cum se poate urmări în tabelul 1, în zona Rafailă, cloritoidul a fost întîlnit atît în șisturile cu pirofilit și sericit — muscovit ± clorit cît și în cuarțite, reprezentînd roci arenitice complet metamorfozate. Cloritoidul apare, de asemenea, în șisturi cuarțito-sericito-carbonatice.

În cele ce urmează ne vom ocupa de cloritoidul din șisturile pirofilito-sericifice, care au fost întîlnite atît în zona Viezuroiu cît și în zona Rafailă.

Prima varietate este mai intens colorată încît mineralul apare macroscopic de culoare neagră, motiv pentru care l-am denumit cloritoid negru.

Cea de a doua varietate, de culoare verde la analiza macroscopică a fost denumită cloritoid verde. Din observațiile efectuate a rezultat că fiecare eșantion examinat conține numai una din cele două varietăți de cloritoid. Atît în zona Viezuroiu — cît și în zona Rafailă au fost întîlnite ambele varietăți de cloritoid.

Cloritoidul negru este larg dezvoltat alit granulometric cit și ca grad de participare în rocă. El apare în șisturi satinat, de culoare neagră, datorită pigmentului grafitos, în parageneză cu pirofilit, sericit = muscovit ± clorit, oxizi de fier și cuarț recristalizat. Mineralul formează agregate compacte, sferulitice, sub formă de nodule care au pînă la 6 mm diametru, imprimind rocii un aspect rugos. După modul de prezentare al mineralului, conchidem că această varietate a fost descrisă de Duparc, Mrazec (1893). Cloritoidul negru nu prezintă fenomene de alterație. Mineralul include o pulbere fină formată din grafit și oxizi de fier, dispusă paralel cu șistozitatea rocii și discordant față de dezvoltarea cristalilor, fapt care demonstrează formarea mineralului posterior foliației. În alte cazuri nodulele de cloritoid negru își fac loc în masa lepidoblastică a rocii, ale cărei strătulețe formate din pirofilit și alte minerale lamelare se curbază, indicînd prin aceasta o dezvoltare mai timpurie. Cloritoidul negru prezintă frecvente îndoiri și curbări (pl. I fig. 1, 2). Adesea mineralul apare fisurat pînă la cataclazare, cu pătrunderea pe fisuri a cuarțului și a mineralelor lamelare, care pot fi urmărite în continuare în masa rocii. Modul de prezentare al cloritoidului negru demonstrează o cristalizare în zonele unde dinamometamorfismul a jucat un rol hotărîtor alit în timpul blastezii cit și ulterior formării mineralului.

Cloritoidul verde a fost întilnit în șisturile pirofilito-sericitice, de culoare albicioasă, puțin gălbuie, datorită prezenței hidroxizilor de fier. Dezvoltat în aglomerări fine avînd, în general, pînă la 1 mm, cloritoidul verde formează în rocă un pigment de culoare verde, vizibil cu ochiul liber. El apare în cristale dispuse paralel cu șistozitatea, în general neafectate de metamorfismul de deformație (planșa I, fig. 3). Mineralul include o pulbere fină de hidroxizi de fier care se dezvoltă pe direcțiile de clivaj și de-a lungul fisurilor, putînd fi vorba de o alterație limonitică.

A) Caracterizarea optică a varietăților de cloritoid

Cele două varietăți de cloritoid au fost remarcate la examenul microscopic al probelor petrografice prin faptul că prezentau caractere optice distincte în ceea ce privește pleocroismul și dispersia. La cloritoidul negru, pleocroismul este mai intens decît la cloritoidul verde. În secțiunea bazală după (001), care reprezintă orientarea cea mai frecventă a cristalelor în imersie, cloritoidul negru stinge, în mod clar, după direcțiile np și nm , în timp ce la cloritoidul verde extincția nu se face în mod clar, datorită dispersiei mai accentuate a bisectrițelor. Pornind de la această observație s-a trecut la obținerea unei probe monominerale de cloritoid pentru fiecare varietate, prin concentrarea mineralului cu metodele pe care le-am avut la dispoziție: săitrocare, separare în bromoform, alegeri la lupa binoculară (probele 2913 și Fn_1).

Pe aceste probe monominerale s-au efectuat cercetări privind constantele optice, roentgenografice, termodiferențiale și termodiferențiale. Pe ac eleași probe au fost executate și analize chimice complete.



1. **Morfologie și macle.** În secțiuni subțiri, cele două varietăți de cloritoid prezintă, în mod constant, macle alternante, având ca plan de simetrie și de asociere fața (001) care coincide cu principala direcție de clivaj. Cloritoidul verde formează de obicei macle din doi indivizi dispuși în conformitate cu șistozitatea rocii sau formind agregate radiare cu aspect stelat (pl. I, fig. 3). Dimensiunile cristalelor variază între 0,20 / 0,06 mm și 0,50 / 0,10 mm.

Cloritoidul negru prezintă macle polisintetice în care indivizii macleați sînt mai numeroși și mai înguști decît la cloritoidul verde, prin dezvoltarea mai redusă a fețelor de pinacoid lateral (pl. I, fig. 1, 2). Cloritoidul negru formează porfiroblaste care trec frecvent de un mm diametru, putînd ajunge pînă la 6 mm. Mineralul este dezvoltat sub formă de sferulite prin maclarea polisintetică.

2. **Pleocroismul.** La cloritoidul negru pleocroismul este mai intens, prin accentuarea culorii de absorbție după fiecare direcție. S-au observat, de asemenea, diferențe în nuanțele de culoare :

	Cloritoidul verde	Cloritoidul negru
<i>np</i>	verde-cenușiu spre oliv	verde-oliv
<i>nm</i>	verde oliv cu nuanță albăstruie	albastru-verzui
<i>ng</i>	galben-pal ușor verzui	galben

3. **Refringență și birefringență.** Ținînd seama de faptul că mineralul are o dispersie accentuată am făcut determinări de refringență și de birefringență atît în lumina albă cit și în lumină monocromatică, folosind microscopul MIEN 8 (URSS) cu filtre monocromatice pentru $\lambda = 620\text{nm}$, $\lambda = 589\text{ nm}$ și $\lambda = 486\text{ nm}$. Măsurarea indicilor de refracție ai celor două varietăți de cloritoid a fost făcută în imersie prin aprecierea valorilor medii asupra granulelor examinate (după *ng*, *nm*, *np*) cu ajutorul lichidelor cu indici cunoscuți la a II-a zecimală (lichide Cargille - USA). În tabelul 2 și în fig. 1 se observă că varietatea verde prezintă indicii de refracție mai scăzuți decît varietatea neagră. Indicii de refracție ai ambelor varietăți de cloritoid scad odată cu scăderea lungimii de undă. Birefringența maximă este mai scăzută la cloritoidul verde, prezentînd o dispersie mai mare a valorilor, fenomen care a fost sesizat și la analiza microscopică între nicolii încrușițați.

Cu ajutorul compensatorului Berek s-au efectuat măsurători de birefringență pe cristale de cloritoid din cele două varietăți prezentînd macle polisintetice sub formă de indivizi lamelari, macleați alternativ după *p*(001). În secțiunea perpendiculară pe *p*(001) alungirea acestor lamele față de direcția de clivaj este negativă. Dată fiind dezvoltarea sferulitică a mineralului maclat polisintetic, în secțiune subțire se prinde *n'* care variază între *np* și *nm*, ceea ce se traduce între nicolii paraleli prin variații în pleocroismul indivizilor orientați în același sens iar între nicolii încrușițați prin mici variații ale unghiului de extincție și ale birefringenței.



Pentru măsurarea birefringenței s-au ales acele secțiuni în care două lamele consecutive (individul A și individul B) prezentau unghiuri de extincție maxime și aproximativ simetrice față de direcția de clivaj după $p(001)$. Birefringența individului B a fost foarte apropiată de birefringența maximă

TABELUL 2

Indicii de refracție în lumina albă și în lumină monocromatică

		În lumină albă	În lumină monocromatică	
			= 620 nm	= 486 nm
Cloritoid verde	np	1,717	1,725	1,709
	nm	1,722	1,727	1,715
	ng	1,725	1,729	1,720
	ng-np	0,008	0,004	0,011
Cloritoid negru	np	1,723	1,729	1,711
	nm	1,730	1,734	1,718
	ng	1,733	1,737	1,722
	ng-np	0,010	0,008	0,011

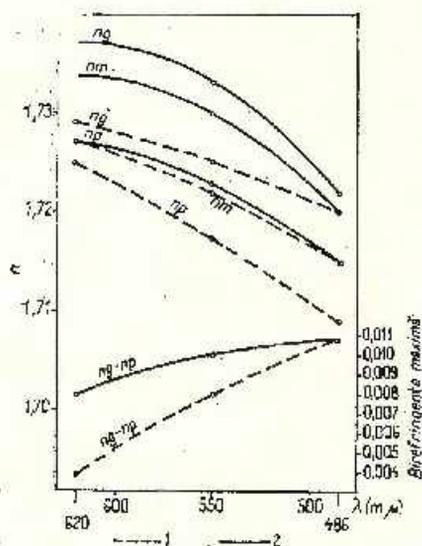


Fig. 1. — Variația indicilor de refracție și a birefringenței maxime cu lungimea de undă (nm).

1, Cloritoid verde. 2, Cloritoid negru; Variation des indices de refraction et de la birefringence maximale en fonction de la longueur d'onde (nm).

1, Chloritoide vert. 2, Chloritoide noir;

a mineralului ($n_g - n_p$) în timp ce birefringența individului A a corespuns unei birefringențe parțiale ($n_g - n'_m$).

În tabelul 3 și în figura 2 prezentăm rezultatul acestor măsurători. Se observă că birefringența crește cu scăderea lungimii de undă și anume mai pronunțat la cloritoidul verde.

TABELUL 3

Variația birefringentei cristalelor de cloritoid maclate polisintetice

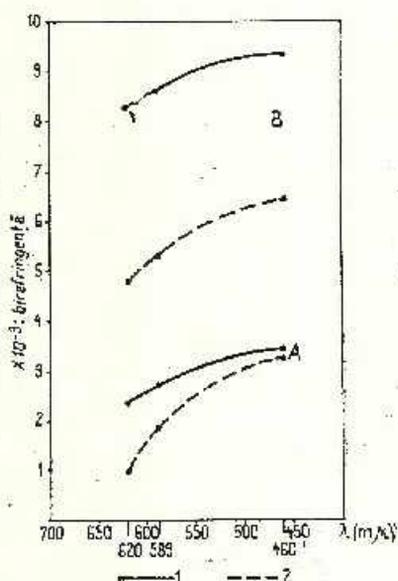
			În lumină	În lumină monocromatică		
			albă	620 nm	589 nm	486 nm
Cloritoid negru	Individul A	ng - n'm	0,0030	0,0023	0,0027	0,0034
	Individul B	ng - n'p	0,0090	0,0082	0,0086	0,0093
Cloritoid verde	Individul A	ng - n'm	0,0026	0,0016	0,0019	0,0032
	Individul B	ng - n'p	0,0059	0,0048	0,0053	0,0064

Fig. 2. — Variația cu lungimea de undă (nm) a birefringentei maxime (individ B) și a birefringentei parțiale (individ A) în cristalele maclate polisintetice.

1, Cloritoid negru; 2, Cloritoid verde.

Variation de la birefringence maximale (individ B) et de la birefringence partielle (individ A), en fonction de la longueur d'onde, dans des cristaux maclés polysynthétiquement.

1, Chloritoïde noir; 2, Chloritoïde vert.



4. **Extincția.** Măsurarea unghiurilor de extincție s-a făcut în lumină albă. Întrucât singura direcție cristalografică sigură a cloritoidului este clivajul după fața (001), unghiul de extincție caracteristic al mineralului este dat de direcția *ng* și normală pe *p*(001). El este de 12° la cloritoidul negru și de 6° la cloritoidul verde. Măsurătorile s-au efectuat în imersie pe cristale care au fost așezate în zonă verticală, căutându-se secțiunea de birefringență maximă.

Unghiurile de extincție simetrice față de planul de maclă (001) au fost măsurate pe un număr de 11 cazuri la cloritoidul negru și de 4 cazuri la cloritoidul verde. În tabelul 4 se prezintă atât valorile acestor unghiuri cât și suma lor, pe care *M r a z e c* (1893) o numește unghiul dintre două lame consecutive. În figura 3 prezentăm grafic limitele în

care variază acest unghi, precum și valoarea medie pentru fiecare varietate de cloritoid. La cloritoidul negru acest unghi se situează constant peste 40° avind o medie de 47° , în timp ce la cloritoidul verde unghiul prezintă în general valori sub 40° , cu o medie de $36^\circ, 30'$.

TABELUL 4

Unghiuri de extincție simetrice față de planul de macle în lumina albă

Cloritoid negru			Cloritoid verde		
Individul A	Individul B	Suma ⁶	Individul A	Individul B	Suma ⁶
Valori măsurate în grade					
23	21	44	19	22	41
17	24	41	19	17	36
26	27	53	20	17	37
20	25	45	14 ⁷	18 ⁷	32
21	28	49			$\bar{x} = 36^\circ, 30'$
23	29	52			
28	26	54			
25	28	53			
20	23	43			
21	19	40			
22 ⁷	24 ⁷	46			
		$\bar{x} = 47^\circ$			

⁶ După care, Mazec (1893) specifică că unghiul între două lame consecutive poate să depășească 40° .

⁷ Pe aceste cristale s-a măsurat birefrința (tab. 3).

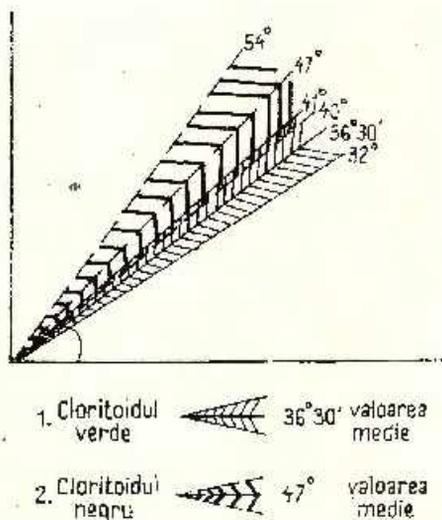


Fig. 3. — Unghiul de extincție între două lame consecutive (suma unghiurilor simetrice în raport cu planul de macle). 1, Cloritoidul negru, valoarea medie = 47° ; 2, Cloritoidul verde, valoarea medie = $36^\circ 30'$.

Angle d'extinction de deux lamelles consécutives (somme des angles symétriques par rapport au plan de macle). 1, Chloritoïde noir, valeur moyenne = 47° ; 2, Chloritoïde vert, valeur moyenne = $36^\circ 30'$.

TABELUL 5

Distanțele intrareticulare (d/n) și intensitățile relative (I) ale liniilor roentgenogramelor varietăților de cloritoid din regiunea Schela-Rafaila-Jiu

Nr. crt.	Cloritoid verde-triclinic proba 2913			Cloritoid negru-monoclinic proba Pn 1		
	d/n	Indici	I	d/n	Indici	I
1	9,1		0,5	9,0	(002)	7
2	7,8		0,3	8,2		0,2
3	4,42	(002)	10	4,40		10
4				4,16		2
5	3,345		4	3,342		1
6	3,254		2	3,256		0,2
7				3,061		4
8	2,946		3			
9	2,686		4	2,690		3
10	2,450		7	2,462		2
11				2,438		5
12	2,248		2	2,286		1
13	2,200		0,5			
14	2,140		2	2,146		2
15	2,100		0,5			
16	2,042		0,6	2,070		3
17	1,984		1	1,990		0,1
18	1,904		2	1,896		1
19	1,834		4	1,836		3
20	1,788		0,5	1,791		0,3
21	1,674		0,7	1,634		1
22	1,630		1,5	1,634		2
23	1,580		5	1,578		3
24	1,558		1	1,560		0,5
25	1,458		0,6	1,456		0,6
26	1,416		1	1,419		2
27	1,362		5	1,361		2
28	1,347		1	1,327		1
29	1,288		2	1,288		3

B) Analize roentgenografice și termice

Varietățile neagră și verde de cloritoid separate din depozitele orizontului mediu al formațiunii de Schela au fost majorate la dimensiuni de aproximativ 1 micron și analizate roentgenografic prin metoda Debye-Scherrer, termic diferențial și termic ponderal. Determinările s-au făcut pe aceleași probe monominerale care au fost analizate prin metode optice.

1. **Analiza roentgen.** După cum se poate urmări în tabelul 5, principala deosebire roentgenografică între cele două varietăți constă în prezența, la cloritoidul negru, a liniei intense $d = 9,0$ kX, linie care abia se observă la cloritoidul verde. Valoarea parametrului c_0 la cloritoidul negru (18,00 kX) este foarte apropiată de aceea dată de Halfordahl pentru o varietate de cloritoid monoclinic din Turcia (18,19 Å); cloritoidul verde are parametrul c_0 al celei elementare egal cu 8,84 kX, apropiat de al unui cloritoidi triclinic de la Quebec (9,16 Å). Halfordahl a sugerat că



este posibil ca celula elementară monoclinică descrisă de Harrison și Brindley să consistă din două celule triclinice (Deer, 1962). Liniiile $d = 4,40$ kX sînt cele mai intense linii prezentate de roentgenogramele ambelor varietăți. În fig. 4 sînt redată microfotogramele roentgenogramelor celor două varietăți de cloritoid din formațiunea de Schela. Parametri celulei elementare sînt la cloritoidul verde $b_0 = 5,3$ kX; $c_0 = 8,84$ kX, iar la cloritoidul negru $b_0 = 5,38$ kW și $c_0 = 18,00$ kW.

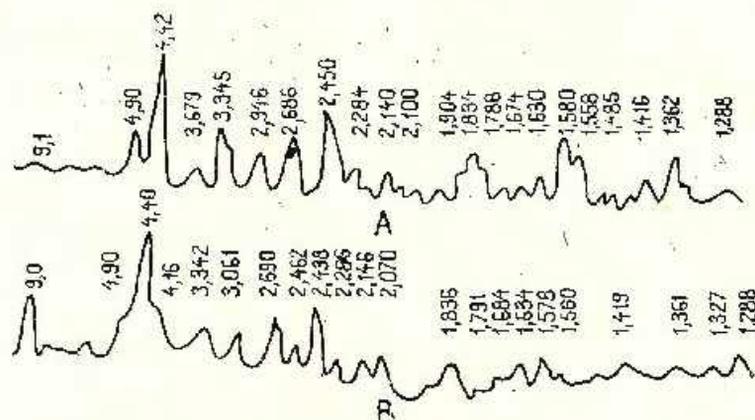


Fig. 4. Microfotogramele roentgenogramelor de cloritoid.
A = Cloritoid verde triclinic, B = Cloritoid negru monoclinic.

Microphotogrammes des roentgenogrammes de chloritoides.
A = chloritoides vert triclinique, B = chloritoides noir monoclinique.

2. **Analiza termică**⁸. Curbele termice diferențiale ale celor două varietăți de cloritoid (fig. 5) prezintă un domeniu endoterm slab de temperatură joasă (100–300°) cu maximum la 120–140° datorat pierderii apei de hidratare slab legată. La temperaturi mai ridicate se observă efecte exoterme datorate oxidării Fe^{3+} , cu maxime la 450–500°. Între 600–750° se observă un larg vîrf endoterm cauzat de descompunerea grupărilor brucitice, pierderea OH și începutul descompunerii structurii. Acest efect prezintă un maximum la 630°, pronunțat la cloritoidul verde și un maximum la 720°, pronunțat la cloritoidul negru. Între 750° și aproximativ 950°, cu excepția deranjării stratele brucitice, structura cloritoidului se păstrează parțial, așa încît putem denumi această fază metacloritoid.

Curbele termoponderale arată că dehidratarea începută în jur de 400° și un timp mascată de oxidarea Fe^{2+} , devine rapidă între 600° și 700° și între 770–850°, efectuîndu-se în două etape, ca la clorite. Această dehidratare în două etape a cloritoidului confirmă existența a două tipuri de legături Mg – OH, probabil între strate și în interiorul stratului octa-

⁸ Analizele termice au fost executate de către chimist Vasilica Neacșu.

edric, prins între stratele tetraedrice, ca la biotit. Pierderea apei structurale în două etape este confirmată și de analiza termică diferențială, după care cloritoidul verde triclinic ar avea o cantitate mai mare de grupări OH octaedrice prinse între stratele tetraedrice.

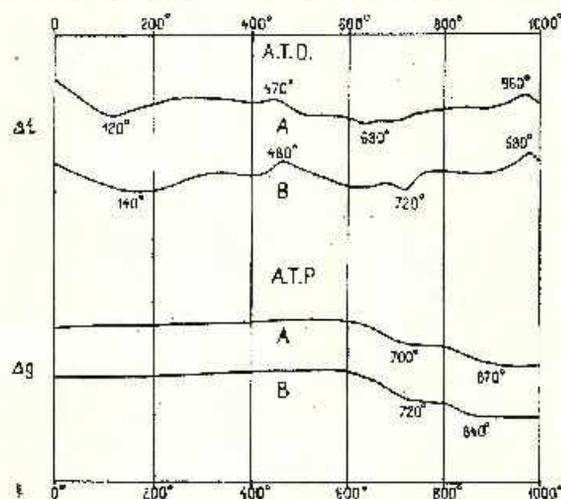


Fig. 5. — Curbele termice diferențiale (ATD) și termoponderate (ATP). A — Cloritoid verde, B — Cloritoid negru. Curbele au fost obținute de Vasilița Neacșu.

Courbes thermiques différentielles (ATD) et thermoponderales (ATP). A = chloritoide vert, B = chloritoide noir. Les courbes ont été obtenues par Vasilița Neacșu.

U) Analiza chimică

Au fost analizate chimic aceleași probe monominerale de cloritoid pe care s-au făcut determinări optice, roentgenografice și termice.

Din tabelul 6 reiese că cele două varietăți de cloritoid studiate, sînt mai bogate în SiO_2 , CaO și Fe_2O_3 și mai sărace în Al_2O_3 și FeO decît

TABELUL 6

Analizele chimice ale probelor de cloritoid

Minerale	Cloritoid verde triclinic (proba 2913) Zona Rafailă 1	Cloritoid negru monoclinic (proba Fn 1) Zona Vezuroiu 2
SiO_2	31,00	28,12
TiO_2	1,15	0,85
Al_2O_3	35,51	31,55
Fe_2O_3	12,95	15,99
FeO	11,28	13,12
MgO	1,81	3,00
CaO	0,54	1,77
MnO	0,39	0,41
S	0,36	0,41
H_2O^+	4,22	4,00
Total	99,21	99,22

Analist: Carmen Agrigoroaici



cloritoidele menționate în literatură (Deer et al., 1962; Pavelescu, 1968).

Analiza chimică indică, la cloritoidul negru, un conținut mai crescut de fier în comparație cu cloritoidul verde, ceea ce concordă cu indicii de refracție mai ridicați la această varietate.

Pentru calculul formulei structurale s-a făcut corecția analizei chimice, scăzându-se fierul legat de pirită.

TABELUL 7

Număr de ioni în baza 14 (O, OH)

	Cloritoid verde 1			Cloritoid negru 2		
Si	2,59	2,59	Z	2,43	2,43	Z
Al	3,00	=3,00		3,00	3,00	
Al	0,493	} -1,00	Y	0,217	} =-1,00	Y
Ti	0,072			0,055		
Fe ^{III}	0,435			0,728		
Fe ^{III}	0,352	} -1,44	X	0,280	} -1,31	X
Mg	0,226			0,389		
Fe ^{II}	0,787			0,949		
Mn	0,028			0,030		
Ca	0,048			0,164		
OH	2,35	=2,35		2,31	-2,31	

S-au determinat următoarele formule structurale pentru cele două varietăți de cloritoid analizate:

1. $[(\text{SiO}_4)_2\text{O}_2(\text{OH})_{2,35}] (\text{Fe}''_{0,787}\text{Mg}_{0,226}\text{Mn}_{0,028}\text{Ca}_{0,048}\text{Fe}'''_{0,352}) \cdot (\text{Al}_{0,493}\text{Fe}'''_{0,435}\text{Ti}_{0,072})\text{Al}_2$
2. $[(\text{SiO}_4)_2\text{O}_2(\text{OH})_{2,31}] (\text{Fe}''_{0,949}\text{Mg}_{0,389}\text{Mn}_{0,030}\text{Ca}_{0,164}\text{Fe}'''_{0,280}) \cdot (\text{Al}_{0,217}\text{Fe}'''_{0,728}\text{Ti}_{0,055})\text{Al}_2$

Din aspectul formulelor structurale obținute rezultă că în comparație cu formulele cristalelor de cloritoid determinate de Pavelescu (1968) în probele analizate de noi se constată un exces de atomi de siliciu, un deficit de atomi din grupa X a metalelor bivalente și a grupei OH precum și un deficit de apă de constituție. Valoarea grupei OH mai crescută la cloritoidul verde decât la cel negru este în concordanță cu analiza termică diferențială.

IV. CONCLUZII

În șisturile pirofilito-scrioțice din zona Vezuroiu Schela — Gorj și din zona Rafailă — Crasna în urma studiilor microscopice, roentgenografice și termice diferențiale completate cu analiza chimică au fost identificate două varietăți de cloritoid: o varietate mai intens colorată, în câț macroscopice apare de culoare neagră, cristalizată în sistemul monoclinie



(cloritoidul negru) și o varietate de culoare verde-oliv macroscopic, cristalizată în sistemul triclinic (cloritoidul verde). În strinsă corelație cu conținutul mai crescut în fier, varietatea neagră prezintă pleocroism mai intens, indicii de refracție crescuți, birefringență mai ridicată și unghiuri de extincție mai mari decât cloritoidul verde. Dispersia este mai puternică la cloritoidul verde triclinic. S-a pus în evidență comportarea optică diferită a celor două varietăți de cloritoid odată cu schimbarea lunginii de undă, prin urmărirea variației indicilor de refracție, a birefringenței și a dispersiei acestora.

Din corelarea datelor mineralogice cu cele petrografice obținute pe diferite eșantioane din regiune s-au desprins următoarele relații între modul de prezentare al cloritoidului și rocile în care apare acest mineral :

— cloritoidul verde cristalizat în sistemul triclinic a fost întâlnit în sisturile pirofilitice în general lipsite de grafit și neafectate de metamorfismul de deformare; el formează cristale de dimensiuni mai reduse și are o frecvență mai mică în rocă;

— cloritoidul negru cristalizat în sistemul monoclinic ia parte la formarea șisturilor pirofilito-sericito-grafitoase bogate în oxizi de fier și puternic afectate de dinamometamorfism, comportându-se ca un mineral sincinematic. Se remarcă dezvoltarea lui largă ca dimensiuni și frecvență în strinsă corelație cu efectul de tectonizare.

Cele două varietăți de cloritoid descrise apar în rocile pelitice bogate în aluminiu și fier și sărace în calciu, magneziu și alcalii, reprezentate prin argile caolinitice refractare care au trecut în șisturi pirofilitice cu cloritoid în condițiile metamorfismului regional de grad scăzut, la care s-a adăugat un dinamometamorfism de intensitate variabilă.

Prin găsirea celor două varietăți de cloritoid atât în zona Viezuroiu — Schela cit și în zona Rafailă — Crasna, dezvoltate în aceleași tipuri de roci, aducem un argument în sprijinul identității orizontului pirofilitic în cele două zone.

În zona Viezuroiu unde faciesul arenitic își păstrează caracterul detritic și este lipsit de cloritoid sintem în prezența unui metamorfism mai slab. În zona Rafailă rocile arenitice au trecut în cuarțite, în care cloritoidul este larg dezvoltat, indicând prin aceasta un metamorfism mai intens.

Datele pe care le prezentăm sugerează posibilitatea ca în zona Rafailă să fim în prezența atât a seriei de Tuliza cit și a formațiunii de Schela.

Autorii aduc mulțumiri Prof. D. Giușcă de la Universitatea din București pentru discuțiile și observațiile critice pe marginea problemelor dezbătute în această lucrare. Mulțumesc de asemenea geologului A. Schuster de la Institutul de Geologie și Geofizică pentru discuțiile purtate precum și chimistei Cecilia Vasiliu de la Institutul de Geologie și Geofizică pentru ajutorul acordat la calcularea formulelor structurale.



BIBLIOGRAFIE

- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1962). Rock forming minerals. 1. Longmans London.
- Drăghicea C., Huiică I., Isaac Maria, Bîlăru M. (1967) Date privind geologia zonei Schela-Viezuului. *D. S. Inst. Geol.* LIII/1, p. 485 - 499, București.
- Duparc L., Mrazec L. (1893) Sur un schiste à chloritofide des Carpathes. *C. R. Séances Acad.* 1 - 3, Paris.
- Giusecă D. (1941) Contribution à l'étude de l'antracite de Schela. (dép. de Gorj) *Acad. Roum. Bull. Sect. Sci.*, XXIII/6, p. 266 - 272, București.
- Gurău A., Șerbănescu I. (1972). Contribuții la studiul microtectonic al formațiunii de Schela, granitoidelor de Susița și calcarelor cretacee de pe calea Carliului. *D. S. Inst. Geol.* LVIII, p. 47 - 60, București.
- Heinrich K. W. (1963) Microscopic identification of minerals. New York.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan. (Carpathes Méridionales roumaines) *Ann. Inst. Geol. Roum.* XVIII, 3 - 89, București.
- Mrazec L. (1899) Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu Hul. *Soc. St.* VIII, p. 407 - 416, București.
- Murgoci G. (1912) Asupra formațiunii de Schela. *D. S. Inst. Geol. Rom.* IV, 29 - 35, București.
- Mutihae V. (1961) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motruului și Valea Jiului) *D. S. Com. Geol.* L/2, 277 - 303, București.
- Palinc G. (1972) Profilul din formațiunea Schela. *D. S. Inst. Geol.* LVIII (1971) 1, p. 45 - 64, București.
- Pavelescu L. (1968) Contribution to the study of chloritoides in the Tulisa series, (Southern Carpathians) *Rev. roum. géol. géogr. géoph. Ser. géol.*, 12, 1, p. 21 - 24, Bucharest.
- Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbesti și Iseroni. *D. S. Inst. Geol.* L/1, p. 43 - 54, București.
- Semaka A., Huiică I., Georgescu Lenuța (1972) Noi puncte cu plante liasice în formațiunea de Schela, (Carpații Meridionali). *St. Cerc. geol. geogr. Ser. géol.*, 17, 2, p. 435 - 439, București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Susița și relațiile cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali) *D. S. Inst. Geol.* LVI, p. 123 - 148, București.
- Ștefănescu G. (1893) Studii microscopice asupra ortofirului și sistului cu cloritoid din munții județului Gorj. *Bul. Soc. St. Fiz.* București.
- Träger W. W. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, 1959, Teil 2, 1969. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Williams A., Turner J. F., Gilbert M. (1959) Petrography, W. H. Freeman and Comp. San Francisco.
- Winchell N. A. (1959) Elements of Optical Mineralogy, II. New-York.



NOUVELLES DONNÉES SUR LE CHLORITOÏDE DE LA FORMATION DE SCHELA (CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES)

(Résumé)

L'un des auteurs de cet ouvrage, effectuant des recherches géologiques sur l'argile refractaire dans la zone de Vezuroiu-Schela-Gorj et dans la zone Rafaila - Crasna, a prélevé des échantillons de schistes pyrophyllitiques à chloritoïde et des schistes quartzitiques à chloritoïde. Le grand développement du chloritoïde en ce qui concerne les dimensions et leur degré de participation dans les schistes pyrophyllitiques, aussi bien que certaines particularités du minéral mises en évidence par l'analyse microscopique nous ont poussé vers un examen plus détaillé à l'aide de la méthode optique, roentgénographique, thermique différentielle et thermique pondérale.

L'étude effectuée a conduit à la conclusion que dans la zone de Vezuroiu - Schela aussi bien que dans la zone de Rafaila - Crasna, il y a deux variétés de chloritoïde, à savoir : une variété intensément colorée, de sorte que l'examen macroscopique met en évidence un minéral de couleur noire -- ce qui nous a déterminé à le dénommer le chloritoïde noir, et une autre variété de couleur verte que nous avons dénommée après l'examen macroscopique chloritoïde vert. Chaque échantillon renferme une seule variété de chloritoïde.

Constantes optiques. A l'examen microscopique courant, les deux variétés de chloritoïde présentent certaines différences en ce qui concerne le pléocroïsme et la dispersion. Chez le chloritoïde noir, le pléocroïsme est plus intense par l'accentuation de la couleur d'absorption selon chaque direction. On a observé aussi des différences dans les nuances des couleurs :

	Le chloritoïde vert	Le chloritoïde noir
np	vert grisâtre tirant sur l'olive	vert-olive
nm	vert-olive à nuance bleuâtre	bleu-verdâtre intense
ng	jaune pâle faiblement verdâtre	jaune pâle

La section basale du chloritoïde vert n'a pas à cause de la dispersion plus accentuée des bisectrices, une extinction nette, tandis que l'extinction de la variété noire se produit d'une façon claire d'après les directions np et nm. Tenant compte de la grande dispersion du minéral, qui aboutit à de couleurs d'interférence anormales, nous avons effectué des déterminations en lumière monochromatique pour caractériser chacune des deux variétés.

Ainsi qu'on peut suivre dans le tableau 2, on a mis en évidence, par la méthode de l'immersion, le fait que les indices de réfraction sont plus grands et la biréfringence maximale plus élevée chez le chloritoïde noir que chez le chloritoïde vert. Les indices de réfraction des deux variétés diminuent en même temps que la longueur d'onde. Au fur et à mesure que la longueur d'onde décroît, la biréfringence maximale grandit d'une manière plus prononcée chez le chloritoïde vert (fig. 1).

On a exécuté des déterminations de biréfringence en lumière monochromatique à l'aide du compensateur Berek sur des coupes minces qui renferment des cristaux maclés polysynthétiquement et qui présentent des extinctions presque symétriques en rapport avec le plan de macle selon (001) (les individus A et B, tableau 3). Ainsi, on a mis en évidence, pour les deux variétés, l'accroissement de la biréfringence en même temps que la diminution de la longueur d'onde (fig. 2). Il est à observer que chez le chloritoïde vert, la variation de la biréfringence en fonction de la longueur d'onde est plus grande que chez le chloritoïde noir.



Les angles d'extinction maximale en zone symétrique ont été mesurés en coupes minces sur des cristaux maclés polysynthétiquement. Les résultats sont présentés dans le tableau 4 et dans la figure 3. On remarque de nouveau des valeurs plus grandes chez le chloritoïde noir que chez le chloritoïde vert. La somme des deux angles symétriques se situe, pour le chloritoïde vert, en général, au dessous de 40° (en moyenne $36,30^\circ$), tandis que pour le chloritoïde noir elle dépasse constamment 40° (en moyenne 47°).

L'analyse roentgen. Les mêmes échantillons de chloritoïde étudiés par des méthodes optiques ont été broyés à des dimensions d'environ 1 micron et analysés roentgéno-graphiquement par la méthode Debye-Scherrer. La figure 4 représente les microphotogrammes des roentgéno-graphes obtenues sur les deux variétés. Le tableau 5 reproduit les distances réticulaires et les intensités relatives des lignes des roentgéno-graphes des deux variétés de chloritoïde. Conformément aux cas présentés par H a l f e r d a h l (fide D u e r, 1962), les données que nous avons obtenues, indiquent que le chloritoïde vert est une variété polymorphe triclinique et le chloritoïde noir, une variété polymorphe monoclinique.

Les analyses thermiques différentielles et thermiques pondérales sont reproduites dans la figure 5. La courbe thermique marque le commencement de la décomposition des structures à 630° pour la variété triclinique et à 720° pour la variété monoclinique. L'analyse thermique pondérale nous indique aussi que la variété triclinique renferme une quantité plus grande de groupements d'OII octaédriques entre les couches tétraédriques.

L'analyse chimique (tableau 6) indique des teneurs un peu plus élevées en SiO_2 , CaO et Fe_2O_3 par rapport aux données connues (Deer, 1962; P a v e l e s c u, 1968); il est possible que cette situation soit due à un certain degré d'impurification des échantillons analysés par la méthode chimique. La teneur plus grande en fer du chloritoïde noir s'accompagne d'indices de réfraction plus élevés.

Paragenèse, occurrence. Le chloritoïde vert triclinique apparaît dans les schistes à pyrophyllite et à séricite blanchâtre, un peu jaunâtre à cause des oxydes de fer dans des cristaux maclés, à dimensions moins grandes, formant des agglomérations sous forme d'étoile qui ne dépassent pas 1 mm.

Le chloritoïde vert a été rencontré dans des schistes pyrophyllitiques à texture non affectée par le métamorphisme de déformation et en général il ne dépasse pas 15% dans la composition de la roche.

Le chloritoïde noir monoclinique est plus développé que le chloritoïde vert, en ce qui concerne les dimensions aussi bien que le degré de participation en roche (souvent 40%). Il forme, par maillage des sphérolithes ayant un diamètre d'environ 6mm où les individus maclés sont plus étroits que chez le chloritoïde vert, par le développement plus réduit des faces du pinacoïde latéral. Le chloritoïde noir prend part à la formation des schistes pyrophyllitiques graphiteux, riches en oxydes de fer et fortement affectés par le dynamométamorphisme, se comportant comme un minéral synkinématique.



PLANȘA I



PLANȘA I

Fig. 1. — Cloritoid negru în cristale pînă la 1 mm (0,04 mm) formînd nodule larg dezvoltate (3 mm). Se observă o pulbere opacă formată din hematit și substanță carbunoasă dispusă în conformitate cu șistozitatea rocii. Indivizii de cloritoid negru prezintă flexiuni pînă la formarea de microcute. N // × 60.

Cristaux de chloritoïde noir jusqu'à 1 mm (0,04 mm) constituant des nodules largement développés (3 mm). Une poussière opaque formée d'hématite et de matière carbonneuse se laisse voir à même la schistosité de la roche. Les individus de chloritoïde noir présentent des inflexions, voire des micropolis. N // × 60.

Fig. 2. — Idem. Cloritoidul negru este străbătut de o fisură umplută cu cuarț (q) și sericit (s), minerale ce se continuă în masa rocii N //, × 60.

Idem. Chloritoïde noir traversé par une fissure remplie de quartz (q) et de séricite (s), minéraux qui persistent dans la masse de la roche. N //, × 60.

Fig. 3. — Cloritoid verde formînd agregate stelare N //, × 60.

Chloritoïde vert constituant des agrégats en étoile. N //, × 60.

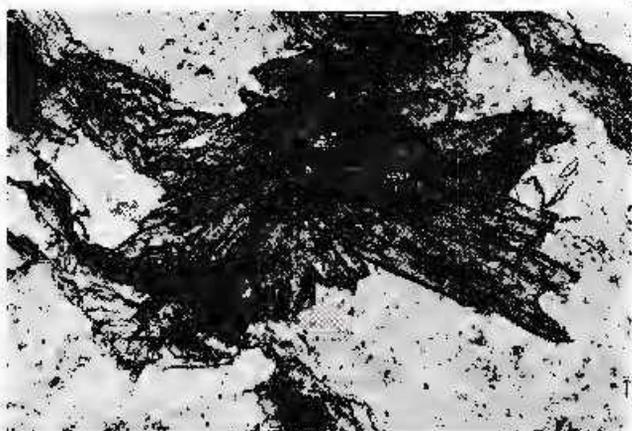




1



2



3



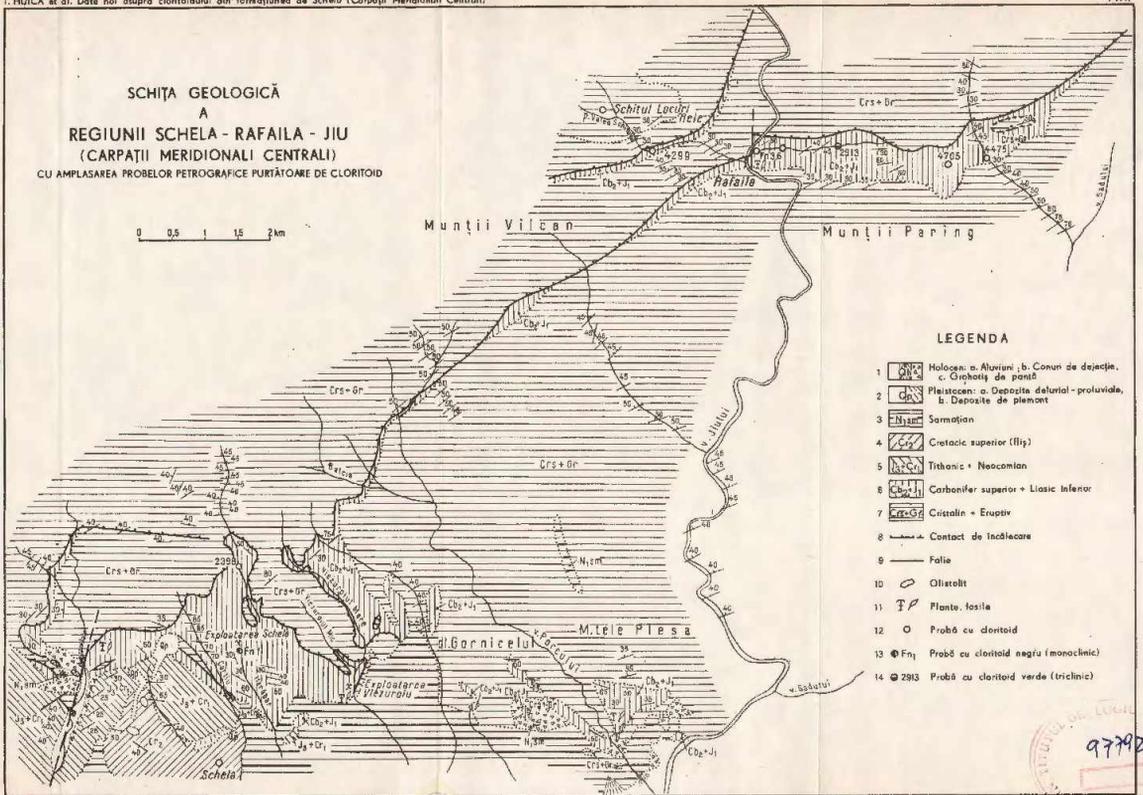
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche II

Esquisse géologique de la région de Schemla-Rafaila — Jiu (Carpatcs Méridionales centrales).

1, Holocène : a, alluvions ; b, cône de dejection ; c, éboulis de pente ; 2, Pleistocène : a, dépôts déluvial-proluviaux ; b, dépôts de piémont ; 3, Sarmation ; 4, Crétacé supérieur (flysch) ; 5, Tithonique + Néocomien ; 6, Carbonifère supérieur + Liasse inférieur ; 7, Grésilalin + Eruptif ; 8, Contact de chevauchement ; 9, Faille ; 10, Olistolithe ; 11, Plantes fossiles ; 12, Echantillon à chloritoïde ; 13, Echantillon à chloritoïde noir (monoclinique) ; 14, Echantillon à chloritoïde vert (triclinique).





1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

SEDIMENTOLOGIE

**ASUPRA LIMNOGEOLOGIEI UNOR LACURI PELOGENE DIN
BĂRĂGANUL CENTRAL: UNTUROSU, TĂTARU, PLAȘCU ȘI
CHIOIBĂȘEȘTI (JUDEȚUL BRĂILA)¹**

DE

VALENTIN ALEXANDRU BULGĂREANU²

Abstract

On the Limnogeology of Some Pelogene Lakes in the Central Bărăgan: Unturosu, Tătara, Plașcu and Chioibășești (Brăila District). In this paper there are presented preliminary limnogeological researches carried out by the author in summer 1973 on four saline lakes located in deflation depressions within the Ialomița—Călmățui interfluve. The limnogeological researches were carried out according to a methodology previously used by the author at the pelogene lakes (with mud deposits) — Nuntași (Constanza district) and Băile Mitreni (Ifov district) — comprising the correlative study of the lake water, surface and submerged (bottom) deposits. The submerged deposits (now covered by the lake water) were examined by core drillings. The field researches were completed by chemical analyses which permitted the comparison of the water and mud chemism of the four lakes with similar ones in the Romanian Plain and Dobruja. It was also appreciated the negative effect on peulidogenesis due to artificial drainage into the lakes of stagnant fresh water from the circumlacustrine area.

I. INTRODUCERE

În vara anului 1973, am executat cercetarea preliminară a unui sector din Bărăganul central (Cîmpia Călmățuiului sau interfluviul Ialomița-Călmățui), pentru a aprecia eventuala prezență a depunerilor de nămol sapropelic pe fundul lacurilor: Unturosu, Tătara, Colțea, Plașcu și Chioibășești (județul Brăila). În această notă preliminară nu ne vom ocupa de lacul Colțea, care, la data cercetărilor (august—septembrie 1973),

¹ Comunicare în ședința din 15 martie 1974.

² Intreprinderca Geologică de Prospekțiuni pentru Substanțe Minerale Solide, for mașia Slobozia, str. Caransebeș nr. 1, București,



prezenta suprafața apei mult mărită și depuneri de fund, predominant nisipoase.

Apa și depunerile submerse ale celor patru lacuri au fost cercetate direct pe teren, prin determinări densimetrice și pH-metrice și respectiv prin carotaje informative cu recoltări de probe pentru analize de laborator.

II. DATE GENERALE

Zona lacurilor Unturosu, Tătaru, Plașcu și Chioibășești se situează în partea nordică a interfluviului Ialomița-Călmățui. Accesul în regiune se poate realiza pe calea ferată Făurei-Dudești-Țândărei (situată la est de zona lacurilor) și apoi pe drumurile comunale (fig. 1).

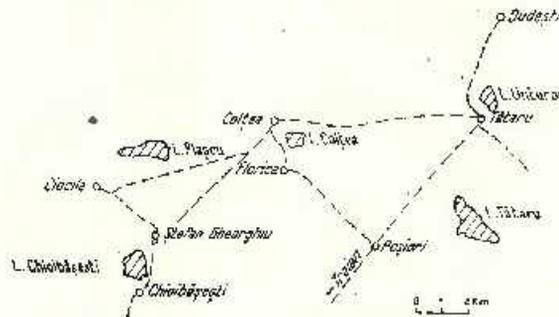


Fig. 1. Amplasamentul lacurilor cercetate.

Emplacement des lacs étudiés

Dintre sinonimiile toponimice, vom menționa următoarele: lacul Chioibășești sau Chichinețu (Petrescu, 1940; Crăsu, Manole, Cociășu 1948; Gâștescu, 1971, 1973); lacul Unturosu sau „Lunca mică” și lacul Tătaru sau „Lunca mare” (ultimele două, reprezintă toponimii pur locale).

Dacă datele geologice și hidrogeologice asupra regiunii sînt relativ numeroase, există însă puține date limnologice, inclusiv hidrochimice (Petrescu, 1940; Pricăjan, 1961; Bandrabur, Ghenea, Mihăilă 1968; Gâștescu, 1971; Gâștescu, Gruescu, 1973). Datele limnologice sînt practic inexistente.

Prezenta notă preliminară încearcă să completeze această lacună, constituind totodată o motivare a efectuării în viitor a unor studii limnologice de detaliu, dată fiind existența nămolurilor sapropelice pe fundul unora din lacurile cercetate.

Caracterizarea climatică, geologică și hidrogeologică succintă a zonei lacurilor este redată în tabelul 1 și figura 2. Remarcăm astfel că natura coliană a zonei lacustre este legată direct de predominanța vîntului nordic care a deplasat spre sud aluviunile Călmățuiului, operînd concomi-



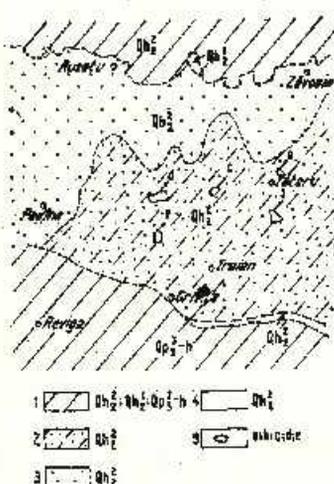
tent cu deflatația și sortarea granulometrică — în funcție de distanța până la sursă — a materialului nisipos: arealul nisipurilor prăfoase se situează la sud de cel al nisipurilor propriu-zise, mai grosiere (fig. 2). Aceasta este și o primă argumentare asupra originii predominant eoliene a depresiunilor ce cantonează lacurile cercetate de noi.

Fig. 2. — Schița geologică a zonei lacurilor cercetate (după Bandrabur, Ghenea, Mihăilă, 1968).

1, praful nisipos argilaceu (Qh_2^2 , Qh_1^2 = holocen superior; Qp_3^2 — h = Pleistocen superior-Holocen); 2, nisipuri prăfoase (Qh_2^2 = Holocen superior); 3, nisipuri (Qh_2^2 = Holocen superior); 4, argile (Qh_2^2 = Holocen superior); 5, lacuri în depresiuni de deflatație (a, Unturoșu; b, Tătaru; c, Colțea; d, Plașcu; e, Chioibășești).

Esquisse géologique de la zone des lacs étudiés (d'après Bandrabur, Ghenea, Mihăilă, 1968).

1, poussière argileuse (Qh_2^2 , Qh_1^2 = holocène supérieur; Qp_3^2 — h = Pleistocène supérieur-Holocène); 2, sables poussiéreux (Qh_2^2 = Holocène supérieur); 3, sables (Qh_2^2 = Holocène supérieur); 4, argiles (Qh_2^2 = Holocène supérieur); 5, lacs en dépressions de déflation (a, Unturoșu; b, Tătaru; c, Colțea; d, Plașcu; e, Chioibășești).



III. DATE LIMNOGEOLOGICE

După cum am procedat și la alte lacuri (Mitreni-Ilovo, Nuntași-Constanța), vom trata în acest capitol de limnogeologic, cele trei elemente componente și interdependente ale unității lacustre: apa, depozitele de suprafață și cele de fund (submerse).

A) Apa lacurilor

Lacurile Unturoșu, Tătaru, Plașcu și Chioibășești se situează în interiorul unor depresiuni ce ating uneori 12 m adâncime; apa lacurilor are însă adâncimi mult sub aceste valori (max. 2,1 m, tab. 2). Din același tabel 2, reiese că suprafața oglinzii de apă a crescut la toate lacurile (în perioada 1960—1973), dar cel mai mult la lacurile Unturoșu și Chioibășești (de 3,1 ori și respectiv de 2,9 ori) și cel mai puțin la lacul Plașcu (de 1,7 ori). Fenomenul este evident corelat cu valorile relativ ridicate ale indicelui de ariditate de Martonne, din ultimii ani (corespunzând unor ani tot mai ploioși).

Din punct de vedere hidrochimic, cele patru lacuri cuprind ape sulfatate sodice (Petrescu, 1940; Găștescu, 1971), ale căror valori de pH și reziduu fix (notat RF), determinate de noi în diverse puncte ale suprafeței de apă, sint redată în tabelul 3.

TABELUL 1

Caracterizarea climatică, geologică și hidrogeologică a zonei lacurilor cercelate

Clima (stațiile Gri- vița și Bă- răganul)	Temperatura aerului (media anuală) = 10°, 5C Precipitații atmosferice (anual) = 500 mm Indicele de ariditate (de Martonne) = 24,4 Vântul predominant — din sectorul nordic
Geologia	Nisipuri prăfoase, colicene, Holocen superior (Qh ² ₂), (2–10 m grosime) Depozite loessoide (nisipuri prăfoase, prafuli nisipoase argiloase) Qp ² ₃ –h, 35–50 m grosime.
Hidrogeologia	Adâncimea apei freatice din depozitele nisipoase prăfoase (Qp ² ₃ –h) — max. 10 m Direcții de drenaj: Unturosu, Tătaru (NW→SE); Plașcu (E→W); Chioibă- șești (SW→NE) Chimismul apei freatice: bicarbonată (0,68–1,46 g/l) sau mixtă (bicarbo- nată-sulfată-clorurată cu 1,72–3,28 g/l)

TABELUL 2

Suprafața oglinzii de apă (f în km²) și adâncimea maximă a lacurilor (H în m) cercelate

Anul	Caracte- ristica	Lacul Unturosu	Lacul Tătaru	Lacul Plașcu	Lacul Chioibășești
1960*	f	0,31	1,33	0,85	0,70
sept. 1973	f	0,96	3,09	1,46	2,00
	H	1,50	1,80	2,10	1,85

* Valorile suprafeței f au fost calculate (pentru 1960) după hărțile topografice în proiecție Gauss.

Mîneralizarea a marcat (între 1933–1973 sau alte perioade de timp), totdeauna o îndulcire, însă într-un ritm mediu anual, comparabil cu cel al lacului Strachina-Ialomîța³ (0,142 g/l/an), dar inferior celui înregistrat la lacul Amara-Ialomîța (0,603 g/l/an; tab. 4). Ritmul maxim de îndulcire al lacului Tătaru (2,22 g/l/an, în perioada 1971–1973), a fost determinat și de faptul că s-a procedat — în ultimii ani — la drenarea masivă în lac a unor ape dulci ce stagnau în zonă, operație evident necomandabilă pentru evoluția lacului ca producător de nămol. Pe de altă

³ H. Radu. Raport hidrogeologic asupra zonei lacului Strachina (jud. Ialomîța). Arh. I.G.P.S.M.S. 1972 precum și informare verbală.



TABELUL 3

Valorile reziduiului fix (RF) și indicelui pH pentru apele de suprafață ale lacurilor cercetate (septembrie 1973)

Lacul	Reziduu fix (g/l)	pH	Observații
Unturoșu :			Valorile reziduiului fix au fost calculate densimetric (la 20°C) utilizând graficul din fig. 3
punct B	2,5	9,0	
„ G	2,5	9,0	
„ I	1,6	9,0	
Tâtaru :			
punct T ₂	5,2	7,7	
„ T ₅	5,2	7,3	
„ T ₆	2,5	7,5	
„ T ₈	3,4	7,3	
carotaj T _{IV}	8,0	7,5	
Plașcu :			
carotaj P-1	7,0	8,0	
„ P-2	—	8,2	
„ P-3	—	8,0	
„ P-4	—	8,0	
„ P-5	7,0	7,8	
„ P-6	—	8,3	
„ P-7	8,0	8,0	
Chioabășești :			
carotaj CH-1	7,0	8,5	
„ CH-3	9,0	8,5	

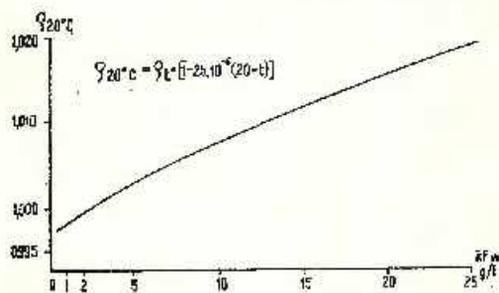


Fig. 3. — Corelația dintre reziduu fix al apei (RF_w) și densitățile la 20°C (ρ_{20°); curba a fost trasată după datele autorului și a celor din literatură (Porucic, 1924)

Corrélation entre le résidu sec de l'eau (RF_w) et les densités à 20°C (ρ_{20°); la courbe a été tracée d'après les données de l'auteur et de la littérature (Porucic, 1924).

parte, pentru a proteja terenurile din nordul lacului de apele tot mai crescute din ultimii ani, s-a construit un dig de pământ (pl. I, fig. 1; fig. 4), de oca 1,5 km lungime, care însă a fost subminat de valuri și pe alocuri acoperit de ape.

Sub aspectul valorilor indicelui pH, toate cele patru lacuri par să fie productive din punct de vedere biologic, adică eutrofe ($pH > 7$ — tab. 5).



TABELUL 4

Dinamica mineralizării apei lacurilor cercetate, comparativ cu a altor lacuri din Bărăgan (perioada 1933—1973)

Lacurile	Mineralizare, g/l	Autorul și anul recoltării	Ritmul mediu de inducire (-) sau concentrare(+), g/l/an	
Tâtaru	12,4970	Petrescu (1933)	-0,084	-0,191
	9,3	Găstescu (1971)		
	4,86*	Bulgăreanu (1973)	-2,22	
Plaşcu	8,5800	Petrescu (1933)	-0,018	-0,031
	7,9	Găstescu (1971)	-0,29	
	7,33*	Bulgăreanu (1973)		
Chioibășești (Chichinețu)	9,0408	Petrescu (1933)	-0,056	-0,026
	5,9	Găstescu (1971)	+0,55	
	cca 8*	Bulgăreanu (1973)		
Unturosu	2,2*	Bulgăreanu (1973)		
Amara—Ialomîța	28,6027	Petrescu (1933)	-0,448	-0,603
	11,365	Bulgăreanu (1971)	-3,552	
	4,46*	„ (1973)		
Mitreni—Ilfov	25,0122	I.B.F. (1963)	-2,905	†
	1,7722	Bulgăreanu (1971)		
Strachina—Ialomîța	11,0148	Petrescu (1933)	-0,142	
	5,4850	Radu (1972)		

* Pentru anul 1973, valorile mineralizației apei au fost calculate densimetrice (la 20°C), utilizând graficul din figura 3. La lacul Unturosu s-a citat media unor determinări efectuate pe probe litorale.

TABELUL 5

Valorile medii ale indicelui pH la lacurile cercetate (august—septembrie 1973)

Lacurile	Unturosu	Tâtaru	Plaşcu	Chioibășești
Intervalul de valori (valoarea medie)	9,0	7,3—7,7 (7,46)	7,8—8,3 (8,02)	8,5



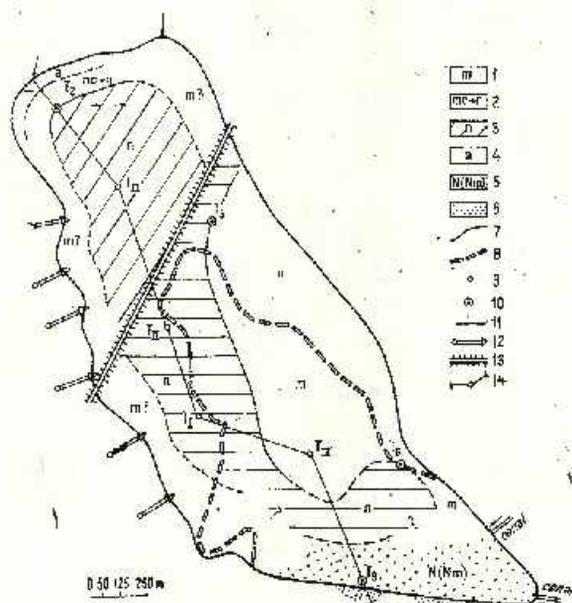


Fig. 4. — Schița limnogeologică a lacului Tătaru.

1, ml cafeniu; 2, tranziția ml cenușu-nămol negru; 3, nămol negru, onctuos; 4, marnă plastică cenușie; 5, nisipuri și nisipuri mloase; 6, nisipuri de plajă; 7, conturul lacului în septembrie 1973; 8, idem, în 1960; 9, carotaje; 10, puncte de observație (cu sau fără recoltare de probe); 11, îndulcirea prin aport superficial; 12, surse de poluare (dejecții, gunoaic); 13, dig de pământ; 14, linie de profil (fig. 8).

Esquisse limnogeologique du lac de Tătaru.

1, vase brunâtre; 2, transition vase grisâtre-boue noire; 3, boue noire, onctueuse; 4, marne plastique grisâtre; 5, sables et sables vaseux; 6, sables de plage; 7, contour du lac en septembre 1973; 8, idem, en 1960; 9, carottage; 10, points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons); 11, adoucissement par apport superficiel; 12, sources de pollution (déjections, ordures ménagères); 13, digue en terre; 14, ligne de profil (fig. 8).

Din analiza datelor hidrochimice de mai sus, rezultă că îndulcirea (inclusiv cea artificială), reduce atât salinitatea apelor cit și indicele pH al acestora, fapt care afectează — între anumite limite — producția de nămol (peloidogeneza).

B) Depozitele de suprafață

La lacurile cercetate de noi, depozitele de suprafață includ: loessurile (ca versanți mai mult sau mai puțin abrupti, cu înălțimi de maximum



1,5 m) și nisipurile de plajă⁴. Lățimea plajelor atinge uneori 20 m (în sudul lacului Tătaru). De obicei, nisipul plajelor trece treptat la depunerile submerse de natură nisipoasă (nisipuri mloase sau/și mluri nisipoase)⁵.

În jurul lacurilor cercetate, pe porțiuni discontinue, cu lățimi de max. 30 m, apar fenomene de sărăturare a solurilor, asociate crăpăturilor de uscare (pl. I; fig. 2, 3). Terenul afectat de asemenea crăpături (cca 20 cm adâncime), pare să fi fost constituit din mluri gălbui sau cenușii, actualmente părăsite de apele lacului. În profunzime, în mlurile argilizate, foarte plastice, se produc procese fermentative cu degajări de gaze (inclusiv H_2S) prin niște mici cratere, care determină o ușoară boltire a terenului și-i conferă o oarecare instabilitate. Acest fenomen este tipic pentru o parte din zona malului estic al lacului Tătaru (pl. I; fig. 3, 4).

C) Depozitele de fund (submerse)

Depozitele acoperite de apele lacurilor Unturosu, Tătaru, Plașcu și Chioibășești, sînt reprezentate prin patru tipuri principale de sedimente: mluri, nămoluri, nisipuri și marne. Între acestea există subtipuri de

TABELUL 6

Conținuturile procentuale în sulfuri și substanță organică din depunerile submerse ale lacurilor cercetate

Lacurile	Ml cafeniu (m)		Ml cenușiu, nisipos (mcN)		Tranziție nămol-marnă (uneori nisi- poasă) (n→a)		Nămol negru, onctuos (n)		Marnă plastică (a)		Marnă nisipoasă (aN)	
	C_{org} *	S**	C_{org}	S	C_{org}	S	C_{org}	S	C_{org}	S	C_{org}	S
Unturos	2,48	0,24	1,10	0,06	2,16	0,19	2,00	0,24	1,23	urme	0,86	urme
Tătaru	—	—	—	—	1,26	0,25	1,31	0,27	0,99	0,02	—	—
Plașcu	—	—	—	—	—	—	1,77	0,05	1,45	urme	1,45	urme
Chioibășești	—	—	—	—	1,41	urme	1,97	0,29	1,42	0,10	—	—
Medie	—	—	—	—	1,61	0,15	1,76	0,21	1,27	0,03	—	—

* Substanța organică este exprimată carbon în organic, dozat în aparatul Ströhlein.

** Sulfurile sînt exprimate în sulf elementar.

Trecerea (n)→(n→a)→(a), este marcată de scăderea conținuturilor în materie organică și în sulfuri.

⁴ O probă de nisip pe plajă (punctul T₉, malul sudic al lacului Tătaru) arată natura predominant silicioasă a depozitului (96% cuarț) și prezența sporadică a epidotului, turmalinei, zoizitului și carbonatului de calciu. Granulele minerale, comparativ mai grosiere decât cele din nisipurile submerse (0,1–0,5 mm), sînt acoperite cu pelicule de $CaCO_3$ (analist: Eugenia Lefter, I.G.P.S.M.S.).

⁵ Mlul nisipos din sudul lacului Tătaru (punct T₉), cuprinde cca 25% fracțiune nisipoasă fină (0,15–0,25 mm), compusă din cuarț (92%), feldspati (3%) și sporadic — titanit, granat, epidot, zoizit, rutil și clorit. Gradul de rulare este inferior celui al granulelor nisipului de plajă (analist: Eugenia Lefter, I.G.P.S.M.S.).



TABELUL 7

Chimismul comparativ al nămolurilor negre(n) din lacurile Unturoșu, Tătaru, Plașcu și Chioibășești și al altor lacuri pelogene din țară (în %)

Lacuri	Co ₂	Na	K	Fe total	S din sulfuri	SO ₄	Cl
Unturoșu	2,01	1,13	2,14	4,13	0,18	urme	0,75
Tătaru	1,31	1,24	2,05	4,51	0,27	urme	1,18
Plașcu	1,77	1,35	2,46	4,40	0,05	urme	1,25
Chioibășești	1,97	1,47	2,18	4,73	0,29	urme	0,97
Media :	1,76	1,30	2,21	4,44	0,20	urme	1,04
Amara-lac	2,00	1,00	1,75	2,86	1,15	1,05	0,28
Amara-golf N.	1,94	1,04	1,80	3,92	1,55	0,77	0,26
Mitreni	0,96	1,32	1,63	4,11	0,16	0,64	
Potcoava	0,96	1,38	1,95	4,71	0,02	0,17	
Strachina	0,87			3,25	0,69	0,72	0,19
Nebunu	2,42	0,56	1,76	4,08	0,23	0,58	0,05
Nuntași	1,36	1,42	2,30	4,76	0,97	0,51	1,17

Analiză: D. Țintilă, Elena Oprea, Ana Bades, Mireille Konteschweller.

TABELUL 8

Conținutul mediu informativ în 20 microelemente din nămolurile negre ale lacurilor cercetate

ppm	Lacul Unturoșu	Lacul Tătaru	Lacul Plașcu	Lacul Chioibășești
Cu	15,0	23,8	45,0	27,5
Pb	15,0	30,0	45,0	35,0
Zn	75,0	100,0	125,0	100,0
Ag	0,3	0,3	0,3	0,3
Co	15,0	17,5	25,0	17,5
Ni	22,5	32,5	35,0	25,0
Mo	3,0	3,8	3,0	3,0
V	55,0	57,5	35,0	45,0
Cr	70,0	67,5	110,0	110,0
Mn	300,0	287,5	650,0	450,0
Sn	3,0	3,0	3,0	3,0
Bi	2,3	2,6	3,0	3,0
B	550,0	800,0	1150,0	800,0
Cd	5,0	5,0	5,0	5,0
Ge	1,5	1,5	1,5	1,5
W	15,0	15,0	15,0	15,0
As	50,0	50,0	50,0	50,0
Sb	15,0	15,0	15,0	15,0
Ba	500,0	500,0	500,0	500,0
Hg	50,0	50,0	50,0	50,0

Analiză: M. Dignoire, I.G.P.S.M.S.



tranziție. Pe teren, s-au utilizat — și în cazul lacurilor Mitreni-Ilfov și Nuntași-Constanța (studiate anterior) — criteriile de diferențiere macroscopică a acestor depuneri. Aceste criterii însă, au fost completate cu analize chimice și spectrale, care au evidențiat unele particularități ale depozitelor submerse. Dacă ne referim la conținuturile în materie organică și sulfuri ale seriei „nămoluri negre(n) — tranziția nămol negru → marnă plastică(n → a) — marne plastice(a)”, vom remarcă (tab. 6) scăderea evidentă a conținutului în cei doi componenți susamintiți, de la primul termen(n) către ultimul termen al seriei(a).

Nămolurile negre, onctuoase(n) din cele patru lacuri cercetate, sub aspectul chimismului (conținuturile în carbon organic, Na, K, Fe total, sulf din sulfuri, sulfăți și cloruri, tab. 7), arată valori de conținut similare cu cele ale nămolurilor negre din lacurile: Amara(C_{org}), Mitreni(Na, Fe total, sulfuri și sulfăți), Potcoava-Ilfov(Na, K, Fe total și sulfuri) și Nuntași(C_{org} , Na, K, Fe total și cloruri), mai exact sînt de tipul celor din lacurile Nuntași, Potcoava și Mitreni. Dat fiind faptul că studii mai vechi și recente ale Institutului de Balneologie și Fizioterapie din București au arătat că nămolurile negre, onctuoase din lacurile Nuntași și Mitreni sînt terapeutice, putem presupune — pe baza similitudinii de compoziție chimică — că și nămolurile lacurilor Unturosu, Tăturu, Plașcu și Chioibășești pot fi considerate terapeutice, aceasta pînă cînd cercetări balneologice de detaliu nu vor infirma concluzia susmenționată.

Analiza spectrală informativă (20 microelemente, tab. 8), a arătat că nămolurile lacurilor cercetate, cuprind în special B, Mn, Zn, Cr, V, Pb, Cu, Ni, Co, Mo, Bi și Sn.

În privința distribuției depozitelor submerse, cea mai mare extindere în suprafață o au nămolurile negre, onctuoase(n) din lacurile Tăturu (fig. 4) și Unturosu (fig. 5). Pe de altă parte, mlurile cafenii(m) — produsul levigării sezoniere a versanților — predomină la aceleași lacuri, acoperind parțial nămolurile negre. Mlurile nisipoase cenușii(mcN) sau gălbui(mgN) și nisipurile mloase(Nm), sînt foarte răspîndite în lacurile Unturosu (fig. 5), Chioibășești (fig. 6) și Plașcu (fig. 7). Prezența lor are o dublă explicație și origină: sînt fie produse ale abraziunii contemporane asupra malurilor lacului, fie nisipuri prăfoase și/sau prafuri nisipoase antrenate prin deflație (de către vîntul din nord) din însăși depresiunile eoliene deja formate (inițial uscate), către marginile sudice ale acestora. Faptul este confirmat atît de panta mai abruptă a fundului nisipos cît și de raporturile stratigrafice ale mlurilor nisipoase și ale nisipurilor mloase cu celelalte depozite submerse (figurile 8, 9, 10 și 11).

Transformarea mlurilor cafenii(m) în nămoluri cenușii(mc), apoi negre(n) (peloidizare, după Tuculescu, 1965), constituie o fază principală a procesului de peloidogeneză. Cercetările noastre (prin carotaje) au evidențiat că unele sectoare de fund prezintă indicii de peloidizare deși corespund unor suprafețe invadate de ape abia după anul 1960 — anul cu valorile minime ale suprafețelor lacustre. Este evident că în aceste sectoare au existat în decursul ultimilor ani condiții corespunzătoare depunerii și — concomitent sau ulterior — peloidizării mlurilor. Ne referim la lacurile Tăturu (carotajul T_{11} și punctul T_6), Chioibășești (carotaj



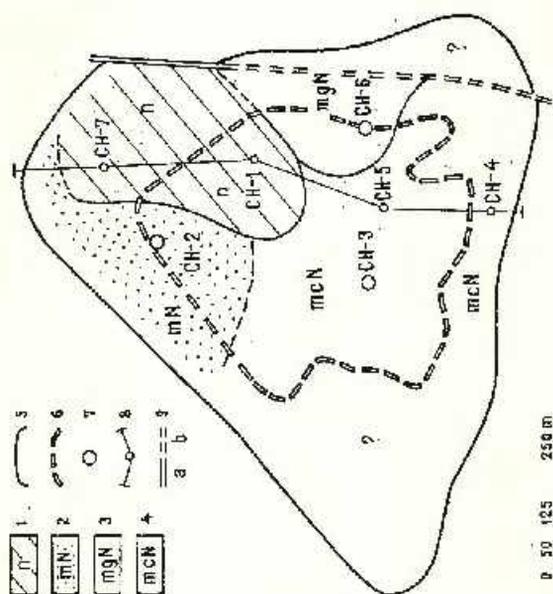


Fig. 5. - Schița limnogeologică a lacului Unturosu.
 1, mil cenușiu; 2, nămol negru, onctuos; 3, marnă cenușie, nisipoasă; 4, nisipuri de plajă; 5, conturul lacului în sept. 1973; 6, idem, în 1960; 7, carotaje; 8, puncte de observație (cu sau fără recoltări de probe); 9, surse de poluare (defecții, rezidui menajere); 10, linie de profil.

Esquisse limnologique du lac d'Unturosu.

1, vase brunâtre; 2, boue noire, onctueuse; 3, marne grisâtre sablonneuse; 4, sables de plage; 5, contour du lac en septembre 1973; 6, idem, en 1960; 7, carottages; 8, points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons); 9, sources de pollution (déjections, ordures ménagères); 10, ligne de profil.

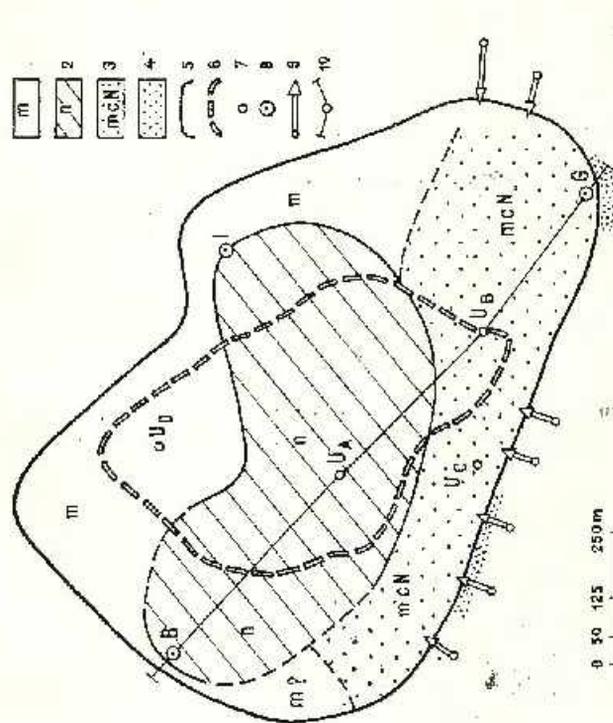


Fig. 6. - Schița limnogeologică a lacului Chioibășești.

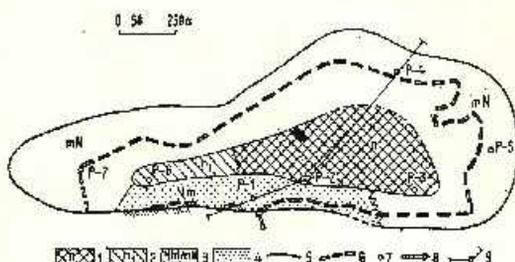
1, nămol negru, onctuos; 2, mil nisipos; 3, mil gălbui, nisipos; 4, mil cenușiu, nisipos; 5, conturul lacului în septembrie 1973; 6, idem în 1960; 7, carotaje; 8, linie de profil; 9, drum pietruit (a - practicabil; b - acropatit de apă lacului).

Esquisse limnologique du lac Chioibășești.

1, boue noire, onctueuse; 2, vase sablonneuse; 3, vase jaunâtre, sablonneuse; 4, vase grisâtre, sablonneuse; 5, contour du lac en septembre 1973; 6, idem, en 1960; 7, carottages; 8, ligne de profil; 9, route empierrée (a-praticable; b - submergée).

Fig. 7. — Schița limnogeologică a lacului Plășcu.

1, nămol negricios onctuos; 2, nămol negricios, slab nisipos; 3, nisipuri mloase și mluri nisipoase; 4, nisip de plajă; 5, conturul lacului în septembrie 1973; 6, idem, în 1960; 7, carotaje; 8, sursă de polnare; 9, linie de profil.



Esquisse limnogéologique du lac de Plășcu.

1, boue noirâtre, onctueuse; 2, boue noirâtre, faiblement sablonneuse; 3, sables vaseux et vases sablonneuses; 4, sable de plage; 5, contour du lac en septembre, 1973; 6, idem, en 1960; 7, carottage; 8, source de pollution; 9, ligne de profil.

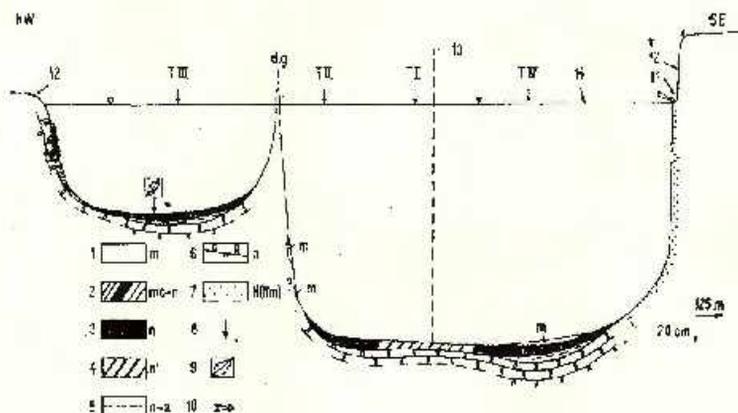


Fig. 8. — Secțiune prin depozitele de fund ale lacului Tâtaru.

1, ml cafeniu; 2, tranziția ml cafeniu-nămol negru; 3, nămol negru onctuos; 4, nămol cenușiu, negricios, onctuos; 5, tranziția nămol negru-marnă plastică; 6, marnă plastică, cenușie; 7, nisipuri sau nisipuri mloase; 8, carotaje; 9, resturi de plante parțial descompuse; 10, abraziune lacustră; 11, plajă nisipoasă; 12, versant loessoid; 13, extensiunea nordică a apelor lacului în 1960; 14, nivelul lacului în septembrie 1973.

Section à travers les dépôts de fond du lac de Tâtaru.

1, vase brunâtre; 2, transition vase grisâtre-boue noire; 3, boue noire onctueuse; 4, boue grisâtre, noirâtre, onctueuse; 5, transition boue noire-marne plastique; 6, marne plastique, grisâtre; 7, sables ou sables vaseux; 8, carottage; 9, restes végétaux décomposés; 10, abrasion lacustre; 11, plage sablonneuse; 12, versant loessoid; 13, extension septentrionale des eaux du lac en 1960; 14, niveau du lac en septembre, 1973.



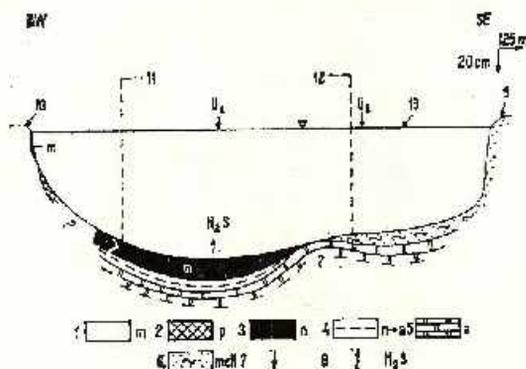


Fig. 9. — Secțiune prin depozitele de fund ale lacului Unturos. 1, ml cafeniu; 2, pelogen; 3, nămol negru, onctuos; 4, tranziție nămol negru-marnă plastică; 5, marnă plastică, cenușie; 6, ml cenușiu, nisipos; 7, carolaje; 8, miros de H_2S ; 9, nisipuri de plajă care trec la nisipuri mloase submerse; 10, mal loessoid; 11, extensiunea nordică a lacului în 1960; 12, idem sudică; 13, nivelul lacului în septembrie 1973.

Section à travers les dépôts du fond du lac d'Unturos.

1, vase brunâtre; 2, pelogène; 3, boue noire, onctueuse; 4, transition boue noire-marne plastique; 5, marne plastique grisâtre; 6, vase grisâtre, sablonneuse; 7, carottage; 8, odeur de H_2S ; 9, sables de plage qui passent à des sables vaseux submergés; 10, bord loessofide; 11, extension septentrionale du lac en 1960; 12, idem méridionale; 13, niveau du lac en septembre 1973.

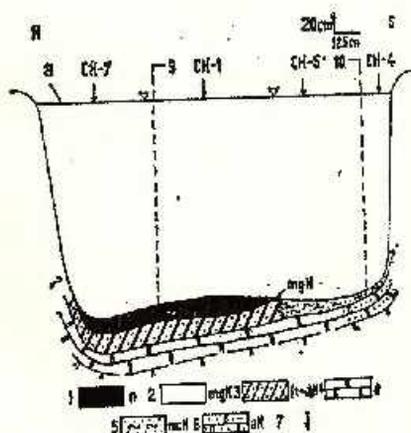


Fig. 10. — Secțiune prin depozitele submerse ale lacului Chioibășești.

1, nămol negru, onctuos; 2, ml gălbui, nisipos; 3, tranziția nisipoasă nămol negru-marnă cenușie; 4, marnă cenușie, plastică; 5, ml cenușiu, nisipos; 6, marnă slab nisipoasă, cenușie; 7, carotaje; 8, nivelul lacului în septembrie 1973; 9, extensiunea nordică a lacului în 1960; 10, idem, sudică.

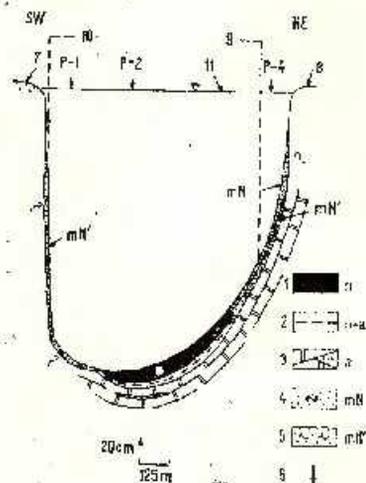
Section à travers les dépôts submergés du lac de Chioibășești.

1, boue noire, onctueuse; 2, vase jaunâtre, sablonneuse; 3, transitions sablonneuse boue noire-marne grisâtre; 4, marne grisâtre, plastique; 5, vase grisâtre, sablonneuse; 6, marne faiblement sablonneuse, grisâtre; 7, carottage; 8, niveau du lac en septembre 1973; 9, extension septentrionale du lac en 1960; 10, idem, méridionale.

Fig. 11. — Secțiune prin depozitele de fund ale lacului Plașcu.

1, nămol negru, onctuos; 2, tranziția nămol negru-marnă plastică; 3, marnă plastică cenușie, cu filme submilimetrice de nisip; 4, ml nisipos, cenușiu-gălbui; 5, ml nisipos, cenușiu-negricios; 6, carotaie; 7, plajă nisipoasă; 8, mal loessoid; 9, extensiunea nordică a lacului în 1960; 10, idem, sudică; 11, nivelul lacului în septembrie 1973.

Section à travers les dépôts de fond du lac de Plașcu. 1, Boue noire, onctueuse; 2, transition boue noire-marne plastique; 3, marne plastique grisâtre, à films sous-millimétriques de sable; 4, vase sablonneuse, grisâtre-jaunâtre; 5, vase sablonneuse, grisâtre-noirâtre; 6, carottage; 7, plage sablonneuse; 8, bord loessoid; 9, extension septentrionale du lac en 1960; 10, idem, méridionale; 11, niveau du lac en septembre 1973.



TABELUL 9

Ritmul de peloidizare al mîturilor cafenii; date comparative

Lacurile	Ritmul mediu de peloidizare (cm nămol sau/și pelogen pe an)
Tălaru:	
— carotaj T	0,4
— punct I	2,3
Chioabășești:	
— carotaj CH-7	0,7
Unturosu:	
— punct I	0,4
Mîtreni*	cca 3
Tecucișoi**	2,5—5,5
Beloe (URSS)***	26—30
Cuialnic (URSS)****	cca 1

* după autor, în perioada 1963—1971. ** Tucelescu (1965). *** după Rossolimo (1936) din Tucelescu (1965). **** Porucic (1924).

CH-7) și Unturosu (punct I, tab. 9). Lipsa indicilor de peloidizare (după 1960) la lacul Plașcu este determinată, printre altele, de caracterul nisipos al fundului.

Valorile ritmului mediu anual de peloidizare la lacurile studiate (care poate fi asimilat cu ritmul de sedimentare al nămolurilor negre din



alte lacuri), sînt comparabile cu cele estimate la limanul Cuialnic, URSS (Porucic, 1924), însă situate sub valorile corespunzătoare lacurilor Mitreni-Ilfov și Techirghiol (tab. 9).

Nămolurile negre, onctuoase, suferă de asemenea procese de degradare prin tasare și mineralizare, care le transformă treptat în marne plastice bazale. Aceste fenomene par să fie prezente la toate cele patru lacuri cercetate.

IV. CONCLUZII

Lacurile pelogene Unturoșu, Tătaru, Plașcu și Chioibășești, ocupă depresiunile de deflație ale unei zone cu depuneri coliene nisipoase-prăfoase din cadrul Bărăganului central (sau Oîmpia Călmățuiului).

În condițiile climatice de stepă aridă din trecut, apa-sulfatată sodică a unor lacuri depășea mineralizarea de 12 g/l. Creșterea indicelui de ariditate (de Martonne), tradus printr-un caracter tot mai ploios al anilor, a determinat îndulcirea celor patru lacuri într-un ritm moderat, cu excepția lacului Tătaru, unde ritmul de îndulcire pentru perioada 1971 — 1973, a atins cifra de 2,22 g/l/an! Valoarea citată este mare, dar se situează totuși sub cea înregistrată la lacul Amara-Ialomița, în aceeași perioadă: 3,552 g/l/an (valoare record!). Cazul lacului Tătaru, reflectă aplicarea unei măsuri nerecomandabile: drenarea apelor stagnante, dulci din zona circumlacustră în lac.

Depozitele de suprafață (nisipuri de plajă și depozite loessoide, uneori sărăturate) sînt în relație — deseori directă — cu cele submerse. Ne referim la tranziția nisipuri de plajă — mluri nisipoase și/sau nisipuri mloase cît și la mlul cafeniu ca produs al levigării sezoniere a versanților de natură loessoidă.

Depozitele submerse aparțin celor patru tipuri de sedimente întîlnite în lacurile Mitreni și Nuntași: mluri, nămoluri, nisipuri și marne. Transformarea mlurilor cafenii în nămoluri (peloidizare) și degradarea acestora din urmă prin tasare și mineralizare, cu formarea marnei plastice, bazale, sînt de asemenea fenomene prezente și aici. Evoluția pozitivă a lacului pelogen Tătaru este dovedită de valorile relativ ridicate ale ritmului de peloidizare, în condiții de eutrofic ($\text{pH} > 7$).

Nămolurile negre, onctuoase, sînt, din punct de vedere chimic de tipul celor de la Nuntași, Mitreni și Poteoava, fapt care sugerează posibilitatea utilizării terapeutice, eventual pe plan local, în funcție de rezerve (la lacurile Tătaru și Plașcu). În această situație, se impune revizuirea unor proiecte de desecare sau îndulcire, în special cele referitoare la lacurile Tătaru și Plașcu. Concomitent, este necesară realizarea protecției preliminare a lacurilor Tătaru și Plașcu, prin interzicerea oricărei îndulciri artificiale și desființarea surselor de poluare.

Cercetările noastre viitoare vor încerca să elucideze natura și stadiul proceselor de peloidogeneză la cele patru lacuri.



BIBLIOGRAFIE

- Bandrabar T., Ghencea Ana (1968) Harta geologică, sc. 1:200.000, foaia 37 (Brăila), Inst. Geologic, București.
- Ghencea Ana, Mihăilă N. (1968) Harta hidrogeologică, sc. 1:100.000, foaia 37c (Reviga). Inst. Geol. București
- Bulgăreanu V. (1974) Depozitele submerse și peloidogeneza la lacul Băile Mitreni (jud. Ilfov). *Inst. Geol. Stud. tehn. — econ. Ser. F. 5. 135—161. București.*
- Momea Gh., Momea Lucia (1974) Considerații limnogeologice asupra cuvetei lacustre Nuntași—Tuzla (complexul Sinoe). *Inst. Geol. Stud. tehn. — econ. Ser. F 5. 123—132. București.*
- Crasu V., Manole V., Cociașu F. M. (1948) Apele minerale din România partea III-a. *Inst. Geol. Stud. tehn. econ. ser. B. 26. București*
- Găstescu P. (1971) Lacurile din România. Limnologie regională. Edit. Acad. R.S.R. București
- Grunescu I. S. (1973) Județul Brăila. col. Județele Patriei. Edit. Acad. R.S.R. București
- Petrescu P. (1940) Recherches hydrochimiques dans la région nord-est de la Plaine Roumaine. *An. Inst. Geol. României, XX. București*
- Porucic T. (1924) Lacurile sărate din sudul Basarabiei, Studii limnologice. I. București
- Pricăjan A. (1961) Cercetări hidrogeologice în tinutul de cimpie dintre Buzăuși Ialomița. *Com. Geol. Stud. tehn. — econ. ser. F 5. București*
- Tuculescu I. (1965) Biondnamica lacului Techirghiol, Biocenozele și geneza nămolului. Edit. Acad. R.S.R., București

SUR LA LIMNOGEOLOGIE DES LACS PELOGÈNES DE BĂRĂGAN CENTRAL: UNTEROSU, TĂTARU, PLAȘOU ED CHIOIBĂȘEȘTI (DÉPARTEMENT DE BRĂILA)

Au cours de l'été 1973, l'auteur a fait des études limnogéologiques préliminaires sur quatre lacs pelogènes (à dépôts de vase noire, onctueuse) situés le long de l'interfleuve Ialomița — Călmățui.

Du point de vue géologique (fig. 2) la zone des quatre lacs se caractérise par la présence des sables poussiéreux, éoliens (Holocène supérieur) et des dépôts loessoides — sables poussiéreux, pousseux sablonneux argileux (Pleistocène supérieur-Holocène).

La nature éolienne de la zone lacustre est influencée directement par la prédominance du vent du nord qui a déplacé vers le sud les alluvions de Călmățui en agissant simultanément avec la déflation et en produisant le triage granulométrique du matériel sablonneux en fonction de la distance jusqu'à la source; l'aréal des sables poussiéreux se situe au dessus de l'aréal des sables proprement-dits, plus grossiers (fig. 2). Cela constitue une première argumentation concernant l'origine prédominant éolienne des dépressions qui renferment les lacs que nous avons examinés.

Du point de vue limnogéologique, on a étudié en parallèle l'eau et les dépôts de surface et submergés des quatre lacs, d'après la méthodologie que nous avons utilisée antérieurement aux lacs pelogènes de Nuntași (dép. de Constanța) et de Băile Mitreni (dép. d'Ilfov).



L'eau des quatre lacs — saumâtre et salée — a indiqué des minéralisations majeures de 2,2 à 8,0 g/l, valeurs calculées conformément aux déterminations densimétriques exécutées sur le lac même. La courbe de corrélation entre le résidu fixe et la densité corrigée à 20°C est représentée dans la figure 3.

En général, la minéralisation de l'eau des lacs a marqué toujours une tendance d'adoucisement, tendance qui a été exagérée au cours des années 1971—1973 pour le lac de Tâtaru (2,22 g/l/an) étant donné que c'est vers ce lac qu'ont été drainées les eaux douces, stagnantes dans la zone circumlacustre.

Les déterminations de l'indice pH — exécutées aussi sur le lac — ont indiqué le caractère généralement eulrophe des eaux des lacs.

Les dépôts de surface renferment des loess (comme versants relativement escarpés, avec une hauteur maximale de 1,5 m) et des sables de plage, surtout siliceux qui apparaissent sur une largeur maximale de 20 m. Ces derniers passent graduellement aux dépôts submergés de nature sablonneuse situés en général dans les secteurs méridionaux des 4 cuvettes lacustres. Parfois, autour des lacs apparaissent des zones saturées, associées aux fissures de dessèchement (profondeur d'environ 20 cm) dans des vases jaunâtres ou grisâtres. Ces surfaces de vases, abandonnées saisonnièrement par les eaux du lac présentent dans la profondeur des processus de fermentation avec dégagement de gaz (H_2S inclusivement) à travers de petits cratères semblables à des volcans boueux en miniature; c'est la raison pour laquelle le terrain marque un faible cintrage et présente une certaine instabilité (zone de bord oriental du lac de Tâtaru, figures 1 et 2 — planche I).

Les dépôts submergés (étudiés par carottages) renferment des boues, des vases, des sables et des marnes. La différenciation à l'œil nu de ces types principaux de sédiments autant que des sous-types de transition, a été complétée avec des données résultées de l'analyse chimique qui ont indiqué, par exemple, que le passage des boues noires, onctueuses vers les marnes plastiques de la partie basale se traduit par l'amoindrissement des teneurs en matière organique (exprimé dans la teneur en carbone organique, déterminée à l'aide de l'appareil Ströhlein) et des teneurs en sulfures. Les teneurs chimiques en carbone organique, en sodium, en potassium, en fer total et en chlorures (ici les sulfates n'apparaissent que sous forme de traces), sont similaires aux teneurs des boues noires onctueuses des lacs de Nuntași (Dobrogea) et de Mitreni (Plaine Roumaine).

Quelques observations en ce qui concerne la distribution des dépôts submergés (fig. 4, 5, 6 et 7): les boues noires, onctueuses des lacs Tâtaru et Unturosu ont la plus grande extension; les vases brunâtres (produits de la lévigation saisonnière des versants de nature loessoidé) recouvrent partiellement les boues noires; les vases sablonneuses grisâtres ou jaunâtres et les sables, boueux se sont formés et déposés soit après l'abrasion contemporaine sur les bords des lacs ou bien ils représentent des sables poussiéreux et/ou des poussières sablonneuses entraînées, par la déflation, des dépressions éoliennes déjà formées et initialement desséchées (les cuvettes lacustres actuelles) vers les bords méridionaux de celles-ci. Ce fait est confirmé tant par la pente plus abrupte du fond sablonneux que par les rapports stratigraphiques des vases sablonneuses et des sables boueux avec les autres dépôts submergés (fig. 8, 9, 10 et 11).

La transformation des vases brunâtres en boues grisâtres, puis noires onctueuses (modification dénommée par Țuculescu (1965) — „peloidisation” (rom), constituent une phase principale du processus de peloidogenèse (sapropelitisation dans le milieu lacustre). Le rythme de formation des boues noires (par les transformations ci-dessus mentionnées), des lacs que nous avons étudiés est comparable à celui estimé par Porucic (1924) au liman Crișanic

(U.R.S.S.), mais inférieur au rythme des lacs de Mitreni (Iifov) et de Techirghiol (Constanța) (tableau 9).

Les carottages que nous avons exécutés dans les 4 lacs ont mis en évidence parfois la présence des marnes plastiques de la partie basale, en tant que produits de dégradation (par lessivage et minéralisation) des boues noires onctueuses, à la suite de l'adoucissement des eaux lacustres. Cette situation impose la réalisation d'une protection préliminaire pour quelques-uns de ces lacs, par l'interdiction de n'importe quels travaux qui provoqueraient l'interdiction de n'importe quels travaux qui provoqueraient l'adoucissement ou la pollution de ceux-ci.

INTREBĂRI ȘI DISCUȚII

I. Călinescu: 1. Consider că ar fi bine de văzut dacă formarea cuvetelor poate fi pusă pe seama unor scufundări orogenetice sau de tasare a unor sedimente noi — cuaternar-levantine. 2. Repartiția naturii sedimentelor (nămolurilor) trebuie pusă pe seama acțiunii eoliene.

V. A. Bulgăreanu: 1. Nu putem aprecia dacă cuvetele lacustre s-au format în legătură cu scufundări orogenetice, dar fenomenele de tasare a sedimentelor cuaternare (Holocen superior) și nu levantine, sînt ulterioare proceselor inițiale de deflație (deci eoliene), care au avut rului primordial și preponderent în formarea cuvetelor celor patru lacuri. Motivarea acestei ipoteze (prezența în regiune a depozitelor nisipoase-prăfoase, modelate eolian și caracterul abrupt al versanților sudici ai lacurilor cercetate) este sugerată de materialul grafic prezentat. 2. Repartiția sedimentelor (nămolurilor) în funcție de acțiunea vîntului nu este cea cu rol preponderent, ci factorii fizico-chimici litologici și biologici legați de apa lacurilor și de natura litologică a cuetei lacustre.

P. Crăciun: 1. Dacă s-a cercetat influența modificării bilanșului hidrologic al lacurilor asupra calității nămolului?, 2. Relația dintre microcomponentii nămolului și ai apei lacustre?

V. A. Bulgăreanu: 1. Nu s-a calculat bilanșul hidrologic al lacurilor, însă s-a apreciat și estimat pentru alte lacuri de cîmpie că aportul de ape dulci (meteorice, freatice) în lac, furnizează cantități sporite de fier, deci posibilități sporite de desfășurare a peloidogenezei. În același timp, această induldre determină formarea incompletă a unor nămoluri (pelogene) sau mluri cenușii, cărora le lipsește însă onclozitatea. 2. Nu s-a studiat corelația între microcomponentii nămolului și cei ai apei. Datele ce le posedăm sînt însă în curs de prelucrare.



PLANȘA I



PLANȘA I

Fig. 1. — Lacul Tâtaru, septembrie 1973: dig de pământ construit pentru oprirea extinderii lacului spre nord; în ultimii ani a fost subminat și parțial acoperit de ape, dovadă fiind sărăturarea sa pronunțată (alb). În planul al doilea, malul estic al lacului cu aceleași fenomene de sărăturare.

Lac de Tâtaru, septembre 1973; digue en terre construite pour arrêter l'extension du lac vers le nord; pendant les dernières années elle a été subminée et partiellement submergée. Dans le second plan — le bord oriental du lac présente les mêmes phénomènes de salinisation.

Fig. 2. — Detaliu în zona de sărăturare de la est de lacul Tâtaru; plaja mloasă, sărăturată(a) este limitată la est de un vechi țârn de abrazivine (b), de natură loessoidă. Detaliu de la zona de salinisation à l'est du lac de Tâtaru; plage boueuse, salinisée (a) limitée à l'est par un ancien bord d'abrasion (b), de nature loessoidé.

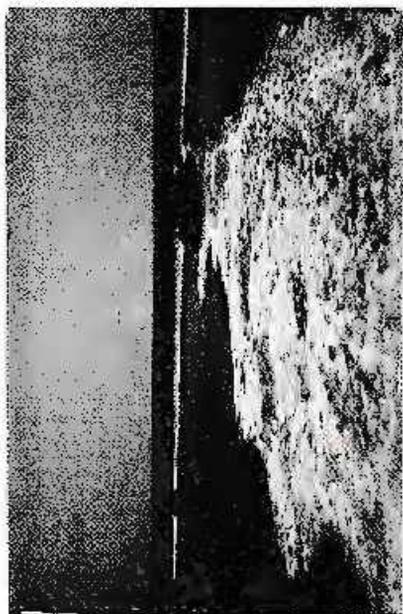
Fig. 3. — Lacul Tâtaru, septembrie 1973: depozitele mloase ale plajei din estul lacului prezintă crăpături de uscare și boltiri ale terenului, unele afectate de mici cratere (indicate de săgeți), pe unde emană gaze.

Lac de Tâtaru, septembre 1973; dépôts boueux de la plage à l'est du lac présentent des fissures de dessèchement et des élévations de terrain, certaines affectées par de petits cratères (indiqués par des flèches), par où s'éliminent des gaz.

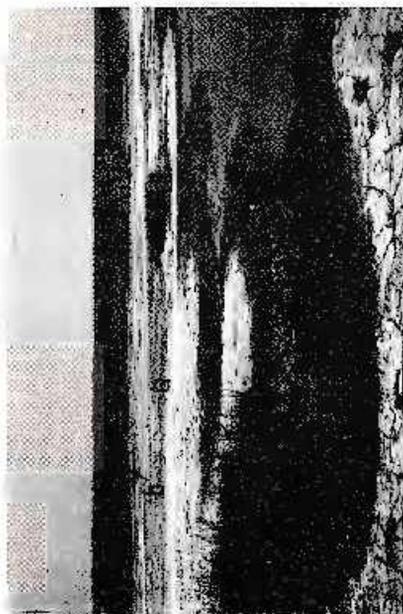
Fig. 4. — Idem, detaliu.

Idem, détail.





1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale secunțelor, vol. LXI/A.



1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

SEDIMENTOLOGIE

**CONSIDERAȚII LIMNOGEOLOGICE PRELIMINARE ASUPRA
UNUI NOU LAC PELOGEN : LACUL NEBUNU (PERIPRAVA,
DELTA DUNĂRII)¹**

DE

VALENTIN ALEXANDRU BULGĂREANU²

Abstract

Preliminary Limnogeological Considerations on a New Pelogene Lake: Nebunu Lake (Periprava, the Danube Delta). The studies carried out in August 1972 in the Nebunu lake zone (Periprava, the Danube Delta) mentioned, for the first time, the presence of black, unctuous muds. After general considerations (lake position, morphometric characteristics, the climatic and pedobotanic characterization of the lake zone), there are briefly presented the geological and morphological evolution of the Letea sand bar and, in details, the palcomorphologic evolution of the lake zone in connection with the oscillations of the water level in the region. The detailed analysis of the lake hydro-chemistry and an informative one of the Chilia branch waters, in comparison with similar data concerning the Mitreni fresh water lake (Argeș river flood plain), previously studied by the author, permits the determination of the hydrochemical parameters as well as of sectors with probable peloidogenesis in the Nebunu lake, comparable with the peloidogenesis zones of the Mitreni lake. In the end, the author proposes himself to verify in the field the sectors of probable peloidogenesis thus outlined by the carrying out of detailed core drillings and systematic sampling from the bottom deposits of the Nebunu lake.

I. INTRODUCERE

Printre obiectivele studiilor noastre limnogeologice din județul Tulcea, s-a aflat și lacul Nebunu, situat la sud de brațul Chilia, lângă satul Periprava, comuna C. A. Rosetti.

Cu ocazia unei deplasări pe teren în luna august 1972, am depistat pentru prima oară, prezența nămolurilor negre, onctuoase pe fundul

¹ Comunicată în ședința din 19 mai 1973.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni pentru Substanțe Minerale Solide, sectorul geologic Slabozia, str. Caransebeș 1, București.



acestui lac. Cercetările întreprinse s-au referit la hidrochimismul și depozitele de plajă ale lacului precum și la raporturile acestora cu vegetația și solurile din zonă.

În această notă preliminară, am încercat conturarea pe criterii hidrochimice a zonelor cu peloidogeneză posibilă, paralel cu schițarea evoluției paleomorfologice ipotetice a zonei lacului. Aceste considerații vor fi verificate prin viitoare cercetări de detaliu, în special asupra depozitelor submerse, pentru a surprinde cadrul și condițiile desfășurării procedelor de peloidogeneză din lac.

II. CONSIDERAȚII GENERALE

Numeroși cercetători au studiat din punct de vedere geologic, geomorfologic și biologic Delta Dunării. Dat fiind că rezultatele acestor cercetări sînt, în general, cunoscute, nu vom reveni asupra lor decît pentru a face unele precizări sau comparații.

Studii limnologice propriu-zise, în Delta, au executat printre alții, P. Gâstescu și Stăneșcu Cornelia (1964, 1966, 1971). Nu cunoaștem, însă, existența pînă în prezent a unor studii limnogeologice detaliate în zona lacului Nebunu.

Lacul Nebunu se situează în nordul extrem al grindului marin, nisipos, Letea, la oca 100 m sud de brațul Chilia (planșele I, II și V). Caracteristicile morfometrice ale lacului sînt redată în tabelul 1.

TABELUL 1

Caracteristicile morfometrice generale ale lacului Nebunu

Lungime	Lățime maximă	Suprafață totală	Suprafață ocupată de vegetație acvatică	Adîncime maximă
1800 m	250 m	cca 32 ha	2,5 ha (7,8%)	cca 2 m

TABELUL 2

Caracterizarea climatică și pedobotanică a zonei lacului

Medii anuale climatice (stația Chilia Veche)			Date pedologice*	Date geobotanice* (informative)
T°C	P(mm)	I.ar.		
10,8	395	19	nisipuri marine; soloncaecuri marine; sluviuni gleice drenate	vegetația nisipurilor din Delta, cu: Phragmites comunis Holoschoenus Typha Nuphar luteum, etc.

* N. Florescu, Ana Conea, I. Munteanu, I. Șerbănescu (1969).



Caracterizarea climatică, pedologică și geobotanică a zonei lacului este redată în tabelul 2 și parțial în planșa V.

Cele trei grupe de factori naturali (climatici, pedologici și geobotanici), au contribuit în decursul timpului, alături de factorii geologici și geomorfologici la formarea lacului Nebunu.

III. CONSIDERAȚII LIMNOGEOLOGICE

A) Evoluția paleomorfoloică a zonei lacului

Interpretind datele unui foraj executat în zona localității Periprava, Liteanu, Gheorghiu (1965), descriu depozite cuaternare (cca 50 m grosime), „reprezentate, la partea superioară, prin nisipuri fine, medii și grosiere, care conțin o faună de tip actual. În continuare, urmează o serie constituită din nisipuri fine, nisipuri prăfoase-argiloase, care alternează cu argile nisipoase, gălbui și care, în bază, trec la argile cenușiu-gălbui, compacte” (pag. 263). Aceiași autori, precizează că depozitele cuaternare stau peste nisipuri fine, cochilifere, de vîrstă levantină.

Evoluția teritoriului deltei în Subactual și Actual, a fost însă sintetizată de Popp, Prieajan (1969). Cei doi cercetători descriu patru faze principale: lagunară, fluvială, maritimă (cca 2000 ani) și actuală (cca 200 ani). Conform acestei împărțiri, actualul grind Letea (care cantonează cuveta lacustră Nebunu), s-a format în faza maritimă cînd grindurile inițiale Letea și Caraorman — în condițiile unui debit solid ridicat al Dunării — se extind spre mare. În acest fel se naște o nouă linie de țărm, datată a fi anterioară secolului VII î. e. n. și care corespunde actualului contur estic al grindurilor nisipoase Lupilor, Drauov-Crasnicol, Cerbului și Letea.

Odată constituit, grindul nisipos Letea este supus proceselor de deflație. Judecînd după prezența unui strat de sol nisipos îngropat (0,05 — 0,20 m grosime) în versanții estic și vestic ai lacului Nebunu, conchidem că în „istoria” eoliană a grindului Letea, au existat cel puțin două faze de depunere și eroziune eoliană. Ulterior fazei de calm eolian, deci de absență a deflației — corespunzătoare nivelului de sol îngropat — a existat o ultimă fază de eroziune eoliană, care a determinat actualul aspect morfologic al grindului Letea, cel puțin în zona lacului Nebunu. Cu acest moment vom începe descrierea evoluției paleomorfoloice ipotetice a zonei acestui lac (planșa III).

a) Într-o depresiune de deflație, cu o adîncime de ordinul metrilor și o lărgime de cca 300 m, s-au depus nisipurile spulberate de pe suprafețe învechinate, formîndu-se astfel un microrelief dunar. Depresiunile interdunare astfel formate (notate pe planșa III cu literele A, B și C), aveau adîncimi de la cîțiva decimetri pînă la aproximativ 2 m. În această primă fază, apele dulci din brațul dunărean Chilia, se revarsă (inundație?) în



vechea depresiune de deflație, care devine astfel cuveta lacustră inițială, unde se înregistrează totodată primul nivel maxim al apelor.

b) În urma fenomenelor de evaporare sub un climat probabil mai arid decât cel actual ($i_{ar} < 19$), nivelul apelor scade și începe procesul de concentrare salină a apelor din cele trei depresiuni A, B și C.

În cuvetele B și C, în condiții de anaerobie (cu ape liniștite), abundență în substanță organică și săruri de fier (provenite din levigarea versanților) se produce o îmbogățire locală în sulfuri de fier. În volumul de apă mai mare al cuvetei B, se realizează concomitent și o sedimentare a materiilor în suspensie, proces care este aproape inexistent în cuveta C, cu ape a căror adâncime este de ordinul citorva zeci de centimetri. Milurile din cuveta B, se îmbogățesc treptat în sulfuri de fier și substanță organică (peloidogeneză). În cuveta C, însă, îmbogățirea în sulfuri de fier, nu a determinat decât colorația negricioasă a nisipurilor de fund, culoare care se păstrează și astăzi. Cantitatea de ml îmbogățit în sulfuri de fier este aici cu totul subordonată.

c) O a doua viitură a apelor Dunării (al 2-lea nivel maxim), are, de data aceasta, un efect abraziv asupra „coamei” dintre cuvetele B și C și mai ales asupra versanților nisipoși estic și vestic. În acest fel se produce colmatarea cuvetei A și se formează plaja de la est de cuveta B.

d) În ultima fază, printr-o nouă scădere a nivelului apelor, se stabilește funcționalitatea lacustră a cuvetei B, adică a actualului lac Nebunu. Procesul de peloidogeneză continuă să se desfășoare în noul lac format.

Prezența celor două faze de îmbogățire în sulfuri de fier poate fi clar observată din examinarea secțiunilor longitudinale prin depozitele de versant și țârm (planșa IV; secțiunile A și B sînt paralele cu actualul contur al lacului, situîndu-se la cca 2 m distanță de acesta). Pe aceste două secțiuni (în special A), remarcăm prezența a două nivele de nisipuri negricioase sau negre (a_I , a_{II}), separate printr-un nivel de nisipuri cenușii (b). Nisipurile a_{II} corespund primei îmbogățiri în FeS din faza II-a, nisipurile b, cu conținuturi mai reduse în sulfuri — fazei de indurare III, iar nisipurile a_I corespund fazei a IV-a de peloidogeneză recentă.

Fenomenele recente de peloidogeneză par să se fi desfășurat cu precădere spre versantul vestic al lacului, judecînd după prezența celor două nivele de nisip negru (a_{II} și a_I) doar pe secțiunea A (planșa IV).

Ulterior fazei IV (sau în interiorul acesteia?) pare să se fi produs o nouă creștere de nivel a apelor lacului, ce a determinat inundarea unei suprafețe din vestul lacului. Prezența în trecut a apelor relativ sărate pe aceste suprafețe este trădată de solurile saline actuale, de tipul solonca-ceacurilor marine (SCm, planșa V).

Analiza datelor de litologie și stratigrafie a depozitelor cuaternare (Holocen superior) din zona lacului Nebunu, paralel cu interpretarea evoluției paleomorfologice ipotetice, ne-a determinat să încercăm o schițare a unei clasificări morfogenetice a depozitelor susamintite, stabilind totodată și ordinea cronologică a depunerilor (tab. 3). O clasificare asemănătoare am utilizat și în descrierea și interpretarea limnogeologiei lacului Nuntași, județul Constanța (Bulgăreanu et al., 1974).



TABELUL 3

Clasificarea morfogenetică a depozitelor holocen superioare din zona lacului Nebunu.

Clasificarea morfogenetică	Tipul de depozit *	Fazele de evoluție paleomorfologică ipotetică
Depozitele cuvetei lacustre inițiale	Nisipurile silicioase cochilifere ale grindului Letea (cu o intercalație de sol îngropat F ₁) (5)*	pre- I
	Nisipuri cenușii, pe alacuri gălbui, cochilifere (4)	I
	Depuneri de tranziție de tipul nisip + nămol/ml (6)	II, III
	Nisipuri negre sau negricioase, cochilifere în trecut submerse (3)	IV
Depozitele de fund din cuveța lacustră Nebunu	Nămol negru, onctuos (7)	II, III, IV
Depozitele de suprafață din cuveța lacustră inițială	Nisipuri gălbui cochilifere, de plajă (2)**	IV
	Nisipuri gălbui de plajă, foarte recente (1)	IV

* Cifrele din paranteze corespund celor din planșa IV

** Analiza mineralogică (Eugenia Lefler, I.G.P.S.M.S.), a unei probe de nisip din sectorul nordic al plajei de la est de lac, a arătat preponderența cuarțului (75%) și feldspatului (12,92%), urmate de granat (7,10%), rutil (1,41%), calcit (1,25%), elemente litice (1,25%), magnetit + ilmenit (0,84%), zircon (0,41%), staurolit (0,41%), hornblendă (0,41%) și sporadic turmalina și biotitul; granulația oscilează în intervalul 0,1–0,4 mm.

Dintr-un punct mai sudic al aceleiaș plaje, acolo unde valurile lacului spală continuu o parte din plajă, analiza a indicat predominanța granașilor — pirop, spessartin și grossular (41,6%), urmați de cuarț (25,1%) și minerale opace (22,5%). Turmalina apare aici în proporție de 0,26%.

B) Hidrochimismul și peloidogeneza

După cum am văzut în capitolele precedente, lacul Nebunu s-a format prin „inundarea” periodică de către apele brațului Chilia a unei depresiuni de deflație în grindul Letea. Această origină „fluviatilă” ne este demonstrată și prin comparabilitatea conținuturilor hidrochimice ale Du-



TABELUL 4

Conținuturile cătice comparative ale apelor de suprafață ale lacului Nebunu (q_N) și ale apelor Dunării (q_D), august 1972

Parametri	Lacul Nebunu			Dunărea la Periprava		Raport
	Intervalul de variație, q_N (mg/l)	q_N mediu (18 probe mg/l)	$\frac{q_N \text{ mediu}}{R} \cdot 100$ (%)	q_D (mg/l)	$\frac{q_D \cdot 100}{R}$ (%)	$\frac{q_D \text{ mediu}}{q_D}$
Cl^-	106,3-156,0	138,25	32,15	17,7	8,85	7,81
SO_4^{2-}	13,4-40,3	26,96	6,27	32,6	16,30	0,83
HCO_3^-	170,8-268,4	191,47	44,53	170,8	85,40	1,12
Br^-	absent	absent	—	1,0	0,50	0
J^-	absent	absent	—	absent	0	
NO_2^-	(Numai proba de apă nr. 2 conține „urme”)					
Na^+	80,1-123,9	100,62	23,40	absent	0	
K^+	8,3-15,3	14,14	3,29	4,9	2,45	20,53
Ca^{++}	14,4-40,8	18,59	4,32	3,6	1,80	3,93
Mg^{++}	19,2-27,2	21,07	4,90	48,1	24,05	0,39
Fe total	0,2-0,5	0,32	0,07	15,5	7,75	1,37
NH_4^+	urme-2,5	2,50	0,54	0,1	0,05	3,20
H_2SiO_3	5,1-18,1	7,43	1,73	absent	0	∞
HBO_3^*	0-8,1	2,72	0,63	6,5	3,25	1,14
CO_3^{++}	8,8-26,4	9,78		absent	0	∞
Subst. organică (OM)	9,6-33,6	24,09		17,6		0,56
Suspensii solide (SM)	urme-70,0	11,5		11,2		2,15
Reziduu fix (R)	382,0-620,0	430,0		150,5		0,08
pH	6,0-6,5	6,23		200,0		2,15
Raporturi ionice	Na : Ca = 4,70			Na : Ca = 0,09		0,99

* Probele nr. 1-4 din nordul lacului, nu conțin HBO_3 . ** Valori informative.

nării (brațul Chilia), în dreptul localității Periprava³, cu ale lacului însuși (tab. 4).

Din examinarea tabelului 4, remarcăm următoarele:

a) concentrația ionului HCO_3^- este aproape identică atât în apa Dunării cât și în lac;

³ În ipoteza că apele brațului Chilia nu au suferit, între timp, modificări importante de ordin chimic.



b) concentrarea apelor de lac (de cea 2 ori), a dus la creșterea conținutului în Cl^- (de 7,81 ori), în Na^+ (de 20,53 ori) și în K^+ (de 3,93 ori), precum și a celor de Fe , Mg^{++} , H_2SiO_3 , substanță organică (OM). De asemenea, în apa lacului au apărut componente noi: NH_4^+ și HBO_2 , în condiții similare de pH (6,23 — 6,30);

c) concentrarea apelor de suprafață ale lacului a fost însoțită și de scăderea importantă a conținutului în ioni de Ca^{++} și SO_4^- (raporturile ionice $\text{Na} : \text{Ca}$ au o valoare mai mare pentru apa lacului (4,70) decât în Dunăre (0,09);

d) Din conținutul total în săruri (reprezentat prin valoarea reziduuului fix, R), în apa de lac, cea mai mare participare procentuală (sau conținut relativ) q_{R}/R , o are ionul HCO_3^- (44,53%), urmat de Cl^- , Na^+ și SO_4^- ; în apa Dunării, ordinea valorilor raportului $q_{\text{D}} \cdot 100/\text{R}$ este următoarea: HCO_3^- (85,40%), Ca^{++} , SO_4^- și Cl^- .

Modificările compoziției saline a apelor lacului s-au datorat în general, concentrării prin evaporare, proceselor de peloidogeneză, deflației pulberilor de săruri de pe solurile sărăturate, levigării plajelor și țărmurilor, alimentării freatice și celei ocazionale (inundații, ape menajere).

Ionii NH_4^+ din lac, sînt rezultatul unor procese de descompunere a substanței organice, în condițiile unor ape de lac liniștit, slab oxigenate și cu o sedimentare relativ rapidă (conținutul în suspensii al apei de lac este de cea 13 ori mai mic decât cel din Dunăre).

Acidul metaboric (HBO_2) este inexistent în apele Dunării, dar apare în lac (2,72 mg/l). Prezența sa o vom explica ținînd cont că singurul mineral cu bor este turmalina din nisipurile plajei estice. În legătură cu conținutul mai ridicat în turmalină al nisipurilor din sectorul sudic al plajei, apar și concentrațiile relativ crescute în HBO_2 (3,55 mg/l) în apa

TABELUL 5

Corelația între conținutul în acid metaboric (q_{HBO_2}) al apelor de suprafață și conținutul în turmalină (Na , Ca) (Mg , Al)₃. [$\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}$ (O, OH)₂₀], al nisipului plajei estice, lacul Nebunu

Sectorul de lac	q_{HBO_2} (mg/l)	Sectorul plajei estice	Conținutul în turmalină al nisipului de plajă
nordic (probele de apă nr. 1 ... 7)	1,37	nordic	sporadic
sudic (probele de apă nr. 8 ... 18)	3,55	sudic	0,26 %

lacului din același sector (tab. 5). Deși literatura de specialitate afirmă că turmalina este insolubilă în acizi, noi considerăm că solubilitatea sa este foarte redusă în apele cu indicii de pH $\leq 6,23$, dar crește relativ repede odată cu alcalinizarea, chiar slabă a mediului lacustru (tab. 6).

Conținuturile relativ ridicate în substanță organică (OM) din apa lacului (de 2,15 ori mai mari decât cele din Dunăre), corespund dezvoltării



TABELUL 6

Relația între conținutul în HBO_2 al apelor de lac și indicele pH al acestora

Lacul	Data prelevării probelor de apă	Zona de prelevare	Conținuturi medii în HBO_2 (mg/l)	Valori medii, pH
Nebunu Istriei Amara	1972	pelagică	2,72	6,23
	1971	litorală	10,73	6,67
	1970	pelagică și profundală	14,73	7,61

unei vieți vegetale și animale cu rol important în peloidogeneză. Considerăm că scăderea de cca 1,2 ori a concentrației în SO_4^{2-} din lac, față de cea din Dunăre, s-ar datora consumului de sulf din sulfați (prin reducerea acestora în mediul anaerob de pe fundul lacului), în cadrul proceselor de peloidogeneză care au format actualele depuneri de nămol.

Scăderea de cca 2,5 ori a conținutului în Ca^{2+} al apei de lac, s-ar datora probabil așa-numitului fenomen de decalcifiere biogenică. (Măllăcica, 1969. În apele bogate în săruri de calciu (apele Dunării când au inundat actuala cuvătă lacustră), abundența florei acvatice a determinat un consum apreciabil de CO_2 , urmat de precipitarea parțială a carbonatului de calciu pe fundul lacului și pe plantele lacustre. Tot acest fenomen ar fi cauzat și scăderea participării procentuale a ionului HCO_3^- în apa de lac (de cca 1,92 ori).

Fenomenele de levigare a zonei de țărniș sunt o sursă importantă de îmbogățire în fier a apelor de lac, care au astfel de 3,2 ori mai mult fier decât cele din Dunăre. Participarea procentuală a ionului Fe, notată q_{Fe} , 100/R, dă indicații asupra aportului de fier bivalent în apa lacului (fig. 1.). Cele patru zone de aport maxim (peste 0,08%) sunt într-adevăr situate lângă țărniș, însă ele nu coincid totdeauna cu sectoarele apelor bogate în fier total (fig. 1.).

Dintre mineralele nisipurilor de plajă citate în subsolul tabelului 3, în mediul slab acid al apelor de lac s-ar putea solubiliza, evident în proporție redusă, următoarele: granații feriferi (almandin, andradit), magnetitul, hornblendă și biotitul. Este posibil ca aceste minerale să alcătuiască o sursă suplimentară de fier pentru apa lacului.

C) Interpretarea comparativă

După cum am arătat (tab. 3; pl. IV, III), în „istoria” lacului Nebunu au existat două faze distincte de îmbogățire în sulfuri de Fe dintre care ultima fază a beneficiat de condiții deosebite (prezența din abundență a suspensiilor argiloase în cuveta B — actualul lac Nebunu). În consecință, numai în cuveta B s-a format nămolul negru, onctuos.

Nămolul negru, onctuos apare la o distanță medie de 10 metri de actualul contur al lacului (pl. V). Din punctul cu proba de apă nr. 7, am



prelevat o probă informativă de nămol (pr. N), care a fost supusă analizei chimice. Conținuturile în substanță organică (OM), au fost calculate după formula :

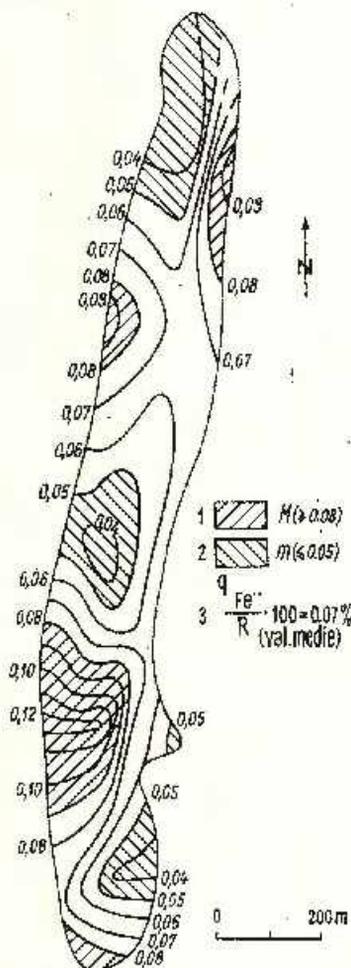
$$q_{OM} = 3q_{C_{org}}$$

Fig. 1. — Izolinile conținutului relativ în Fe^{+2} ($q_{Fe} + 2.100/R$) al apelor de suprafață, lacul Nebunu.

1, zone cu valori maxime; 2, zone cu valori minime; 3, valoarea medie pe lac.

Isolignes de la teneur relative den Fe^{+2} ($q_{Fe} + 2.100/R$) des eaux de surface, lac de Nebunu.

1, zones à valeurs maxima; 2, zones à valeurs minima; 3, valeur moyenne du lac.



unde $q_{C_{org}}$ reprezintă conținutul în carbon organic dozat prin metoda volumetrică cu aparatul Ströhlein. Alegerea coeficientului 3 în această formulă este motivată de precizarea făcută de Arhangel'ski (citat de Papiu, 1960), pentru sedimentele Mării Negre în facies euzinic: „... argila cenușie prezintă un conținut de carbon de 0,85 — 3,27% (în medie 1,9%), asemănător sapropelului lacustru, corespunzând unui conținut de materie organică de 5,8 %” (pag. 162). În acest fel, raportul (Tintilă, I. G. P. S. M. S.).

TABELUL 7

Conținuturile chimice comparative (în %), ale unei probe informative de nămol din lacul Nebunu cu alte probe de nămol din diverse lacuri

Lacul	Recoltat/analizat, anul	Fe ⁺⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	OM
Nebunu	I.G.P.S.M.S., 1972	4,08	0,56	1,76	0,05		7,26
Amara	idem	3,40	1,09	3,31	0,246		
Milreni	idem	4,80				0,0286	2,64
Potoava	idem	4,71				0,165	2,87

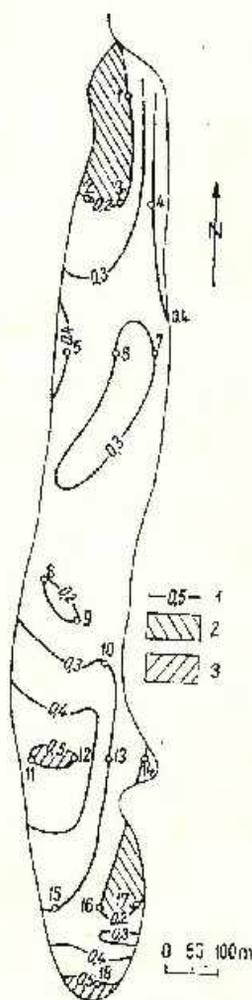


Fig. 2. — Conținutul în Fe⁺² al apelor de suprafață, lacul Nebunu.

1, izoliniile conținutului în Fe⁺² (mg/l);
2, zone de minimum; 3, zone de maximum.

Teneur en Fe⁺² des eaux de surface,
lac de Nebunu.

1, isolignes de la teneur en Fe⁺² (mg/l);
2, zones de minimum; 3, zones de maximum.

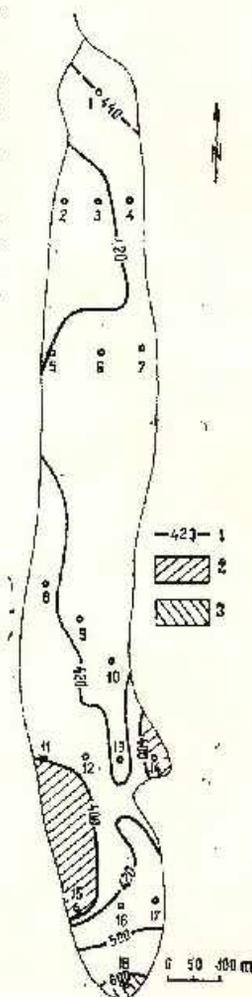


Fig. 3. — Valorile rezidului fix (R) al apelor de suprafață, lacul Nebunu.

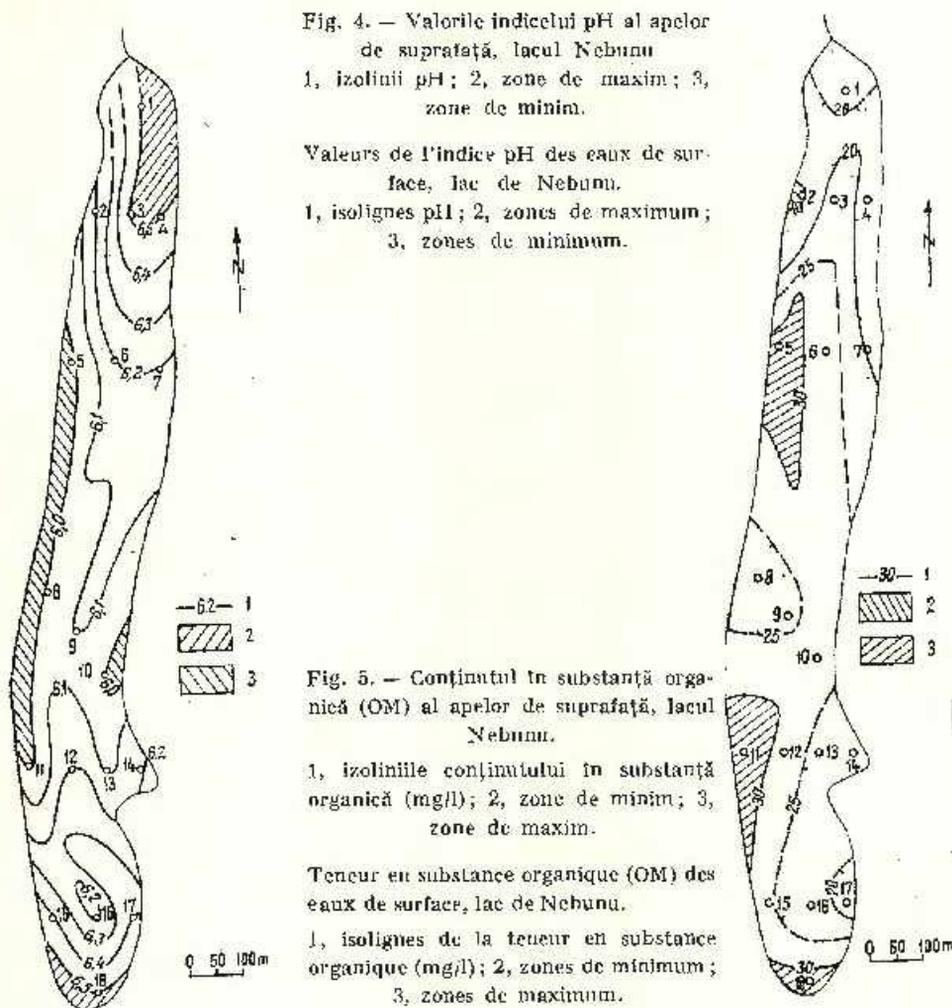
1, izoliniile R (mg/l); 2, zone de minimum;
3, zone de maximum.

Valeurs du résidu sec (R) des eaux de surface,
lac de Nebunu.

1, isolignes R (mg/l); 2, zones de minimum;
3, zones de maximum.

În tabelul 7, redăm pentru comparație, compoziția chimică a probei de nămol N și a altor probe recoltate de noi din diverse lacuri.

Din examinarea tabelului 7, remarcăm că proba de nămol N este relativ mai bogată în lier decât nămolul de Amara, dar inferioară în privința



conținuturilor în Na, K și Cl, elemente care participă în componența soluției saline (faza lichidă) a unui nămol. Efectul de îndulcire al apelor lacului Nebunu a determinat probabil scăderea conținuturilor susamintite. Cu toate acestea, conținutul în substanță organică al nămolului din lacul Nebunu este superior celui calculat pentru nămolul altor două lacuri, de asemenea, îndulcite: Mitreni și Potcoava (Ilfov).

Peloidogeneza, în sensul utilizat de Țuculescu (1965) la lacul Techirghiol, cuprinde totalitatea proceselor chimice, fizice și biologice de formare a nămolurilor onctuoase, „dense” (de obicei terapeutice) și a celor pelogene, „neoformate”, cu viscozitate relativ redusă.

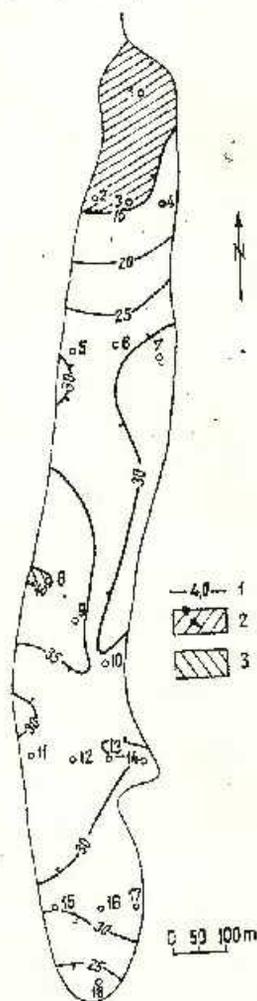


Fig. 6. — Conținutul în SO_4^- al apelor de suprafață, lacul Nebun.

1, izolinile conținutului în SO_4^- (mg/l);
2, zone de minim; 3, zone de maxim.

Teneur en SO_4^- des eaux de surface, lac de Nebun.

1, isolignes de la teneur en SO_4^- (mg/l);
2, zones de minimum; 3, zones de maximum.

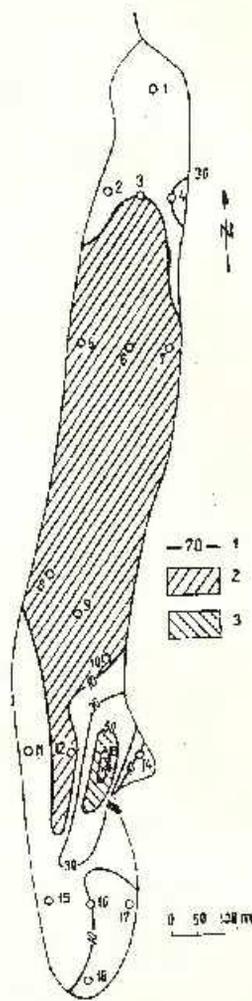


Fig. 7. - Cantitatea de materii în suspensie (SM) din apele de suprafață, lacul Nebun.

1, izolinile SM (mg/l); 2, zone de minim;
3, zone de maxim.

Quantité de matières en suspension (SM) des eaux de surface, lac de Nebun.

1, isolignes SM (mg/l); 2, zones de minimum; 3, zones de maximum.

Prin cercetările limnogeologice preliminare efectuate în anul 1971 la lacul Băile Mitrani-Ilfov (Bulgăreanu, 1974), am arătat că procesele de peloidogeneză sînt determinate de anumite valori ale rezidului fix, indicelui pH și a conținuturilor hidrochimice în Fe, NO_2 și OM. Aprecierea intensității peloidogenezei s-a făcut pe baza grosimii maxime a pelogenului depus în diverse sectoare de lac, precum și după conținuturile de fier din apele de suprafață ale lacului.

TABELUL 8

Parametri hidrochimici comparativi ai peloidogenezei în lacurile Mitreni (Ilfov) și Nebunu

Lacul	Mitreni *			Nebunu **		
	intensă	moderată	redușă	intensă+		moderată+++?
Secoare de lac	W	E și S	central, SW	A	B	C
Grosimea maximă a pelogenului (cm)	30	5	0			
OM, mg/l	minim 45-50	minim 45-60	minim 40	minim 30	minim 28	25-30
$\frac{qFe}{R} \cdot 100$ (%)				0,07-0,08	0,08-0,12	0,05-0,09
Fe, mg/l	0,20-0,79	minim 0,20-0,30	0,03-0,20	0,4-0,5	0,3-0,5	0,3-0,4
R, mg/l	maxim 1500	maxim 1400-1650	maxim 1885	500-620	382-420	cca 420
NH ₄ , mg/l				0,5-1,0	0,5-2,0	1,0-2,0
SO ₄ , mg/l				23,0-25,0	26,8-30,0	20,0-35,0
NO ₃ , mg/10 ³ l	maxim 16	maxim 7-10	maxim 18			
MS, mg/l				9,1-30,0	0-30,0	0-10,0
pH	minim 9	minim 7,8-8,85	9,1-9,4	6,4-6,5	6,0-6,3	6,0-6,2

* Peloidogeneză certă; ** Peloidogeneză probabilă;

+ în relație cu zonele de stuf bine dezvoltat; ++ în relație cu vegetația submersă și flotantă;



La lacul Nebunu, în lipsa unor date de cartonaj, am încercat o „prognoză” a zonelor cu posibilități de desfășurare a peloidogenezei, realizând mai întâi, schițele distribuției următoarelor parametri hidrochimici: Fe (fig. 2), R (fig. 3), pH (fig. 4), OM (fig. 5), SO_4^{2-} (fig. 6), materiile în suspensie, notate cu SM (fig. 7) și NH_4^+ (fig. 8).

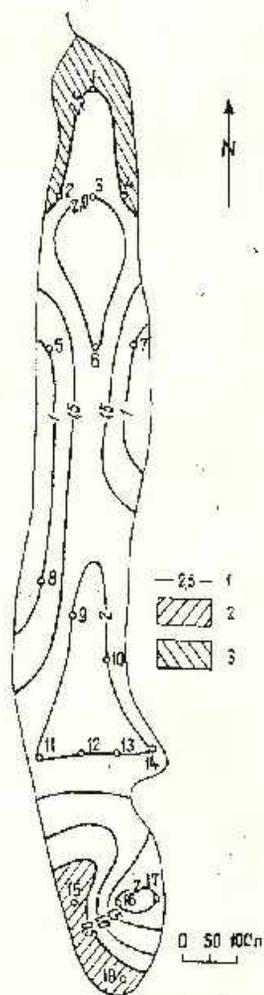


Fig. 8. — Conținutul în NH_4^+ al apelor de suprafață, lacul Nebunu.

1, izoliniiile conținutului în NH_4^+ (mg/l);
2, zone de minim; 3, zone de maxim.

Teneur en NH_4^+ des eaux de surface, lac de Nebunu.

1, isolignes de la teneur en NH_4^+ (mg/l);
2, zones de minimum; 3, zones de maximum.

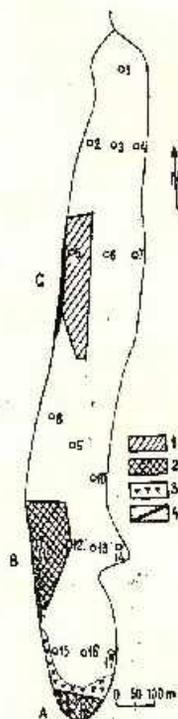


Fig. 9. -- Zonele cu peloidogeneză probabilă (A, B, C).

1, peloidogeneză probabilă moderată;
2, peloidogeneză probabilă intensă; 3, staf bine dezvoltat; 4, vegetație submersă sau/și flotantă.

Zones à peloidogénèse probable (A, B, C).

1, peloidogénèse probable modérée;
2, peloidogénèse probable intense; 3, roseau bien développé; 4, végétation submergée ou/et flottante.

Compararea zonelor cu valori maxime și minime ale unor parametri hidrochimici la lacul Mitreni cu cei ai lacului Nebunu (tab. 8), ne-a permis să apreciem existența în lacul Nebunu, a două zone (A și B) cu peloidogeneză intensă și a unei singure zone cu peloidogeneză moderată (C, fig. 9).

Examinarea critică a datelor cuprinse în tabelul 8, relevă următoarele:

1°. întocmai lacului Mitreni, conținuturile relativ ridicate în fier ale apelor lacului Nebunu, corespund proceselor intense de peloidogeneză;

TABELUL 9

Parametri indicatori și factorii care determină intensitatea fenomenelor de peloidogeneză la lacurile îndulcite Mitreni și Nebunu ($R < 2 \text{ g/l}$)

	Grosimea maximă a pelogelmului (cm)	OM mg/l	$\frac{[Fe^{++}]}{R} \cdot 100$ R(%)	Fe $^{+++}$ mg/l	R mg/l	NH $_4^+$ mg/l	SO $_4^-$ mg/l	NO $_2^-$ mg 10^1	SM (mg/l)	pH
Parametri indicatori ai peloidogenezei intense	da	da (M)	da (M)	da (M)	—		da (m)	—	da (M)	
Factori * favorizanti		da (M)	da (M)	da (M)			da (M)	—	da (M)	8,0—9,0?
Factori indiferenti					da?	da?		da?		
Factori ** inhibitori										peste 9,0

valorile maxime (M) sau minime (m), se referă la un acelaș lac:

* Determină peloidogeneză intensă și uneori moderată; ** determină peloidogeneză redusă sau absentă.

2°. la lacul Nebunu, proceselor intense de peloidogeneză le corespund valori ridicate ale conținuturilor în materii în suspensie (notate SM) și materiei organice (OM) cât și conținuturi minime în SO $_4^-$; acestea se explică printr-un aport important actual de substanță organică (de natură cert vegetală și probabil și animală) cât și de masă pelitică de bază, alături de un consum ridicat de sulf provenit din sulfați, necesar formării sulfurii de fier — principal component al nămolurilor;

3°. sînt relativ nesemnificative pentru estimarea intensității peloidogenezei (atît la lacul Mitreni cît și la lacul Nebunu), conținuturile în NO $_2^-$, valorile rezidului fix (R) și ale indicelui pH; valorile maxime ale acestor parametri nu corespund totdeauna unor fenomene intense de peloidogeneză;

4°. o corelație mai puțin evidentă apare între intensitatea peloidogenezei și conținuturile în NH $_4^+$: la valori mai mari ale conținutului în acest ion, corespunde o peloidogeneză modernă, explicabilă probabil prin procese de distrugere parțială a masei organice brute sau a celei constituite a nămolului.

Analiza corelațiilor între valorile unor parametri hidrochimici ai celor două lacuri îndulcite — Mitreni și Nebunu — cu intensitatea peloidogenezei din acestea, ne-a permis definirea unei serii de parametri indicatori ai peloidogenezei și de factori favorizanti, indiferenti sau inhibitori ai acesteia, cel puțin pentru unele lacuri îndulcite (tab. 9).



TABELUL 10

Corelația între mineralizarea apei unor lacuri și conținutul în substanță organică al nămolului acestora

Lacuri pelogene	Mitreni (Ilfov)	Rodcanu (Ilfov)	Nuntași	Techirghiol
			(Constanța)	
R, g/l	6,28(1960)	10,12(1967)	15,17(1967)	81,84(1969)
OM, ‰	28,8	40,0	54,8	59,6

Date din arhiva Institutului de Baneologie și Fizioterapie, București.

Din examinarea tabelului 9, rezultă că pentru un lac indulcit dat estimarea sectoarelor lacului cu procese intense de peloidogeneză se bazează pe luarea în considerație a grosimii maxime de pelogen depus și a conținuturilor în fier, SO_4 , OM și SM. Se pare însă, că pentru diverse lacuri salmastre și sărate, valori tot mai ridicate ale reziduuului fix (R), corespund unor depuneri tot mai importante de pelogen și nămol cu conținuturi crescînde de materie organică. Mai mult, la aceste lacuri, certitudinea transformării pelogenului neterapeutic în nămol negru, onctuos, terapeutic este mai mare decît la lacurile dulci (tab. 10).

Stimularea proceselor de peloidogeneză din lacurile indulcite se poate realiza prin îmbogățire artificială sau prin aport natural de substanță organică, fier, sulfatați și material pelitic în suspensie, în condițiile păstrării valorilor indicelui pH în intervalul 7 — 9 sau mai ales 8 — 9.

Pentru precizarea stratigrafiei și a caracteristicilor fizico-chimice ale depunerilor de nămol din lacul Nebunu, paralel cu confirmarea practică a sectoarelor de peloidogeneză descrise mai sus, ne-am propus detalierea cercetărilor de pînă acum prin executarea în viitor a unui program de carotaje sistematice în depozitele submerse.

BIBLIOGRAFIE

- Bulgăreanu V. (1974) Depozitele submerse și peloidogeneza la lacul Băile Mitreni (jud. Ilfov). *Inst. Geol. Stud. tehn.—econ. ser.* H 5 p. 135—161, București.
- Momea G., Momea Lucia (1974) Unele considerații limnogeologice asupra cîrvelei-lacustre Nuntași-Tuzla (complexul Sinoe). *Inst. Geol. Stud. tehn.—econ. ser.*, H 5 p. 123—132. București
- Coteș P., Popovici I. (1972) Județul Tulcea, Edit. Acad. R.S.R. București.
- Florea N., Conea Ana, Munteanu I., Șerbănescu I. (1969) Harta solurilor, scara 1:200.000, foaia Sulina. *Inst. Geol.* București.
- Găștescu P. (1971) Lacurile din România, Limnologie regională, Edit. Acad. R.S.R. București.
- Breier Ariadna (1968) Lacurile din Dobrogea. *St. geogr. asupra Dobrogei.* București.



- Litcaanu E., Gheorghiu C. (1965) Date noi care rezultă din studiul carotelor obținute din unele foraje hidrogeologice executate în Dobrogea de Nord și Delta Dunării. *Bul. Soc. St. Nat. și Geogr. din R.P.R. Comunicări de geologie*, III 251—268. București.
- Mălăeșca I. (1969) Biologia apelor impurificate. Edit. Acad. R.S.R. București.
- Mutihae V., Bandrabur T. (1967) Harta geologică, scara 1:200.000. Joaia Sulina. Inst. Geol. București.
- Papiu V. Corvin (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Edit. Științifică. București.
- Popp N., Pricăjan A. (1969) L'origine des terrains fermes du Delta du Danube. *Bul. Soc. St. Geol. din R. S. România XI*, 369—377. București.
- Țuculescu I. (1965) Biodinamica lacului Techirghiol. Biocenozele și geneza nămolului. Edit. Acad. R.S.R. București.

CONSIDÉRAȚIUNES PRÉLIMINAIRES SUR UN NOUVEAU LAC PELOGÈNE: LE LAC DE NEBUNU (PERIPRAVA, DELTA DU DANUBE)

(Résumé)

À la suite des recherches limnogeologiques préliminaires effectuées au mois d'août 1972, l'auteur a mentionné, pour la première fois, la présence des vases noires onctueuses, sur le fond du lac de Nebunu.

Le lac est situé près de la localité de Periprava, à environ 400 m au sud du bras Chilia du Danube, sur le territoire de la levée sablonneuse-marine de Letea (pl. I et II).

La levée actuelle de Letea, formée il y a environ 2.000 années (dans la phase maritime, selon Popp, Pricăjan, 1969) a été ultérieurement modelée par les vents. „L'histoire” du lac de Nebunu est liée à l'évolution d'une dépression de déflation située sur la levée de Letea. L'évolution paléomorphologique hypothétique (pl. III) de la zone du lac, présente 4 phases principales:

I. La formation d'un microrelief secondaire à dunes (cuvettes A, B, C) à l'intérieur de la dépression principale de déflation; l'inondation de la dépression de déflation par les eaux douces du bras Chilia (le premier niveau maximal des eaux dans la cuvette lacustre initiale);

II. La baisse du niveau des eaux par concentration saline, dans un régime climatique relativement aride; l'enrichissement local en sulfures de fer des dépôts des cuvettes B et C; dans la cuvette B, la quantité plus grande de vases subit un enrichissement plus fort en sulfures de fer (peloïdogénèse);

III. Le second niveau maximal des eaux du Danube a un effet abrasif et détermine le colmatage de la cuvette A et la formation de la plage située à l'est de la cuvette B;

IV. Une nouvelle baisse du niveau des eaux établit la fonctionnalité lacustre de la cuvette B, donc du lac de Nebunu, avec la continuation des processus de peloïdogénèse dans le nouveau lac formé.

Les sections faites sur le littoral (pl. IV), démontrent que le premier enrichissement en sulfures de fer (I^{re} phase), correspond au niveau de sables noirs a_{II}, la phase d'adoucissement III — aux sables grisâtres b, et les sables noirs a_I à la IV^{ème} phase de la peloïdogénèse récente.



En vertu de cette interprétation, l'auteur esquisse une classification morphogénétique des dépôts holocènes -- supérieurs de la zone du lac (tableau 3). Une classification semblable a été utilisée par le même auteur pour interpréter la limnologie du lac de Nuntași (dép. de Constanța).

La relation hydrochimisme -- peloidogenèse est analysée à l'aide de l'interprétation comparative de la composition chimique détaillée des eaux du lac actuel, et de la composition chimique informative, actuelle, des eaux du bras Chilia (tableau 4). On remarque des croissances importantes (20,58 fois) pour les teneurs en Na et immédiatement subordonnée, (7,81 fois) pour les teneurs en Cl; des croissances plus faibles enregistrent dans un ordre qui va décroissant -- le K (3,93 fois), le Fe, la substance organique, le résidu fixe, le Mg, le H_2SiO_3 et le HCO_3 . Les nouveaux éléments composants de l'eau du lac sont les suivants: le NH_4 et le HBO_2 . Les teneurs en suspensions solides (SM), Ca, SO_4 et moins l'indice pH, enregistrent aussi des baisses. On n'a pas trouvé dans l'eau du lac et du Danube du J, et le Br n'a été dépisté que dans le Danube.

L'apparition de l'acide métaborique (HBO_2) seulement dans les eaux de la moitié méridionale du lac, est expliquée par l'auteur par la solubilisation des borosilicates qui forment la tourmaline existante dans les sables du secteur méridional de la plage lacustre, dans les conditions de l'alcalinisation de eaux du lac (table 5 et 6).

La baisse de la concentration du lac en SO_4 d'environ 1,2 fois est due probablement à la consommation du soufre des sulfates, par leur réduction dans le milieu anaérobie du fond du lac.

La baisse de la teneur en Ca de l'eau du lac d'environ 2,5 fois pourrait être expliquée par le phénomène de décalcification biogénique (la précipitation partielle du $CaCO_3$, à la suite d'une consommation élevée de CO_2 due à la flore aquatique abondante).

La teneur en Fe du lac est 3,2 fois plus élevée que celle du Danube et provient supplémentairement de la lévigation et de la dissolution partielle des minéraux ferifères des sables de plage (grenats ferifères, magnétite, hornblende, biotite), dans les conditions des eaux du lac faiblement acides.

La vase noire, onctueuse, de la cuvette du lac de Nebunu a été analysée du point de vue chimique (informatif) et comparatif avec d'autres échantillons de vase similaire des lacs d'Amara, de Mitreni et de Potcoava (tableau 7). Il paraît que l'adoucissement du lac ait déterminé la baisse des teneurs en Na, K et Cl, éléments qui participent surtout à la composition de la solution saline (phase liquide) d'une vase. Mais la vase du lac de Nebunu est plus riche en fer que celle d'Amara et contient une quantité plus grande de substance organique que la vase de deux autres lacs adoucis; Mitreni et Potcoava (dép. d'Ilfov). Le calcul de la teneur en substance organique a été fait par la multiplication avec le facteur 3 de la teneur en carbone organique dosé par la méthode volumétrique Ströhlein. Le coefficient 3 a été choisi conformément à la précision faite par Arhanghelski (d'après Papiu, 1960) selon laquelle l'argile grisâtre du fond de la mer Noire (en faciès euxinique) présente une teneur moyenne en carbone de 1,9% comparable au sapropèle lacustre et qui correspond à une teneur en substance organique de 5,8%; donc 5,8:1,9 -- environ 3.

La peloidogenèse (dans l'acception adoptée par Tueulesen pour le lac de Techirghol, 1965), a été estimée au lac de Mitreni aussi bien qu'au lac de Nebunu, selon le critère des épaisseurs maximales du pelogène (vase néo-formée à viscosité réduite) déposé (Mitreni), aussi bien que d'après les teneurs en fer trivalent (Mitreni) ou bivalent (Nebunu) des eaux de surface de ces deux lacs.

La comparaison des zones à valeurs maxima et minima des paramètres hydrochimiques du lac Mitreni avec des paramètres du lac de Nebunu (fig. 1... 8 et tableau 8), a rendu possible



l'estimation de l'existence de deux zones (A et B) à peléidogenèse intense et d'une zone (C) à peléidogenèse modérée (fig. 9) dans le lac de Nebunu.

L'analyse des corrélations entre les valeurs des paramètres hydrochimiques des deux lacs — Mitreui et Nebunu — et l'intensité de la peléidogenèse de ces deux lacs, a mis en relief une série de paramètres indices de la peléidogenèse et de facteurs qui la favorisent, de facteurs indifférents ou inhibiteurs de celle-ci, au moins pour des lacs adoucis (tableau 9). Il en résulte, que pour le même lac adoucis (le résidu fixe au-dessous de 2g/l) l'estimation des secteurs à processus intenses de peléidogenèse s'appuie sur la considération des épaisseurs maximales du pelogène déposé et des teneurs: maxima — pour le fer, substance organique et suspensions solides, ou minima — pour les sulfates des eaux du lac. Pour divers lacs salés et saumâtres, les valeurs de plus en plus élevées du résidu fixe correspondent à des dépôts de plus en plus importants de vase et de pelogène, à des teneurs croissantes en substance organique (tableau 10).

Par conséquent, la stimulation de la peléidogenèse d'un lac peut se réaliser soit artificiellement, soit par un apport naturel de substance organique, de fer, de sulfates et de matériel péltique en suspension, dans les conditions où on maintient les valeurs optima de l'indice pH (8-9).

Pour préciser la stratigraphie et les traits caractéristiques des dépôts de vase du lac de Nebunu, parallèlement à la confirmation pratique de l'existence des secteurs de peléidogenèse ci-dessus décrits, l'auteur s'est proposé d'approfondir les recherches faites jusqu'à présent par un programme de carottages systématiques dans les dépôts submergés.





PLANȘA I

Fig. 1. — Vedere generală a zonei centrale a lacului Nebunuu; a, nisipurile plajei din vestul lacului.

Vue générale de la zone centrale du lac de Nebunuu; a, sables de la plage à l'ouest du lac.

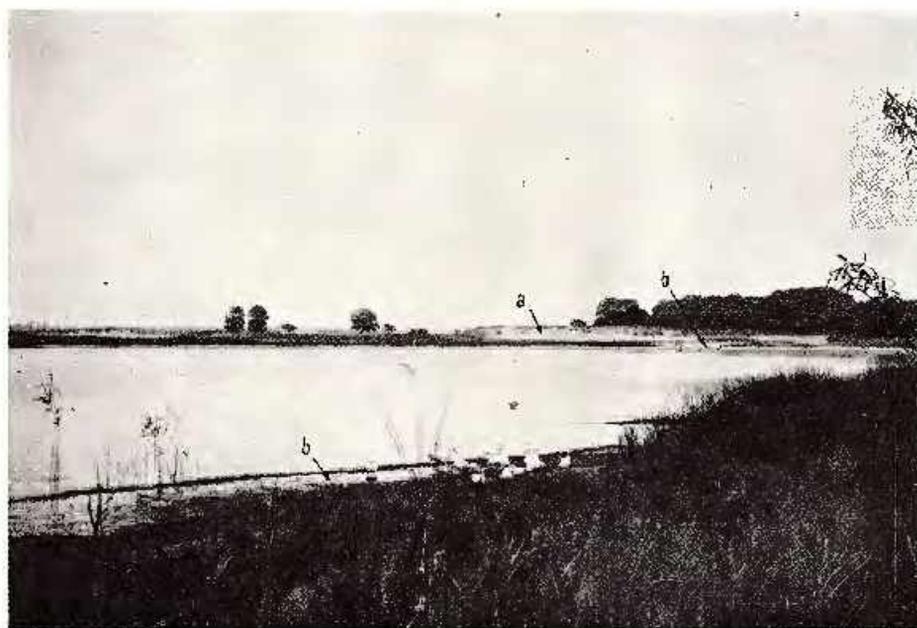
Fig. 2. — Vedere generală a zonei sudice a lacului; a, excavație naturală în nisipurile de dune din apropierea malului sud-estic al lacului; b, nisipuri de plajă.

Vue générale de la zone méridionale du lac; a, excavation naturelle dans les sables de dunes dans le voisinage du bord de sud-ouest du lac; b, sables de plage.





1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de scară ale ședintelor, vol. LXI/1.



Institutul Geologic al României



PLANȘA II

- Fig. 1. — Detaliu în zona sudică a lacului; a, nisiparie sectorului sudic al plajei estice; b, „barieră” de sluf.
Détail dans la zone méridionale du lac; a, sables du secteur méridionale de la plage orientale; b, „barrière” de roseau.
- Fig. 2. — Relief colian pe grindul Letea; a, perelele estic al unei excavații de deflație, situată la sud-est de lacul Nebunu.
Relief Colien sur la levée de Letea; a, la paroi d'est d'une excavation de déflation, située au sud-est du lac de Nebanu.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale secunțelor, vol. LXI/1.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Esquisse limnogéologique du lac Nebunu, Periprava, Tulcea.

A) Géologique: Holocène supérieur; 1, Sables de la levée de Letea; 2, Dépôts des plages lacustres: a, sable vaseux; b, sablonneux. B) Pédologique: 3, Alluvions carbonatées (gléysées drainées); Solonchaks marins; 5, Sables marins. C) Géobotanique (informative): 6, Terrestre: 7, Arbres; 8, Arbustes. 9, Mixte (aquatique-terrestre) 10, Roseau faiblement développé (*Phragmites communis*); 11, Prêle d'hiver (*Holoschoenus?*); 12, Jone (*Typha*). 13, Aquatique—submergée; 14, Roseau bien développé; 15, Prêle d'hiver; 16, Jone; 17, Nénuphar jaune; 18, Submergé ou jet flottante. 19, Contour du lac. Sables de plage à cardiides: 20, faiblement coquilliers; 21, Modérat coquilliers; 22, très coquilliers. 23, hauteur en mètres de l'„abrupte" qui délimite les plages lacustres par rapport à la levée de Letea. 24, Abrasion lacustre modérée. 25, Sol sablonneux enfoncé (épaisseur en m.). 26, Echantillons d'eau prélevés à la surface du lac (août 1972). 27, Echantillon de boue (août 1972). 28, Echantillons de sable de plage. 29, Limite méridionale du village Periprava. 30, compes dans la zone du bord.

Planche IV

Evolution paléomorphologique hypothétique du secteur septentrional du lac de Nebunu (Periprava).

α , Dépôts de surface de la cuvette lacustre initiale: 1, Sables jaunâtres de plage très récents (partiellement submergés); 2, Sables jaunâtres, coquilliers, de plage. β , Dépôts de la cuvette lacustre initiale: 3, Sables noirs/noirâtres, coquilliers, autrefois submergés; 4, Sables grisâtres, par endroits jaunâtres, coquilliers; 5, Sables de la levée de Letea; 6, dépôts de transition (sable + boue/vase). γ , Dépôts de fond de la cuvette du lac de Nebunu: 7, Boue noire, onctueuse. 8, Abrasion lacustre. I, Invasion des eaux douces (premier niveau maximal); II, Evaporation, salinisation, processus de peléïdogénèse (premier niveau baissé des eaux); III, Crue à effet abrasif (second niveau maximal); IV, Colmatage de la cuvette A et la formation de la plage à l'est du lac de Nebunu; la peléïdogénèse ne continue que dans la cuvette B (lac actuel de Nebunu).

Planche V

Coupes géologiques longitudinales à travers les dépôts du bord occidental (A), et oriental (B) du lac de Nebunu (Periprava).

A, Dépôts du bord: a₁, a_{II}, Sable noir/noirâtre, coquillier (I, II - phases d'enrichissement en FeS); b, sable grisâtre, coquillier; d₁, idem, avec 2-3 niveaux subcentimétriques de boue sablonneuse; e, sable lumachelique grisâtre; λ , lumachelle. B, Dépôts du versant: I, Sables de la levée de Letea: Fo sol actuel couvert par la végétation herbacée, et par le peuplement d'arbres; F₁, sol enfoncé sablonneux.



V. BULGĂREANU
SCHIȚA LIMNOGEOLOGICĂ A LACULUI NEBUNU
PERIPRAVA - TULCEA

0 50 100m

LEGENDA

A) GEOLOGICĂ

- NG** Nisipurile grindului Letea
 Depozitele plajelor lacustre
 a. nisip - mloasă
 b. nisipoase

B) PEDOLOGICĂ

(după harta Inst. Geol. sc. 1:200.000)

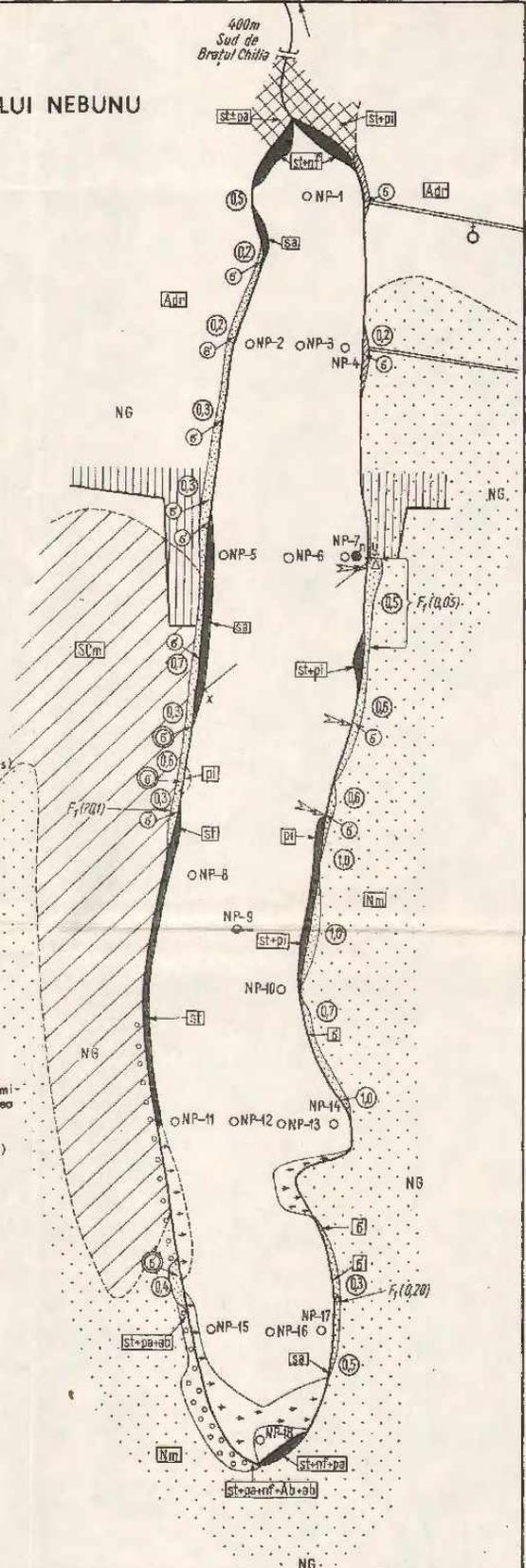
- 3 **Adr** Aluvii carbonatice (gleice drenate)
 4 **SCm** Soloncaacuri marine
 5 **Nm** Nisipuri marine

C) GEBOTANICĂ (INFORMATIVĂ)

TIPURI DE VEGETAȚIE:

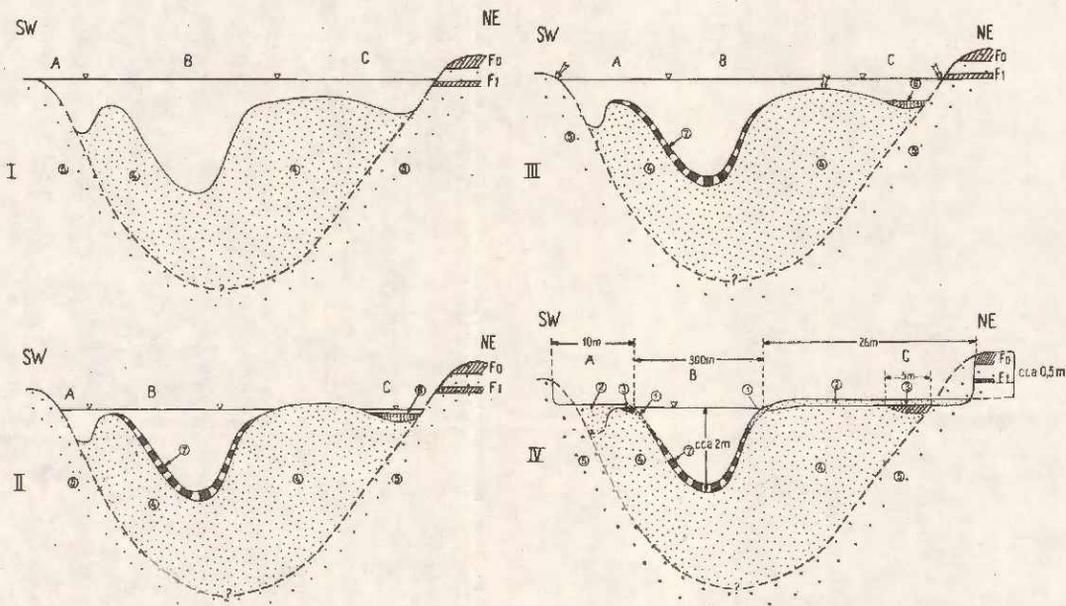
- 6 **o** Terestră
 7 **Ab** Arbori
 8 **ab** Arbusti
 9 **x** Mixtă (acvatică + terestră)
 10 **st** Stuf slab dezvoltat (*Phragmites communis*)
 11 **pi** Pipirig (*Holcuschoenus* ?)
 12 **pa** Papură (*Typha*)
 13 **+** Acvatică - emersă:
 14 **+** Stuf bine dezvoltat
 15 **pi** Pipirig
 16 **pa** Papură
 17 **nl** Nulțar galben (*Nuphar luteum*)
 18 **sa** Submersă sau / și flotantă
 19 **~** Conturul lacului
 20 **6** Nisipuri de plajă cu Cardicee: slab cochilifere
 21 **6** Moderat cochilifere
 22 **6** Foarte cochilifere
 23 **0,5** Înălțimea în metri a „abruptului” ce limitează plajele lacustre de grindul Letea
 24 **→** Abraziune lacustră moderată
 25 **F₁(0,20)** Sol nisipos îngropat (grosimea în m.)
 26 **NP-18** Probe de apă de la suprafața lacului (aug. 1972)
 27 **●** Probă nămol (aug. 1972)
 28 **Δ** Probe nisip de plajă
 29 **|||** Limita sudică a satului Periprava
 30 **x y** Secțiuni în zona țărmului

Holocen sup.



V. BULGĂREANU

EVOLUȚIA PALEOMORFOLOGICĂ IPOTETICĂ A SECTORULUI NORDIC AL LACULUI NEBUNU (PERIPRAVA)

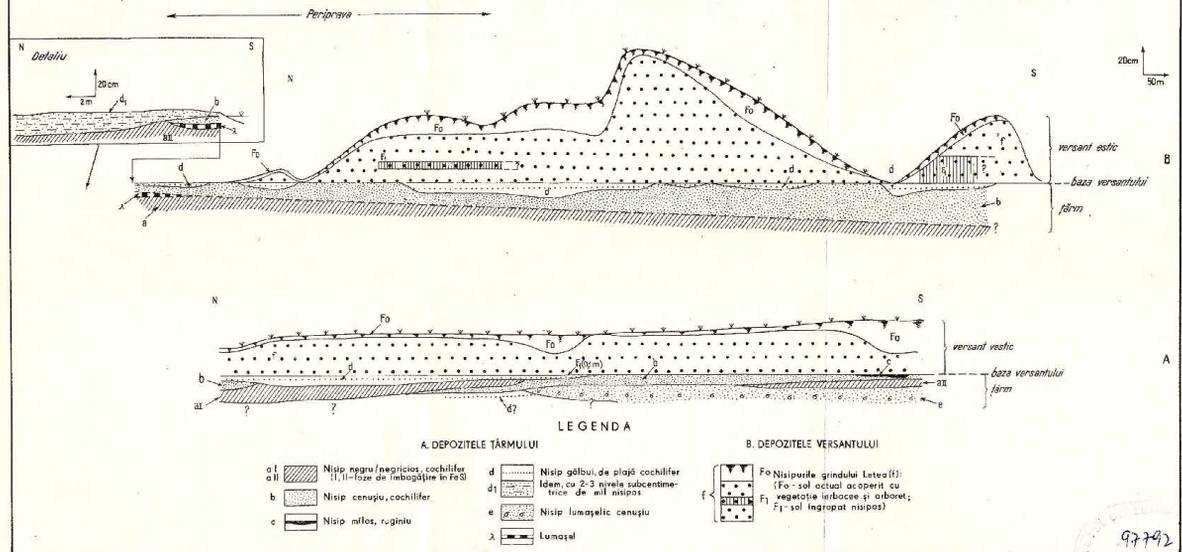


LEGENDA

- | | | |
|---|--|--|
| <p>α Depozite de suprafață din cuveța lacustră inițială</p> <p>β Depozitele cuveței lacustră inițiale</p> <p>Depozite de fund din cuveța lacului Nebunu</p> | <p>1 Nisipuri gălbui de plajă, foarte recente (parțial submerse)</p> <p>2 Nisipuri gălbui, cochilifere, de plajă</p> <p>3 Nisipuri negre / negricioase, cochilifere, în trecut submerse</p> <p>4 Nisipuri cenușii, pe alacuri gălbui, cochilifere</p> <p>5 Nisipurile grindului Letea</p> <p>6 Depuneri de tranziție (nisip + nămol / mlil)</p> <p>7 Nămol negru onctuos</p> | <p>8 ➤➤➤ Abraziune lacustră</p> <p>I Invazia apelor dulci (primul nivel maxim);</p> <p>II Evaporare, salinizare, procese de peloidogeneză (primul nivel scăzut al apelor);</p> <p>III Viitură cu efect abraziv (al doilea nivel maxim);</p> <p>IV Colmatarea cuveței A și formarea plajei de la est de lacul Nebunu; peloidogeneză continuă doar în cuveța B (actualul lac Nebunu)</p> |
|---|--|--|

V. BULGĂREANU

SECȚIUNI GEOLOGICE LONGITUDINALE PRIN DEPOZITELE ȚĂRMULUI VESTIC (A) ȘI ESTIC (B) ALE LACULUI NEBUNU (PERIPRAVA)



97742

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

SEDIMENTOLOGIE

**DINAMICA CONȚINUTURILOR ÎN FIER DIN APELE
LITORALE ALE UNOR LACURI PELOGENE DIN CÎMPIA ROMÂNĂ
ȘI DOBROGEA¹**

DE

VALENTIN ALEXANDRU BULGĂREANU²

Abstract

Dynamics of Iron Contents in the Littoral Waters of Some Pelogene Lakes in the Romanian Plain and Dobruja. In this paper the author presents an analysis of the dynamics of total iron contents in the littoral waters of some pelogene lakes located in the Romanian Plain and Dobruja. The processes of solubilization and removing of iron from the shore rock — the main iron source (beside algae) in the lake economy — are described. Experimental determinations of iron giving by the littoral loess samples „washed” with lake water are mentioned, too. The iron enrichment of the littoral waters by rainwash processes on the lacustrine slope is correlated with the frequency of the rains in the zone of the same lake. The total iron contents in the littoral waters of the five lakes are correlated with the destructive (abrasion) or nondestructive (washing by the waves) action carried out in the shores with a different lithologic constitution, by diverse values of the mineralizations and of pH index. The author also analyses a correlation between the total iron contents of the littoral waters and the length of the lacustrine area. Finally, there are given some general and special recommendations on each of the five lakes, concerning the mode of disposing or total preserving (in direct contact with the littoral water) of some shore parts which, by washing or abrasion, give more iron.

I. INTRODUCERE

În perioada anilor 1970 — 1973, am executat studii limnogeologice și hidrochimice asupra unor lacuri pelogene din Cîmpia Română (mai precis, din Bărăgan) și din Dobrogea: Mitreni (judetul Ilfov), Amara (Ialomița), Nuntași și Istriei (Constanța) și Nebunu (Tulcea). Datele obținute au

¹ Comunicată în ședința din 19 aprilie 1974.

² Întreprinderea Geologică de Prospectiuni pentru Substanțe Minerale Solide, str. Caransebeș 1, București.



constituit obiectul unor rapoarte²⁻⁸ sau au fost publicate (Bulgăreanu, 1971 a, 1974 b; Bulgăreanu et al., 1974). Cu aceeași ocazie, s-au menționat și studiile efectuate de alți cercetători în regiune.

II. PROCESELE DE ANTRENARE A FIERULUI ÎN APA LACULUI

Dintre datele de hidrochimism, în prezenta notă, am selectat și interpretat, doar pe cele privind apele litorale ale lacurilor susamintite: conținuturile în fier total, indicele pH și reziduul fix. Prin „ape litorale” noi am înțeles domeniul apelor de suprafață ale unui lac, până la o distanță de maximum 5 m de linia țărmului la data recoltării probelor de apă.

Din punct de vedere hidrochimic, apele litorale ale celor 5 lacuri sînt caracterizate în tabelul 1.

TABELUL 1

Valorile medii ale conținutului în fier total, indicelui pH și reziduului fix al apelor litorale

Lacul	Fe _w (mg/l)	pH _w	RF _w (mg/l)	Data recoltării probelor	Analist
Mitreii	0,340	9,17	980,7	iulie 1973	Laboratorul de chimie al I.S.P.I.F.
Amara	0,153	7,85	12978,1	iunie 1970	Laboratorul de ape al I.G.P.S.M.S.
Nuntași	0,110	7,25	8508,9	august 1970	
Istriei	0,189	6,69	12248,8	sept. 1971	
Nebunu	0,318	6,22	433,27	august 1972	

Importanța chimismului apelor litorale, în special cînd ne referim la lacurile pelogene, a fost subliniată, pentru lacul Techirghiol de Tucleseu (1965), care afirma că fierul ce va forma, în prezența H₂S — sulfura neagră (component obligatoriu al nămolului), provine atît din roca țărmului cît și din alge.

² V. A. Bulgăreanu. Studii hidrogeologice în zona lacurilor Mitreii—Potcoava—Luica (jud. Ilfov). (vol. I). 1971. Arh. I.G.P.S.M.S. str. Caransebeș 1, București.

³ V. A. Bulgăreanu. Studii hidrogeologice în zona lacului Amara. jud. Ialomița. (partea I). 1970. Arh. I.G.P.S.M.S. str. Caransebeș 1, București.

⁵ V. A. Bulgăreanu. Considerații asupra hidrochimismului lacului Amara. în perioada 1970—1971. (vol. II). partea I. 1971. Arh. I.G.P.S.M.S. str. Caransebeș 1, București.

⁶ V. A. Bulgăreanu. Studii hidrogeologice în zona lacurilor Nuntași—Tuzla, județul Constanța, partea II-a, 1970. Arh. I.G.P.S.M.S. str. Caransebeș 1, București.

⁷ V. A. Bulgăreanu. Studii hidrogeologice în zona lacurilor Nuntași—Tuzla—Istriei (județul Constanța). (vol. III). 1971. Arh. I.G.P.S.M.S. str. Caransebeș 1, București.

⁸ V. A. Bulgăreanu. Studiu hidrogeologic-limnogeologic pentru stabilirea perimetrului de protecție hidrogeologică a lacurilor Nuntași—Tuzla și a nămolului acestora (complexul lacustru Sinoe, jud. Constanța). 1972. Arh. I.G.P.S.M.S. str. Caransebeș 1, București.

Algele bentosului litoral, se descompun și „pun în libertate” fierul care se află legat în coloizii respectivi și adsorbit pe clorofilă. Atîta vreme cît alga este vie, fierul rămîne legat și nu poate intra în combinații cu hidrogenul sulfurat. Dar, odată cu moartea algelor, fierul depozitat se desface de legăturile lui și reintră în ciclul de peloidizare. Fierul acesta, acumulat în alge, este o sursă permanentă pentru perioadele secetoase ale anului cînd fierul din țărîm nu poate fi vehiculat de cîrte apă în lac (Țuculescu, 1965).

Considerăm că fierul din roca țărîmului este solubilizat și antrenant în apa litorală a lacului, prin trei procese posibile :

1. șiroirea apelor provenite din precipitații (ploi, zăpezi) pe versanții lacului ;
2. spălarea și abraziunea versanților de către însăși apa lacului ;
3. alimentarea superficială (prin văi tributare) și freatică (izvoare de țărîm și de fund).

În această notă, ne vom referi la primele două procese, care ni se par de maximă importanță în economia fierului unui lac pelogen.

Faptul că depozitele loessoide⁹ — printre altele — pot ceda parțial fierul conținut, a fost confirmat experimental prin cîteva încercări de „spălare” în laborator ale unor probe din asemenea depozite, recoltate de noi de la lacurile Mitreni (versantul sud-estic) și Amara (versantul sudic). În funcție de punctul de recoltare și de cantitățile de probă solidă și de apă de lac utilizate, s-au obținut pierderi de 0 — 0,5 % fier total la loessurile de la Amara¹⁰ și de 0,8 — 1,0 la cele de la Mitreni.¹¹

A) Șiroirea pe versanții lacului

Efectul de solubilizare și antrenare în lac a fierului prin procesele de șiroire a fost menționat de Țuculescu (1965) la Techirghiol și regăsit de noi la lacul Mitreni. Această constatare rezultă evident din examinarea graficului de corelație între cantitatea de fier total din apele lacului și zilele cu ploi căzute în zona lacului (fig. 1) : seriile de 4—5 zile cu ploi (căzute la intervale de 2 — 4 zile) de la finele lunii mai și din prima decadă a lunii iunie 1971, au determinat un spor cantitativ de fier în apa lacului de cca 0,2 mg/l. A doua creștere de conținut (de numai 0,01 mg/l), s-a înregistrat în prima jumătate a lunii iulie a aceluiași an, în urma celor două zile de ploaie produse la un interval de o săptămînă. Fenomenul este explicabil prin acțiunea apelor de ploaie cu reacție acidă (Gorham, 1955), asupra depozitelor predominant loessoide ce alcătuiesc țărîmurile lacului.

⁹ pe scurt — loessuri.

¹⁰ „spălarea” și determinarea conținuturilor în fier ale probelor de loessuri, au fost executate de chimista Eugenia Ioanițescu.

¹¹ „spălarea” și determinarea conținuturilor în fier din apele de lac înainte și după „spălare”, au fost executate de chimistul D. Dobrotă.



B) Spălarea și abraziunea lacustră

În cadrul acțiunii complexe exercitate de apa lacului în mișcare asupra țărmului, am inclus spălarea și abraziunea lacustră.

Spălarea reprezintă un proces cu efect mecanic nedistructiv asupra țărmurilor joase (sub 0,5 — 1 m înălțime); abraziunea este însă distructivă,

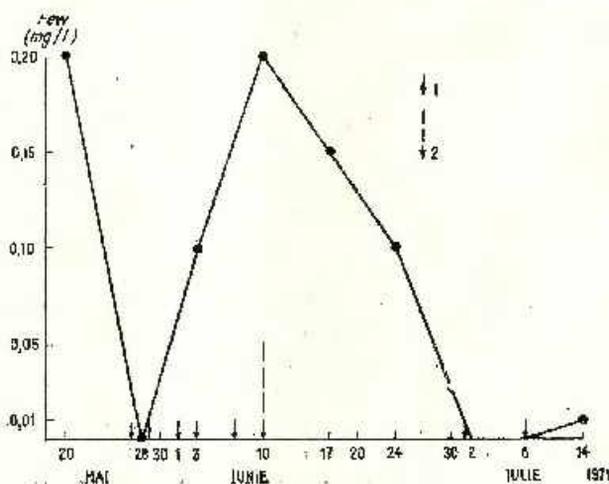


Fig. 1. — Influența precipitațiilor din zona lacului Mitreni asupra variației conținuturilor de fier total (Fe_w) în apa litorală din sud-vestul lacului (punct de probă nr. 13).

1, zile de ploaie; 2, oprirea evacuării apei de lac prin canalul deversor.
Influence des précipitations de la zone du lac de Mitreni sur la variation des teneurs en fer total (Fe_w) dans l'eau littorale au sud-ouest du lac (point de prélèvement d'échantillons no. 13)
1, jours à précipitations; 2, interruption de l'évacuation de l'eau du lac par le canal d'évacuation.

creînd, într-o primă fază, nișele sau firidele de abraziune și, continuînd într-o fază ulterioară, cu surparea malurilor abrupte ce depășesc de obicei 1 m înălțime față de nivelul apei lacului (pl. I, fig. 1, 2; pl. II, fig. 1, 2).

Procesele de abraziune în loessuri și nisipuri degradează versanții cuvetei lacustre și introduc în apa lacului cantități uneori apreciabile de suspensii fine, pelitice, sau nisip, care pot determina colmatarea lacului inclusiv a depunerilor sale terapeutice (parțial — cazul lacului Amara). Acest efect distructiv este moderat sau oprit printr-o serie de amenajări de versant, care, dacă ne referim la perece (acoperirea cu plăci de piatră, dale de beton sau alt material), întrerup practic contactul apei litorale cu roca țărmului. În ce măsură este însă afectat procesul de cedare al fierului de către roca țărmului?

Pentru a răspunde la această întrebare, vom considera conținuturile în fier total din apele litorale ca o expresie a gradului de cedare în apă a fierului de către țărmului.

Vom utiliza, în cele ce urmează, pentru simplificare, următoarele abrevieri :

— parametri hidrochimici ai apelor litorale : Fe_w (conținutul în fier total), pH_w (indicele pH) și RF_w (reziduul fix) ;

— acțiunea apei asupra țărmului : spălare(s), abraziune(a) și mixtă, adică spălare + abraziune (s+a) ;

— natura litologică a țărmului : L(loessuri), N(nisipuri) și sv (șisturi verzi) ;

— lungimea liniei de contur a oglinzii lacului : l .

Valorile medii de conținut în Fe_w pentru cele 5 lacuri, în funcție de roca versantului și de acțiunea apei asupra versantului, sînt redată în tabelul 2.

TABELUL 2

Conținuturile medii în fier total din apele litorale (Fe_w în mg/l)

Roca țărmului :	Mitreni	Amara	Nuntași	Istriei	Nebunu	Medii
L	0,025	0,153	0,150	0,150	0,318	0,120
N			0,040	0,220		0,193
sv			0,250	0,150		0,200
Acțiunea apei asupra țărmului :						
s	0,440	0,150	0,014	0,217	0,320	0,228
a	0,025	0,160	0,070	0,133	0,300	0,138
s+a	0,340	0,153	0,110	0,189	0,318	0,222

Din analiza datelor menționate, se observă următoarele :

— valorile Fe_w sînt maxime pentru loessurile de Amara, nisipurile de Nebunu și pentru șisturile verzi de Nuntași ;

— valorile maxime ale Fe_w sînt înregistrate de șisturile verzi și nisipurile versanților lacurilor ;

— valorile Fe_w sînt maxime în zonele cu spălare(s) de la Mitreni cele cu abraziune (a) de la lacul Nebunu și cele mixte (s+a) tot de la Mitreni ;

— aceleași valori maxime caracterizează în general, procesele de spălare (s) și cele mixte (s+a).

Ca o concluzie practică de ordin general, este importanța zonelor de spălare a țărmurilor constituite din șisturi verzi și nisipuri și necesitatea de a nu se întrerupe contactul direct al acestora cu apa lacului, prin unele lucrări de amenajare a versanților (poreere).



III. CORELAȚIILE $Fe_w - pH_w$, $Fe_w - RF_w$ și $Fe_w - \lambda$

Cercetările noastre din ultimii ani (Bulgăreanu, 1974 a, 1974 b) au arătat că procesele de peloidogeneză se declanșează la valori de min. $0,1 \text{ mg/l } Fe_w$. Din acest motiv am estimat că regimul optim hidrochimic (definit de pH_w și RF_w), corespunde conținuturilor de $Fe_w \geq 0,1 \text{ mg/l}$. În acest sens, am reprezentat grafic, pentru fiecare din cele 5 lacuri, curbele de corelație $Fe_w - pH_w$ și $Fe_w - RF_w$ (figurile 2, 3, 4, 5 și 6), în funcție de roca țărmlui și de acțiunea apei asupra țărmlui lacurilor. Interpretarea curbelor tratate a dus la definirea regimului optim hidrochimic pentru $Fe_w \geq 0,1 \text{ mg/l}$ (tab. 3, 4 și 5).

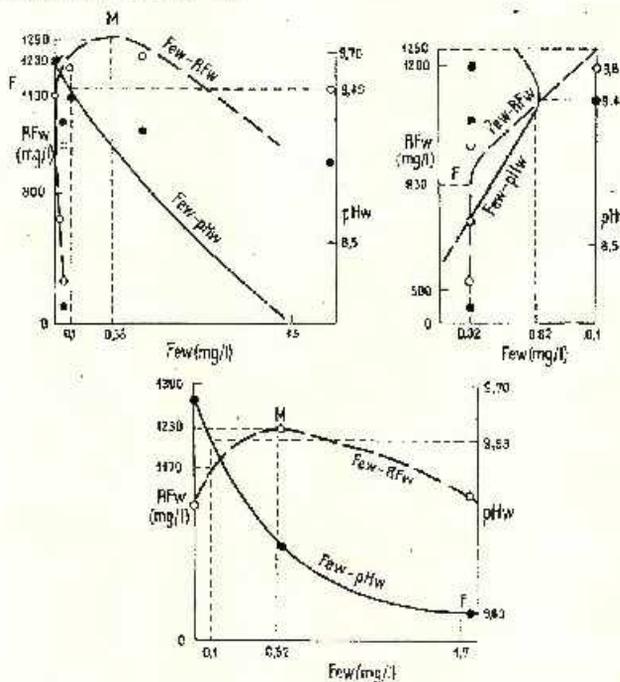


Fig. 2. — Lacul Mitreni: corelații între conținutul în fier total (Fe_w), indicele pH (pH_w) și reziduu fix (RF_w) din apele litorale, în funcție de natura litologică a țărmlui și acțiunea apelor lacului asupra acestuia.

A, spălare + abraziune; B, loessuri, abraziune; C, spălare; M, valori maxime ale conținuturilor în Fe_w ; F, puncte de flexiune ale curbelor.

Lac de Mitreni: corrélations entre la teneur en fer total (Fe_w), l'indice pH (pH_w) et le résidu sec (RF_w) des eaux littorales, en fonction de la nature lithologique du bord et l'action exercée par les eaux du lac sur le bord.

A, lessivage + abrasion; B, loess, abrasion; C, lessivage; M, valeurs maxima des teneurs en Fe_w ; F, points de flexion des courbes.



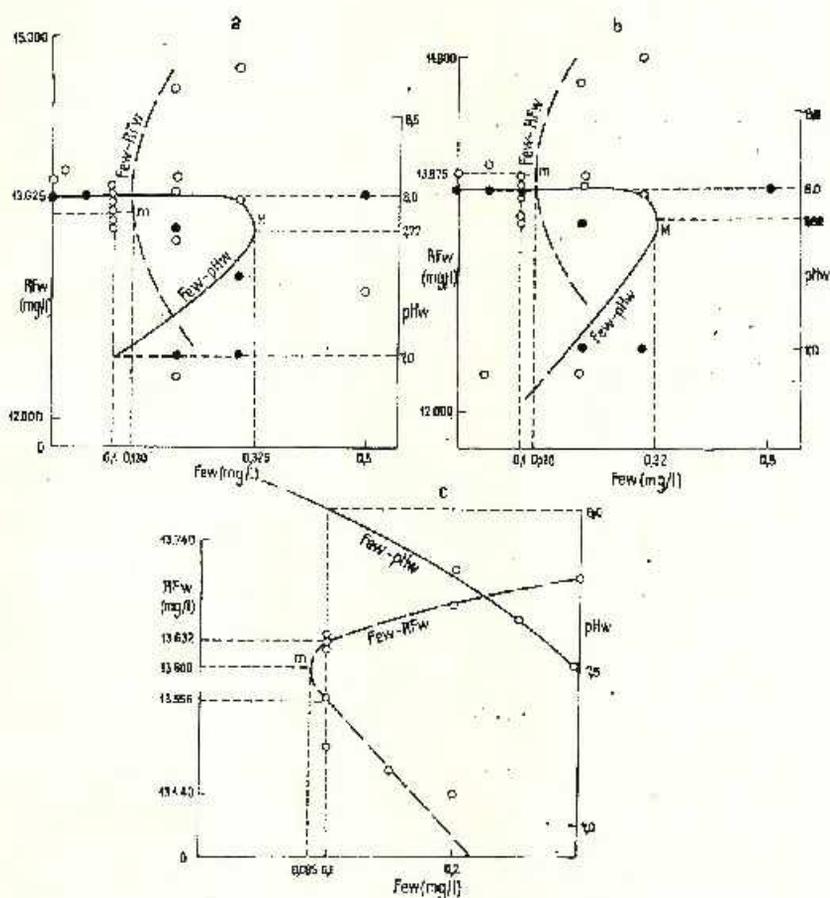


Fig. 3. — Lacul Amara : corelații între conținutul în fier total (F_{w}), indicele pH (pH_{w}) și rezidul fix (RF_{w}) din apele litorale, în funcție de natura litologică a țărmurilor și de acțiunea apelor acestora.

A, loessuri, spălare + abraziune; B, loessuri, abraziune; C, loessuri, spălare; m, M, valori minime respectiv maxime ale conținuturilor în Fe_{w} .

Lac d'Amara : corrélations entre la teneur en fer total (F_{w}), l'indice pH (pH_{w}) et le résidu sec (RF_{w}) des eaux littorales, en fonction de la nature lithologique des bords et de l'action exercée par les eaux sur ces derniers.

A, loess, lessivage + abrasion; B, loess, abrasion; C, loess, lessivage; m, M valeurs minima respectivement maxima des teneurs en Fe_{w} .

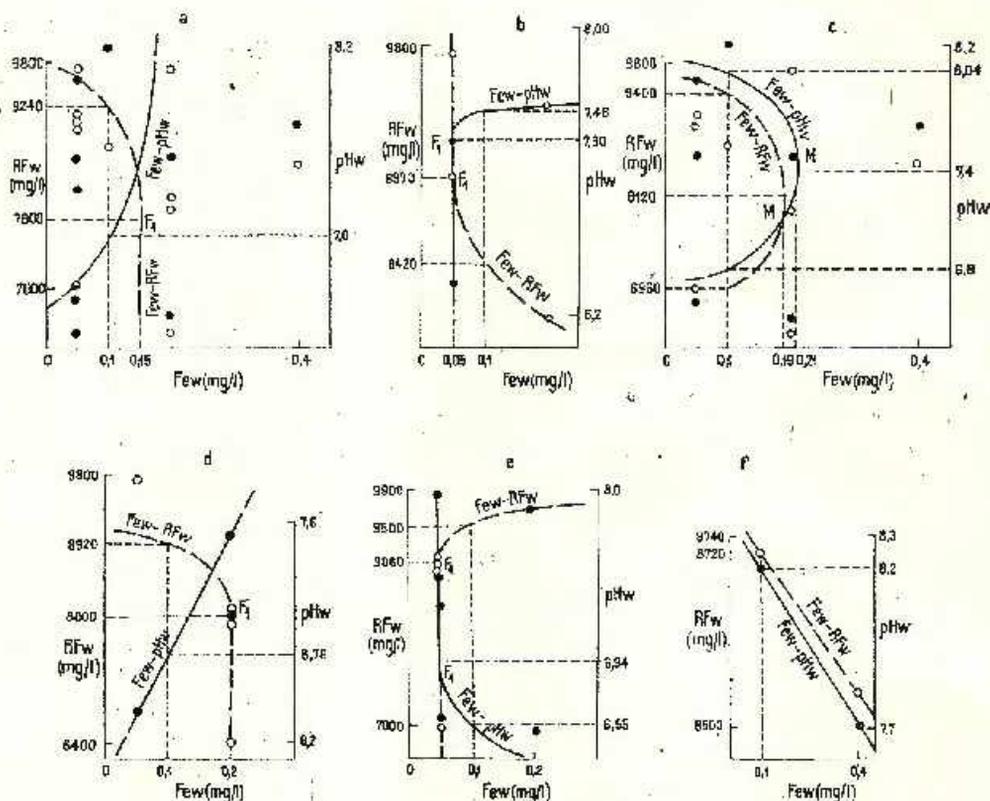


Fig. 4. — Lacul Nuntași: corelații între conținutul în fier total (Fe_w), indicele pH (pH_w) și rezidul fix (RF_w), din apele litorale în funcție de natura litologică a țărmurilor și acțiunea apelor de lac asupra acestora.

A, spălare + abraziune; B, abraziune; C, spălare; D, loessuri, spălare + abraziune E, nisipuri, spălare + abraziune; F, șisturi verzi, spălare; M, valori maxime ale conținuturilor în Fe_w ; F_1 , puncte de flexiune ale curbelor.

Lac de Nuntași: corrélations entre la teneur en fer total (Fe_w), l'indice pH (pH_w) et le résidu sec (RF_w), des eaux litorales en fonction de la nature lithologique des bords et de l'action exercée par les eaux sur ces derniers.

A, lessivage + abrasion; B, abrasion; C, lessivage; D, loess, lessivage + abrasion; E, sables, lessivage + abrasion; F, schistes verts, lessivage; M, valeurs maxima des teneurs en Fe_w ; F_1 , points de flexion des courbes.



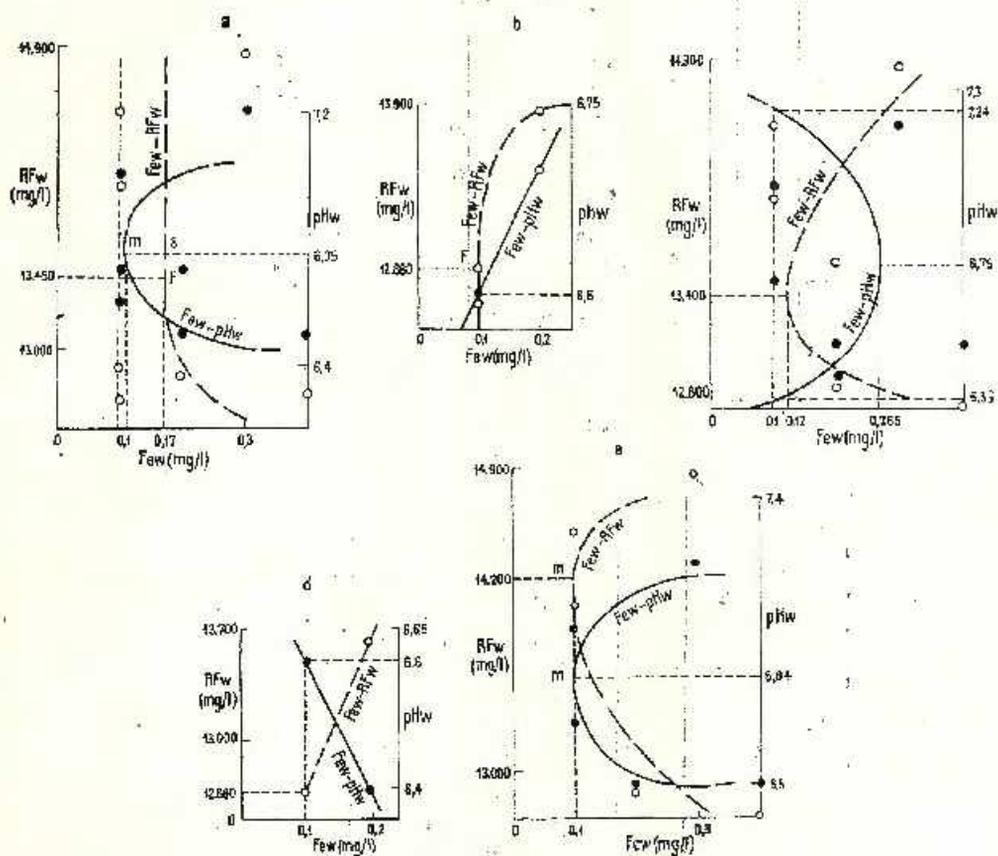


Fig. 5. — Lacul Istriei: corelații între conținutul în fier total (F_{ew}), indicele pII (pH_w) și rezidul fix (RF_w), din apele litorale, în funcție de natura litologică a țărmurilor și acțiunea apelor lacului asupra acestora.

A, spălare + abraziune; B, abraziune; C, spălare; D, loessuri, spălare + abraziune; F, nisipuri, sare + abraziune; m, M, valori minime, respectiv maxime ale conținuturilor în Fe; F, puncte de flexiune a curbelor.

Lac d'Istrie: corrélations entre la teneur en fer total (F_{ew}), l'indice pII (pH_w) et la résidu sec (RF_w), des eaux littorales, en fonction de la nature lithologique des bords et de l'action exercée par les eaux du lac sur ces bords.

A, lessivage + abrasion; B, abrasion; C, lessivage; D, loess, lessivage + abrasion; E, sables, lessivage + abrasion; m, M, valeurs minima respectivement maxima des teneurs en Fe; F, points de flexion des courbes.



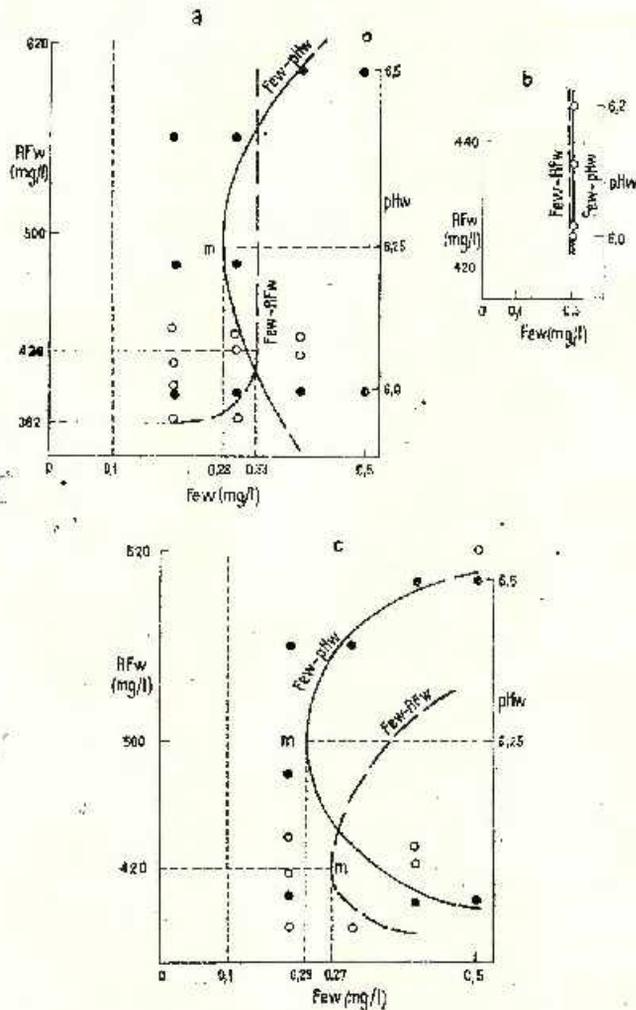


Fig. 6. — Lacul Nebunu: corelații între conținutul în fier total (Fe_w), indicele pH (pH_w) și rezidul fix (RF_w) din apele litoale, în funcție de natura litologică a țărmurilor și acțiunea apelor lacului asupra acestora.

A, nisipuri, spălare + abraziune; B, nisipuri, abraziune; C, nisipuri, spălare; m, valori minime ale conținuturilor în Fe_w ; F, puncte de flexiune a curbelor.

Lac de Nebunu: corrélations entre la teneur en fer total (Fe_w), l'indice pH (pH_w) et le résidu sec (RF_w) des eaux littorales, en fonction de la nature lithologique des bords et de l'action exercée par les eaux du lac sur ces bords.

A, sables, lessivage + abrasion; B, sables, abrasion; C, sables, lessivage; m, valeurs minima des teneurs en Fe_w ; F, points de flexion des courbes.



Din examinarea tabelelor 3, 4 și 5 rezultă următoarele concluzii:
 — regimul optim hidrochimic (corespunzător la $Fe_w \geq 0,1$ mg/l), este independent de valorile pH_w la lacurile Istriei și Nebunu; este de asemenea

TABELUL 3

Valorile indicelui pH și rezidului fix (pentru $Fe \geq 0,1$ mg/l) independent de natura litologică și acțiunea apei lacului asupra țărâmului (... = orice valori)

Lacul	pH_w	RF_w (mg/l)
Mitreni	$\geq 9,46$	1230—1290
Amara	7—8
Nuntași	≤ 7	≤ 9240
Istriei
Nebunu	≥ 382

TABELUL 4

Valorile indicelui pH și rezidutul fix (pentru $Fe \geq 0,1$ mg/l) în funcție de roca țărâmului și independent de acțiunea apei asupra țărâmului

Roca țărâmului	pH_w	RF_w (mg/l)
L	$\leq 6,60$	1250—8920
	6,76—8,00	≥ 12680
N	$\leq 6,55$	≥ 382
sv	$\leq 8,20$	≤ 8720

TABELUL 5

Valorile indicelui pH și rezidului fix (pentru $Fe \geq 0,1$ mg/l), în funcție de acțiunea apei lacului asupra țărâmului și indiferent de roca țărâmului

Acțiunea apei asupra țărâmului lacustru	pH_w	RF_w (mg/l)
a	6,6—8,0	1250—8420 ≥ 12880
s	6,33—9,53	1170—1230 6960—8720
s + a	$\leq 9,46$	≤ 8920 ≥ 9500

independent de valorile RF_w la lacurile Amara și Istrici. Rezultă că la lacul Istrici, antrenarea fierului în lac este posibilă la orice valori ale mineralizării și pH-ului apei, iar peloidogeneza are aici șanse sporite de desfășurare (tab. 3);

— limitele foarte restrinse ale RF_w , pentru care $Fe_w \geq 0,1$ mg/l, indică puține posibilități de desfășurare a peloidogenezei la lacul Mitreni (tab. 3);

— limitele stricte de pH_w la lacul Amara, obligă la o supraveghere atentă și continuă în acest sens a acestui important producător de nămol (tab. 3);

— conținuturile în $Fe_w \geq 0,1$ mg/l, corespund unor ape totdeauna acide, în dreptul țărmurilor nisipoase; apele care udă țărmurile constituite din loessuri sau șisturi verzi pot fi și slab alcaline (tab. 4);

— mineralizarea optimă a apelor ce udă malurile nisipoase acoperă un domeniu de valori comparativ foarte extinse, fapt care presupune că o eventuală îndulcire a apelor de lac, ar putea să influențeze prea puțin peloidogeneza (tab. 4);

— la lacurile cu țărmurile alcătuite din șisturi verzi, depășirea mineralizării de 8,7 g/l, corespunde unor conținuturi sub 0,1 mg/l Fe_w , ceea ce ar putea afecta negativ peloidogeneza (tab. 4);

— conținuturile optime de Fe_w (peste 0,1 mg/l), se realizează în cadrul proceselor de abraziune, pentru un interval de valori ale indicelui pH mai îngust decât cel corespunzător proceselor de spălare. Aceasta indică posibilități mai mari de desfășurare a peloidogenezei în zonele litorale cu procese de spălare (tab. 5).

O ultimă corelație analizată pentru ansamblul celor 5 lacuri este $Fe_w - \lambda$ (fig. 7 și tab. 6).

TABLELUL 6

Valorile lungimii țărmului (λ), pentru $Fe \geq 0,1$ mg/l, în funcție de natura litologică a țărmului și indiferent de acțiunea apei asupra țărmului lacurilor

Roca țărmului.	λ (în metri)
L	4120 - 11240
N	3760 - 5740
SV	≥ 680

Din analiza tabelului 6 și a figurii 7, rezultă următoarele:

— apele litorale cu $Fe_w \geq 0,1$ mg/l, scaldă țărmuri din șisturi verzi cu lungimi reduse; creșterea conținuturilor de Fe_w este proporțională cu lungimea de țărm udată de ape;



— lacurile al căror țărm nisipos are lungimi ce depășesc 5740 metri, vor avea conținuturi de $Fe_w \leq 0,1$ mg/l în apele lor litorale;

— conținuturile optime de Fe_w din apele litorale corespund unor lungimi relativ mari de țărm loessoid; depășirea valorii de 11240 m sau situarea sub $\lambda = 4120$ m, determină conținuturi de fier total sub limita de 0,1 mg/l.

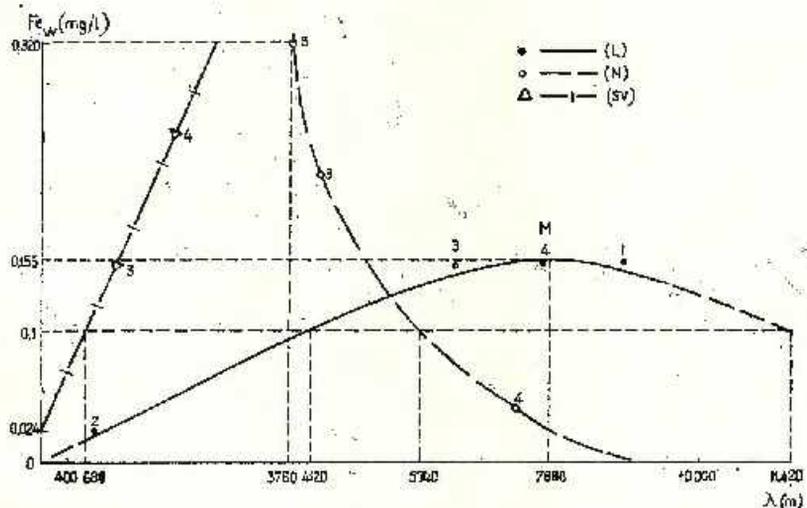


Fig. 7. — Correlația între conținutul în fier total (Fe_w) din apele litorale ale lacurilor Amara (punct 1), Mitreni (2), Istriei (3), Nuntași (4) și Nebunu (5) și lungimea țărmurilor (λ), în funcție de natura litologică a acestora din urmă; (L), loessuri; (N), nisipuri; (sv), sisturi verzi; M, valoare maximă a conținutului în Fe_w .

Corrélation entre la teneur en fer total (Fe_w) des eaux littorales du lac d'Amara (point 1), de Mitreni (2), d'Istriei (3) de Nuntași (4) et de Nebunu (5) et la longueur des bords (λ) en fonction de la nature lithologique de ces bords: (L), loess; (N), sables; (sv), schistes verts; M, valeur maximale de la teneur en Fe_w .

IV. DISTRIBUȚIA CONȚINUTURILOR ÎN FIER TOTAL DIN APELE LITORALE; RECOMANDĂRI PRACTICE

Localizarea punctelor și zonelor de țărm cu conținuturi relativ ridicate în Fe_w (figurile 8, 9, 10, 11 și 12), indică necesitatea păstrării intacte a unor sectoare litorale, pentru ca procesele de antrenare a fierului în apa lacurilor să se desfășoare la nivelul optim.

1. La lacul Băile Mitreni (pe scurt — Mitreni; fig. 8), va trebui lăsat intact sectorul probelor 15 — 13 — 12 (zona canalului devorsor din sud-vestul lacului), unde s-au înregistrat conținuturi maxime în Fe_w . În orice caz, nu se va proceda la săpături sau diverse rambleieri, iar evacuarea prin canal a apei de lac va trebui să rămână oprită.

2. La lacul Amara (fig. 9), una din zonele de țărm cu cele mai mari conținuturi de Fe_w (țărmul nordic al curbării a 2-a), a fost, din păcate, percată, pentru amenajarea unei faleză. În această situație, vor trebui

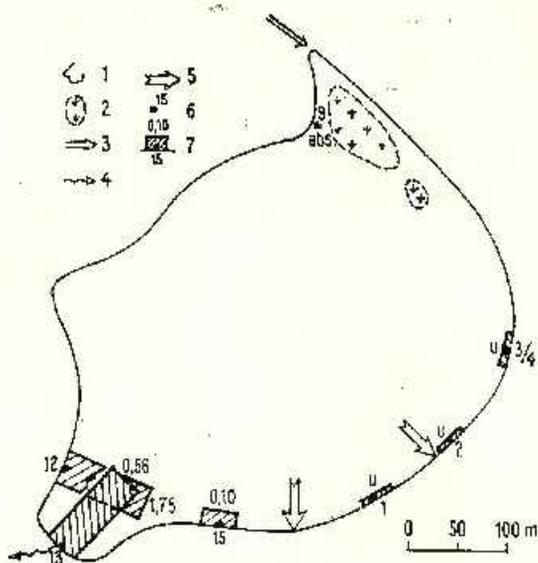


Fig. 8. — Lacul Băile Mitrani; distribuția conținuturilor în fier total (Fe_w) din apele litorale (iulie 1973).

1, conturul lacului; 2, stuț; 3, alimentare superficială periodică; 4, evacuare periodică (canal); 5, abraziune lacustră; 6, punct de recolare a probelor de apă; 7, valoarea conținutului în fier total (mg/l) al apelor litorale din punctul 15; u, urme; abs., absent.

Lac de Băile Mitrani: distribution des teneurs en fer total (Fe_w) des eaux littorales (juillet 1973).

1, contour du lac; 2, roseau; 3, alimentation superficielle périodique; 4, évacuation périodique (canal); 5, abrasion lacustre; 6, point de prélèvement des échantillons d'eau; 7, valeur de la teneur en fer total (mg/l) des eaux littorales du point 15; u, traces; abs., absent.

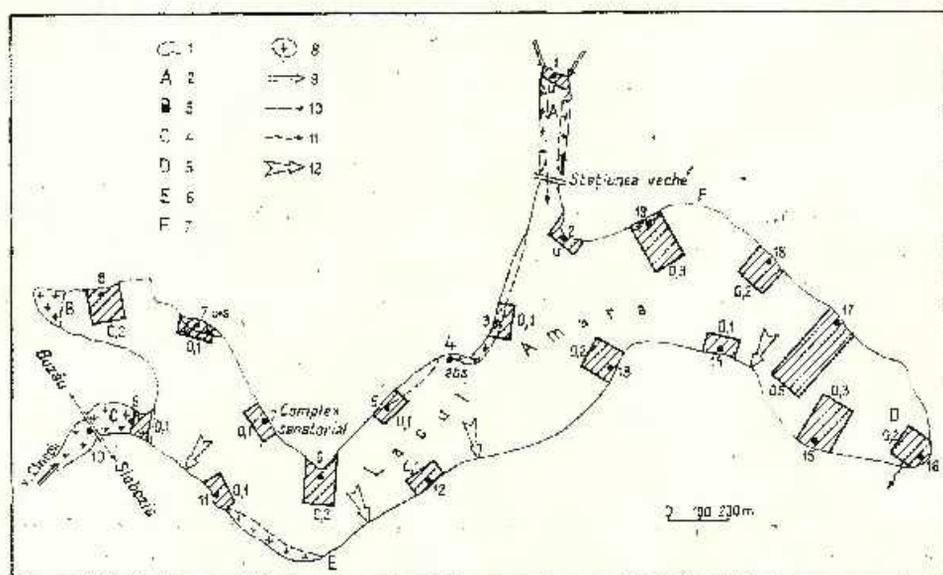


Fig. 9. — Lacul Amara: distribuția conținuturilor în fier total (Fe_w), din apele litorale (iunie 1970).

1, conturul lacului; 2, golf nordic; 3, golf nord-vestic; 4, golf vestic; 5, conda estică; 6, curbura 1-a; 7, curbura 2-a; 8, stuț; 9, alimentare superficială; 10, infiltrații prin diguri; 11, evacuare periodică (canal); 12, abraziune lacustră.

Lac d'Amara: distribution des teneurs en fer total (Fe_w), des eaux littorales (juin 1970).

1, contour du lac; 2, golfe septentrional; 3, golf de nord-ouest; 4, golfe occidental; 5, extrémité orientale; 6, I^{ère} courbure; 7, II^{ème} courbure; 8, roseau; 9, alimentation superficielle; 10, infiltrations à travers les digues; 11, évacuation périodique (canal); 12, abrasion lacustre.

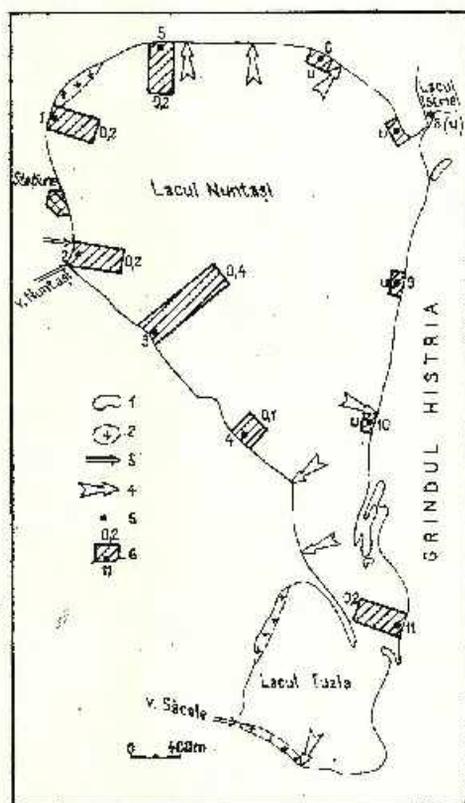
păstrate intacte, sectoarele probelor 15 – 16 (din coada estică a lacului), 13 (mal sudic, curbura 2-a), 8 (golf vestic) și 6 (în dreptul complexului sanatorial), unde apele litorale au $Fe_w = 0,2 - 0,3$ mg/l. În aceste sectoare nu se va taluza versantul decît în măsura în care abraziunea determină surpări importante ale malului.

Fig. 10. – Lacul Nuntași: distribuția conținuturilor în fier total (Fe_w) din apele litorale (august 1970).

1, conturul lacului; 2, stuf; 3, alimentare superficială; 4, abraziune lacustră; 5, puncte de recoltare a probelor de apă; 6, valoarea conținutului în fier total (mg/l), din apele litorale în punctul 11 u, urme.

Lac de Nuntași: distribution des teneurs en fer total (Fe_w) des eaux littorales (août 1970).

1, contour du lac; 2, roseau; 3, alimentation superficielle; 4, abrasion lacustre; 5, points de prélèvement des échantillons d'eau; 6, valeur de la teneur en fer total (mg/l) des eaux littorales dans le point 11; u, traces.



3. La lacul Nuntași (fig. 10), sectorul nord-vestic de lac, (corespunzător probelor 3, 2, 1 și 5) și o parte din cel estic (proba 11), nu vor fi amenajate. Ele constituie sursă cea mai importantă de fier necesar în procesele de pleiodogenază. Eventuala amplasare a unor obiective terapeutice se va putea face de-a lungul jumătății nordice a malului estic.

4. La lacul Istriei (fig. 11), sectoarele ce „produc” Fe_w mai mult și deci trebuie să rămână neamenajate, sînt cele corespunzătoare probelor 9 și 10 (malul estic, inclusiv comunicarea cu lacul Sînoe).

5. La lacul Nebunu (fig. 12), în eventualitatea executării unor amenajări, se vor lăsa intacte următoarele sectoare care „produc” importante cantități de Fe_w : 4 – 7 – 10 (mal estic), 18 – 15 – 11 (coada sudică și malul sud-vestic) și 5 (mal vestic).

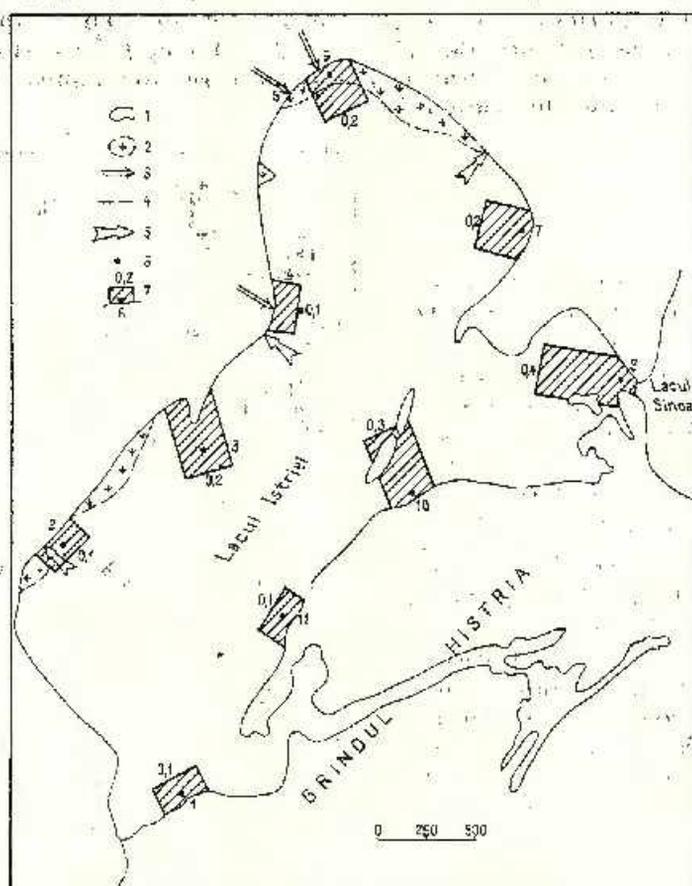


Fig. 11. — Lacul Istrie: distribuția conținuturilor în fier total (Fe_T) din apele litorale (septembrie 1971).

1, conturul lacului; 2, stuf; 3, alimentare superficială; 4, comunicare periodică cu lacul Nuntași (canal); 5, abraziune lacustră; 6, puncte de recoltare a probelor de apă; 7, valoarea conținutului în fier total (mg/l), din apele litorale în punctul 6.

Lac d'Istrie: distribution des teneurs en fer total (Fe_T) des eaux littorales (septembre 1971).

1, contour du lac; 2, roseau; 3, alimentation superficielle; 4, communication périodique avec le lac de Nuntași (canal); 5, abrasion lacustre; 6, points de prélèvement des échantillons d'eau; 7, valeur de la teneur en fer total (mg/l), des eaux littorales dans le point 6.

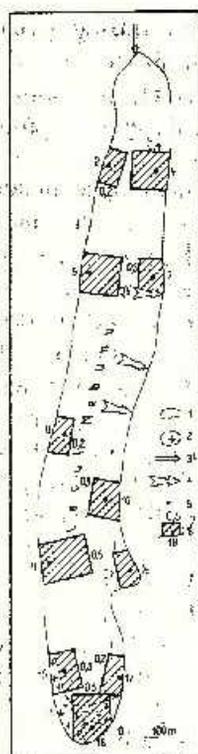


Fig. 12. Lacul Nebunu: distribuția conținuturilor în fier total (Fe_w) din apele litorale (august 1972).

1, conturul lacului; 2, stuf, alimentare superficială periodică; 4, abraziune lacustră; 5, puncte de recoltare a probelor de apă; 6, valoarea conținutului în fier total (mg/l), din apele litorale în punctul 18.

Lac de Nebunu: distribution des teneurs en fer total (Fe_w) de seaux littorales (août 1972).

1, contour du lac; 2, roscau; 3, alimentation superficielle périodique; 4, abrasion lacustre; 5, points de prélèvement des échantillons d'eau; 6, valeur de la teneur en fer total (mg/l), des eaux littorales dans le point 18.



V. CONCLUZII

1. Interpretarea dinamicii fierului din apele litorale se referă la 5 lacuri pelogene din Cimpia Română și Dobrogea (Mitreni, Amara Nuntași, Istriei și Nebunu), studiate de autor în perioada 1970 — 1973.

2. După cum menționează T u c u l e s c u la Techirghiol (1965), sursa de fier pentru apele lacului, este constituită din algele bentosului litoral și de roca țârmului. Eliberarea fierului din alge este posibilă numai după moartea acestor organisme vegetale.

3. Solubilizarea și antrenarea fierului din roca țârmului în lac, se realizează prin trei procese: șiroirea apelor provenite din precipitații (ploi, zăpezi), pe versanții lacului; spălarea și abraziunea versanților de către însăși apa lacului; alimentarea superficială (prin văi tributare) și freatică (prin izvoare de țârm și de fund). Dintre acestea, primele două — la care ne-am referit în această notă — sînt de maximă importanță.

4. Experimental, am constatat gradul de cedare al fierului conținut în probele de loessuri de la Amara și Mitreni, prin încercări de „spălare” a acestora cu apă de lac; s-au determinat astfel pierderi 0 — 0,5 % fier total la loessurile de Amara și de 0,8 — 1% la loessul de Mitreni.

5. Șiroirea pe versanții lacului a fost evidențiată la lacul Mitreni, unde frecvența mai mare a ploilor într-un anumit interval de timp, a



determinat îmbogățirea cu 0,2 mg/l fier total a apelor lacului (apele de ploaie au de obicei pH acid).

6. Acțiunea complexă exercitată de apa lacului în mișcare asupra țărmului cuprinde spălarea — proces nedistructiv, cu efect asupra malurilor joase (sub 0,5 — 1 m înălțime) și abraziunea lacustră — proces distructiv, ce creează nișele (firidele) de abraziune și ulterior surpări ale malurilor abrupte de peste 1 m înălțime.

7. Împiedicarea sau atenuarea proceselor de colmatare a lacurilor în urma abraziunii, se realizează prin amenajări de versant (pereere), care însă, întrerupând contactul apei litorale cu roca de țărm, afectează procesele de antrenare a fierului în lac.

8. Considerând că gradul de cedare în apă al fierului de către roca țărmului este exprimat prin conținuturile de fier total din apele litorale, vom constata că valorile maxime ale acestora din urmă, corespund țărmurilor alcătuite din șisturi verzi și nisipuri, precum și proceselor de spălare. De aici rezultă o recomandare generală, practică, aceea de a se păstra zonele de versant alcătuit din șisturi verzi, supuse proceselor de spălare.

9. Conform curbelor de corelație $Fe_w - pH_w$ și $Fe_w - RF_w$, procesele de peloidogeneză (care se desfășoară la conținuturi de min. 0,1 mg/l Fe_w), sînt independente, fie de valorile pH_w (la lacurile Istriei și Nebunu), fie de valorile RF_w (la lacurile Amara și Istriei).

10. Limitele stricte de RF_w (pentru $Fe_w \geq 0,1$ mg/l), la lacul Mitreni, indică posibilități relativ reduse de peloidogeneză, iar limitele stricte de pH_w la Amara, obligă la o supraveghere continuă în acest sens a acestui important lac pelogen.

11. La lacurile cu țărmuri nisipoase, domeniul larg al mineralizării optime pentru peloidogeneză a apei de lac, este o garanție că, în cazul unei indulciri, procesele de formare a nămolului nu vor avea de suferit.

12. Conținuturile optime pentru peloidogeneză ($Fe_w \geq 0,1$ mg/l), corespund proceselor de spălare a versanților.

13. Corelația $Fe_w - \lambda$, indică cedarea maximă a fierului ($Fe_w \geq 0,1$ mg/l) de către zonele de țărm alcătuite din șisturi verzi și nisipuri; în lacurile cu perimetru redus (sub 4100 m lungime de țărm loessoid sau sub 3700 m lungime de țărm nisipos), fierul este slab antrenat în lac.

14. Localizarea punctelor și zonelor de țărm cu conținuturi ridicate de Fe_w , indică necesitatea păstrării intacte a unor sectoare litorale, pentru ca procesele de antrenare a fierului în apa lacurilor să se desfășoare la nivelul optim. Ne referim la toate cele 5 lacuri, în special la cele terapeutice — Mitreni, Amara și Nuntași — unde au fost sau sînt în curs de construcție, diverse amenajări balneare.



BIBLIOGRAFIE

- Bulgăreanu V. A. (1974 a) Depozitele submerse și peloidogeneza la lacul Băile Mitren
Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. H. 5. p. 135—161. București.
- (1974 b) Considerații limnogeologice preliminare asupra unui nou lac pelogen: lacul Nebunu (Periprava, Delta Dunării D. S. *Inst. Geol. LXI/1. p. 273—292. București*
- Momea G., Momea Lucia (1974) Unele considerații limnogeologice asupra cuvetei lacustre Nuntași—Tuzla (complexul Sinoe), *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. H. 5 p. 123—132. București*
- Gășteș P. (1971) Lacurile din România, limnologie regională, Edit. Acad. R.S.R. București.
- Gorham E. (1955) On the acidity and salinity of rain. *Geochim. et Cosmochim. Acta. 7. Londra.*
- Țuculescu I. (1965) Biodinamica lacului Techirghiol, biocenozele și geneza nămolului, Edit. Acad. R.S.R. București

DYNAMIQUE DES TENEURS EN FER DES EAUX LITTORALES DES LACS PELOGÈNES DE LA PLAINE ROUMAINE ET DE LA DOBRUDJA

Dans ce résumé, on analyse et on explique la dynamique des teneurs en fer total des eaux littorales de cinq lacs pelogènes de la Plaine Roumaine (Mitreni, Amara) et de la Dobroudja (Nuntași, Istriel et Nebunu), étudiés par l'auteur depuis 1970 à 1973.

Selon Țuculescu, (1965) la source de fer, absolument nécessaire dans le déploiement de la peloidogenèse (sapro-pétilitisation dans un milieu lacustre) pour le lac de Techirghiol, est constituée des algues du littoral et de la roche du bord. La libération du fer des algues n'est possible qu'après la mort de ces organismes végétaux, qui constituent de cette manière la source permanente de fer, pendant les périodes de sécheresse lorsque le fer de la roche du bord ne peut être véhiculé par ceux du lac.

L'auteur considère que le fer de la roche du bord est dissout et entraîné dans l'eau littorale d'un lac par : a) le ruissellement des eaux venues des précipitations (pluies, neiges) sur les versants du lac ; b) le lessivage et l'abrasion des versants par les eaux du lac ; c) l'alimentation superficielle (par des vallées tributaires) et phréatique (par des sources du bord et de fond du lac). Entre ceux-ci, les premiers deux processus semblent être les principaux.

Les essais expérimentaux de laboratoire de „lessivage” effectués sur des échantillons de loess prélevés des lacs de Mitreni (Ilfov) et d'Amara (Ialomița) ont mis en évidence pour les eaux de lessivage des pertes en fer de jusqu'à 1% ou d'autres fois des enrichissements en fer d'environ 1 mg/l.

L'effet de la dissolution et de l'entraînement du fer dans le lac par le ruissellement, sur les versants du lac a été mentionné par Țuculescu (1965) au lac Techirghiol, effet que nous avons découvert au lac de Mitreni (Ilfov), en mettant en corrélation les teneurs en fer total des eaux du lac avec la fréquence et la durée des périodes de jours pluvieux dans la zone du lac (fig. 1). Ainsi l'accroissement de la teneur en fer total de l'eau a atteint 0,2 mg/l.

L'action complexe exercée par l'eau du lac en mouvement sur le bord, comporte le lessivage — processus non destructif, à effet sur les bords bas et l'abrasion lacustre — processus



distructif qui crée des niches d'abrasion et ultérieurement des éboulements des bords escarpés ayant d'habitude plus d'un mètre d'hauteur.

Pour éliminer ou diminuer les processus de colmatage des lacs après l'abrasion, on fait des aménagements de versant qui, en entravant le contact de l'eau littorale avec la roche du bord affectent les processus d'entraînement du fer dans le lac.

Considérant que le degré de cession du fer à l'eau par la roche du bord est exprimé par les teneurs en fer total des eaux littorales (notées avec Fe_w), on constate que les valeurs maximales de ces teneurs, correspondent aux bords formés, en premier lieu, des soi-disants „schistes-verts" (flysch argileux-gréseux, à métamorphisme incipient, d'âge infraprécambrien) et puis aux bords formés de sables quaternaires, marins et continentaux (tableau 2). (Il est à mentionner que les „schistes Verts" se caractérisent du point de vue local par la présence de la pyrite finement disséminée ou sous forme de cristaux clairement individualisés).

En outre, les processus de lessivage entraînent les quantités maximales de fer. Il en résulte une recommandation générale: la nécessité de ne pas aménager les versants sujets au lessivage et formés de schistes verts ou de sables, exception faite de la situation où le colmatage par des dépôts sablonneux affecterait la peléïdogénèse et l'utilisation des boues.

Des recherches effectuées par l'auteur ces dernières années ont démontré que les processus de peléïdogénèse ont lieu à des valeurs de minimum 0,1 mg/l Fe_w . C'est pour quoi nous avons estimé que le régime hydrochimique optimum définit par les valeurs du résidu fixe (RF_w) et de l'indice pII (pH_w), correspond aux teneurs minima de 0,1 mg/l Fe_w . La représentation graphique des corrélations entre Fe_w , RF_w et pH_w , en fonction de la nature de la roche du bord et de l'action de l'eau sur le bord lacustre (tableaux 3, 4 et 5) les figures 2, 3, 4, 5 et 6) a démontré que:

le régime hydrochimique optimum est indépendant soit des valeurs pH_w (lacs d'Istria et de Nebun) soit des valeurs RF_w (lacs d'Amara et d'Istria) — il en résulte que l'entraînement du fer dans le lac d'Istria est possible pour n'importe quelles valeurs de la minéralisation et de l'indice pH de l'eau, et la peléïdogénèse a là des chances accrues de déploiement.

les limites très réduites du RF_w pour lequel $Fe_w \geq 0,1$ mg/l indiquent un petit nombre de possibilités de déploiement de la peléïdogénèse au lac de Mitreni;

les limites strictes du pH_w au lac d'Amara (7-8) obligent à surveillé attentivement et continuellement ce lac;

les teneurs en $Fe_w \geq 0,1$ mg/l correspondent à des eaux toujours acides, à la hauteur des bords sablonneux; les eaux qui baignent les bords formés de loess ou de schistes verts, peuvent être faiblement alcalines;

la minéralisation optimum des eaux qui baignent les bords sablonneux recouvre un domaine de valeurs à grande extension, fait qui suppose qu'un éventuel adoucissement des eaux du lac pourrait influencer trop peu la peléïdogénèse;

les lacs ayant les bords formés de schistes verts, la minéralisation supérieure à 8,7 g/l, correspond à des teneurs au-dessous de 0,1 mg/l Fe_w , ce qui pourrait affecter négativement la peléïdogénèse.

les teneurs optima en Fe (plus de 0,1 mg/l) se réalisent dans le cadre des processus d'abrasion, pour un intervalle de valeur de l'indice pH plus étroit que l'intervalle qui correspond aux processus de lessivage. Cela indique des possibilités plus grandes de déploiement de la peléïdogénèse dans les zones littorales avec des processus de lessivage.

La dernière corrélation analysée pour l'ensemble des 5 lacs a été établie entre Fe_w et (longueur du bord lacustre), en fonction de la nature de la roche du bord et sans tenir compte



de l'action de l'eau sur le bord lacustre (fig. 7 et tableau 6). Il résulte de l'analyse de cette corrélation que : a) les lacs dont le bord sablonneux est plus long que 5700 m ou moins long que 3700 m, auront des teneurs en fer total sous 0,1 mg/l dans les eaux littorales; b) les eaux littorales avec $Fe_w \geq 0,1$ mg/l baignent des bords à longueurs plus ou moins réduites formés de schistes verts; c) les teneurs optima en Fe_w des eaux littorales correspondent à des valeurs relativement grandes de la longueur du bord loessoïde, les longueurs de plus de 4120 m, déterminent des teneurs en fer total au-dessous de 0,1 mg/l.

En conclusion, l'auteur analyse et détermine les zones de bord des cinq lacs qui ne doivent pas être aménagées (par perçage) pour que les processus d'entraînement du fer dans les eaux se déroulent au niveau optimum (fig. 8, 9, 10, 11, et 12). Dans la situation où l'abrasion des secteurs-source de fer est trop intense, on ne procédera qu'à une simple perçage du talus du nord qui n'entravera pas le contact direct eau-bord.



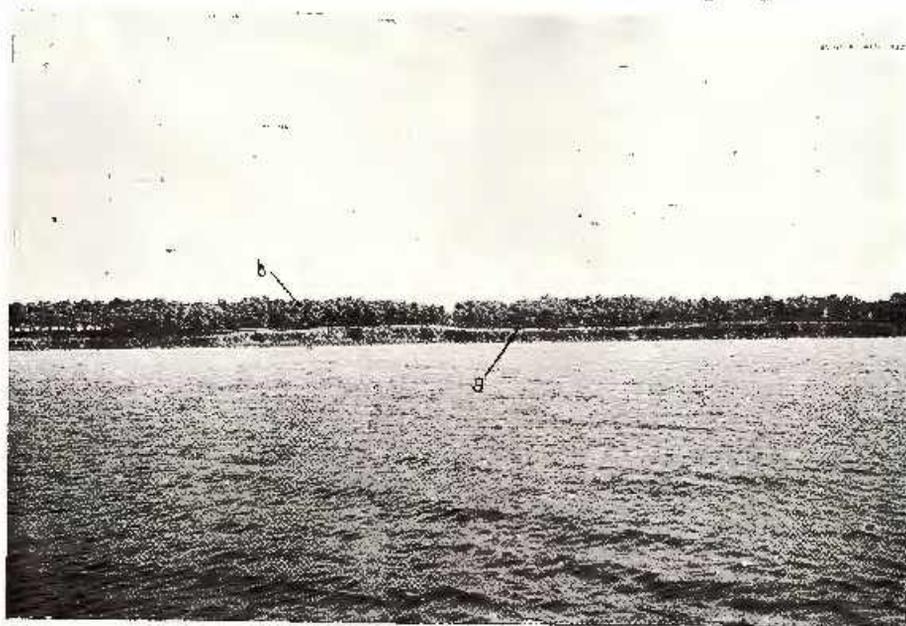
PLANȘA I



PLANȘA I

- Fig. 1. -- Lacul Amara (1873) : a, versantul sudic, abrupt, de natură loessoidă ; b, perdea forestieră de protecție (salcâm).
Lac d'Amara (1873) ; a, versant méridional, escarpé, de nature loessoïde ; b, rideau boisé de protection (acacia).
- Fig. 2. -- Lacul Amara (1873), detaliu : procesele de abraziune subminează malul sudic și perdeaua forestieră de protecție aferentă.
Lac d'Amara (1873), détail : les processus d'abrasion minent le bord méridional et le rideau boisé de protection afférent.





1



2

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



PLANȘA II

Fig. 1. — Lacul Nuntași (1971), versantul nord-vestic de natură loessoidă : a, nișe de abraziune ; b, ravine ; c, microstațiunea Nuntași.

Lac de Nuntași (1971), versant de nord-ouest de nature loessoid : a, niches d'abrasion ; b, ravines ; c, microstation de Nuntași.

Fig. 2. — Lacul Nuntași (1973) ; procese actuale, intense de abraziune, afectează malul nordic, loessoid ; plaja mlășoasă în zona litorală, apar uneori martori de abraziune (b).

Lac de Nuntași (1973) ; processus actuels, intense d'abrasion, affectent le bord septentrional, loessoid ; plage boueuse (a) convertie partiellement avec d'éboulis (c) dans la zone littoral ; apparaissent parfois des témoins d'abrasion (b).



1



2



1. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

SEDIMENTOLOGIE

**LIMNOGEOLOGIA SECTORULUI CENTRAL AL LACULUI
PELOGEN AMARA (JUDEŢUL IALOMIŢA)¹**

DE

VALENTIN ALEXANDRU BULGĂREANU²

Abstract

Limnogeology of the Central Part of the Amara Pelogene Lake (Ialomiţa District). In the present paper the author presents the synthesis of the limnogeological studies carried out from 1970 to 1973, with a view to elucidating the process of lake salinity decrease noticed in the last years. In connection with them, the chemical quantitative and qualitative modifications undergone by water and the submerged deposits are also analysed. The correlations existing between the chemical composition of the recent deposits and the chemism of the bottom waters of the lake allow a more precise characterization of the peloidogenesis stages (— sapropelization in the lacustrine medium) and of „destruction” (by mineralization and settling) of the muds thus formed. The general data refer to the circumlacustrine zone as well as to the proper lake, and the limnogeological ones to its central part, where core drillings with samplings have been carried out. The decrease of the lake salinity in the last years and the outlining of the zones with a contribution of surface and phreatic fresh waters has been achieved relying on chemical analyses (with the determination of the fixed residue, RF_w) and the comparative analyses of the dynamics of reed surfaces (*Phragmites communis*). The decrease of the salinity values has been correlated both with the climate changes and the antropie ones. The submerged deposits are characterized by chemical components (organic carbon, sulphides, chlorides, sulphates and total iron), as well as by the so called „utilization indices” of some chemical components (Li, SO_4 , Fe) dissolved in the lake water. These parametres (to which the thickness of the deposited muds is added), related to the values of the fixed residue of the bottom water (RF_w) and with their pH index (pH_w) allowed then global appreciation of the present stage of Amara lake peloidogenesis process. As a results of the analysis of the stratigraphical and genetical relations existing between the submerged deposits of some lakes in the East Romanian Plain and Dobruja, the sketch of peloidogenensis and connected processes, unfolding within the lacustrine basin with loess slopes, is outlined. The described

¹ Comunicată în şedinţa din 29 mai 1974.

² Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni pentru Substanţe Minerale Solide, formaţiia Slobozia, str. Caransebeş, 1, Bucureşti.



variants are also chemically characterized, thus, it is established the „peloidogenetic optimum” of the Amara lake expressed by the values lU_w and pH_w , for which black, unctuous muds with maximum thicknesses can be formed.

I. INTRODUCERE

În perioada anilor 1970—1973, am executat în cadrul formației teritoriale Slobozia, studii limnocoimice și limnogeologice, în scopul elucidării proceselor de îndulcire care afectau apa lacului terapeutic Amara^{3,4,5}. Acestea ne-au permis să conchidem asupra unor modificări calitative și cantitative ale apei și depunerilor submerse.

Prezenta notă cuprinde încercările noastre de a surprinde raporturile de ordin chimic între apa lacului și depozitele submerse, precum și modificările — tot de natură chimică — suferite de depozitele susamintite în cadrul proceselor complexe de formare a nămolurilor (peloidogeneza) cît și de „distrugere” a acestora în sensul adoptat de *T u e l e s e u* (1965).

II. DATE GENERALE ASUPRA REGIUNII LACULUI

Lacul pelogen Amara, este situat pe teritoriul județului Ialomița, la nord de valea Ialomița și la cca 7 km nord de orașul Slobozia. Utilizarea terapeutică a apei și nămolului sapropelic se realizează permanent, în special prin complexul sanatorial recent dat în folosință pe malul nordic al lacului.

Regiunea lacurilor din cîmpia Bărăganului inclusiv zona lacului Amara au constituit obiectul unor studii geologice, hidrogeologice și geomorfologice (*B a n d r a b u i*, 1961; *L i t e a n u*, 1956; *P r i c a j a n*, 1961; *Ș t e f ă n e s c u*, 1898; *V i l s a n*, 1916) precum și hidrochimice și limnologice (*G ă ș t e s e u*, 1963, 1971; *L e p ș i*, 1935; *M o r ă r i u S a v u*, 1960; *P e t r e s c u* 1940; *Ș e n c h e a*, 1948). La acestea se adaugă studiile biologice și balneologice, executate de către Institutul de Balneologie și Fizioterapie (F.B.F., 1960—1964 și 1970).

Sistematizarea datelor susamintite o vom face pentru două unități distincte: zona circumlacustră și lacul propriu-zis (tab. 1 și 2).

III. LIMNOGEOLOGIA SECTORULUI CENTRAL AL LACULUI

Date detaliate asupra limnocoimicii apelor de lac și asupra chimismului parțial al depunerilor submerse au fost obținute în urma recoltărilor

³ V. Bulgăreanu. Studii hidrogeologice în zona lacului Amara jud. Ialomița, 1970. Arh. I. G. P. S. M. S. București.

⁴ V. Bulgăreanu. Considerații asupra hidrochimismului lacului Amara (jud. Ialomița) în perioada 1970—1971. 1971. Arh. I. G. P. S. M. S. București.

⁵ V. Bulgăreanu. Informare asupra stadiului aplicării măsurilor de protecție la lacul terapeutic Amara (Ialomița), în perioada anilor 1970—1973. 1973. Arh. I. G. P. S. M. S. București.



TABELUL I

Caracteristicile climatice, pedologice, geobotanice, geologice și hidrogeologice informative ale zonei circumlacustre Amara

Climă (din arhiva Institutului de Meteorologie și Hidrologie)	Temperatura medie anuală (Grivița) 10,5 C Precipitații anuale (Slobozia) 456 mm Vânt predominant (Grivița): nord (frecv. 31,5%; viteză 5,2 m/s) Indice de ariditate, de Marlonne (Grivița) 23,4
Soluri (după harta solurilor, sc. 1:200.000, foaia Călărăși)	Cernoziomuri carbonatice și semicarbonatice; Cernoziomuri glefzate.
Vegetație (idem)	de stepă est europeană, cu culturi (asociația de <i>Festuca ovina</i>); de luncă, cu culturi (asociații de <i>Agropyron repens</i>)
Geologie (ibidem)	depozite loessoid, argilo-nisipoase (terasa joasă I ₄ , Holocen superior)
Hidrogeologie (după harta hidrogeologică, sc. 1:100.000 foaia Slobozia și planul bazinului hidrografic util al lacului, scara 1:25.000, O.I.F. Ia-lomița, 1972)	suprafața bazinului hidrografic util — 4025 ha; drenaj freatic din N și W (pantă cea 0,6‰ _{sup}); ape freatice mixte (bicarbonatate-sulfatate-clorurate) cu mineralizare redusă: 0,68 g/l străte acvifere de adâncime: 50-90 m grosime (Pleistocen superior-Holocen) și 30-100 m grosime strătele de Frătești, Pleistocen inferior)

sistematice de probe de apă de la suprafață și de la fund (perioada 1970-1973), respectiv în urma executării unui profil de carotaj, orientat N-S, în zona centrală a lacului (fig. 1).

Deoarece din punctul de vedere al limnogeologiei, între apa lacului, depozitele de suprafață și cele de fund (submerse) există strinse corelații de ordin chimic, fizic și biologic (Țuculescu, 1985) în cele ce urmează ne vom referi la cele trei elemente, considerate atât separat cât și în relațiile lor de interdependență chimică.

A) Apa lacului

Apele sulfatate ale lacului Amara sînt rezultatul unei concentrări saline, în decursul timpului (sub un climat semiarid) a apelor dulci din cuveta lacustră inițială.

Surse indirecte (Cajal, 1970) ne precizează că virtuțile sale terapeutice (ape cu gust amar ce vindecau scabia oilor), sînt cunoscute pe la mijlocul secolului al XIX-lea.

Față de primele determinări de salinitate (tab. 2) și pînă în anul 1970, mineralizarea apelor lacului a marcat o evidentă tendință descrescătoare, corelabilă cu tendința crescătoare a valorilor anuale ale indicelui de



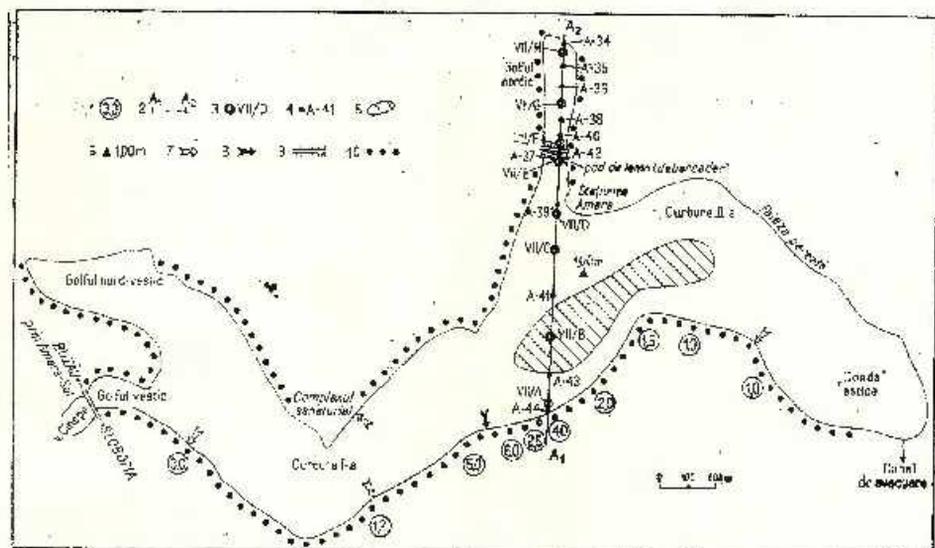


Fig. 1. — Schița generală a lacului Amara, cu amplasarea profilului de carotaj și prelevare a probelor de apă de suprafață și de adâncime.

1, înălțimea versantului (în m); 2, profilul de probare; 3, probe de apă; 4, carotaje; 5, zona adâncimilor maxime ale lacului; 6, punctul cu grosimea maximă de nămol negru, onctuos (I.B.F., 1961); 7, abraziune moderată; 8, abraziune intensă; 9, diguri semipermeabile carosabile; 10, perdea forestieră de protecție (salcimi).

Schéma général du lac d'Amara, avec l'emplacement du profil de carottage et de prélèvement des échantillons d'eau de surface et de profondeur.

1, hauteur du versant (en m); 2, profil d'échantillonnage; 3, échantillons d'eau; 4, carottage; 5, zone des profondeurs maxima du lac; 6, point d'épaisseur maximale de la boue noire, onctueuse (I.B.F., 1961); 7, abrasion modérée; 8, abrasion intense; 9, digues semipermeables carrossables; 10, rideau boisé de protection (acacia).

TABELUL 3

Valoșile mineralizării medii (RF_w) și ritmul de indulcire anuală (ΔRF_w) al apelor de suprafață în lacul Amara)

Data determinării	RF_w (g/l)	ΔRF_w (g/l/an)	Observații
noiembrie 1970	14,763		În perioada anilor 1961—1970, ritmul de indulcire a fost de +1,92 g/l/an
ianie 1971	11,565	+2,926	
ianie 1972	9,543	+2,022	
august 1973	4,46	+5,09	



Indicii indirecte ale proceselor de îndulcire ne-au fost oferite de dinamica suprafețelor de stuf din zona litorală a lacului. Schița limnobotanică informativă (fig. 2), ne arată clar apariția unor noi suprafețe de stuf sau creșterea și îndesirea altora existente; de asemenea, caracterul stenobat

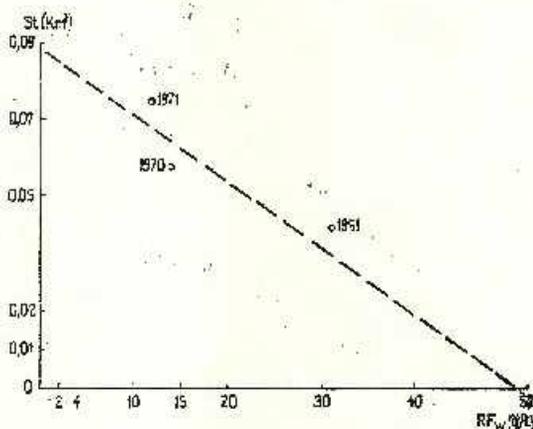


Fig. 2. — Correlația între suprafețele de stuf (S_e) și mineralizarea medie a apei lacului (RF_w).
Corrélation entre les surfaces de roseau (S_e) et la minéralisation moyenne de l'eau du lac (RF_w).

al acestui macrofit, care nu crește decât pe un substrat situat la maximum 1 m adîncime sub oglinda apei lacului. Tendința de creștere a suprafețelor stuficole la lacul Amara, pe măsura scăderii rezidului fix al apelor, este ilustrată și de diagrama din figura 3. Rolul pozitiv al stufărișului marginal este — printre altele — de a proteja țărmul loessoid de abraziunea lacustră.

Caracterizarea limnchimică de detaliu a fost realizată pe baza interpretării rezultatelor analizelor chimice de ape recoltate din zona litorală și din largul lacului (de la suprafață și de la fundul lacului). Analizele executate sînt redată comparativ în tabelul 4.

Pentru comoditate, simbolurile tuturor parametrilor hidrochimiei vor fi afectate de indicele „w”, pentru a-i deosebi de aceia care caracterizează depunerile submerse (notați cu indicele „n”).

Distribuția valorilor principalilor parametri hidrochimici pentru apele de suprafață și de fund rezidul fix (RF_w), indicele pH (pH_w) și conținutul în fier total (Fe_w) este schițată în figurile 4, 5, 6, 7, 8 și 9. Din analiza acestora, rezultă că zonele de îndulcire (cu RF_w minim, figurile 4 și 5), sînt: 1°. golful nord-vestic; 2°. curbura I-a și 3°. golful nordic (izvoare de țărm și de fund) și subordonat: a°. țărmul nordic între golful nord-vestic și curbura I-a; b°. țărmul nordic între curbura II-a și coada estică; c°. coada estică (izvoare de țărm). La efectul izvoarelor de fund și de țărm se adaugă scurgerea naturală superficială (cei doi afluenți ai golfului nordic) și infiltrațiile prin digurile semipermeabile din zona văii Cîncpii și a golfului nordic.

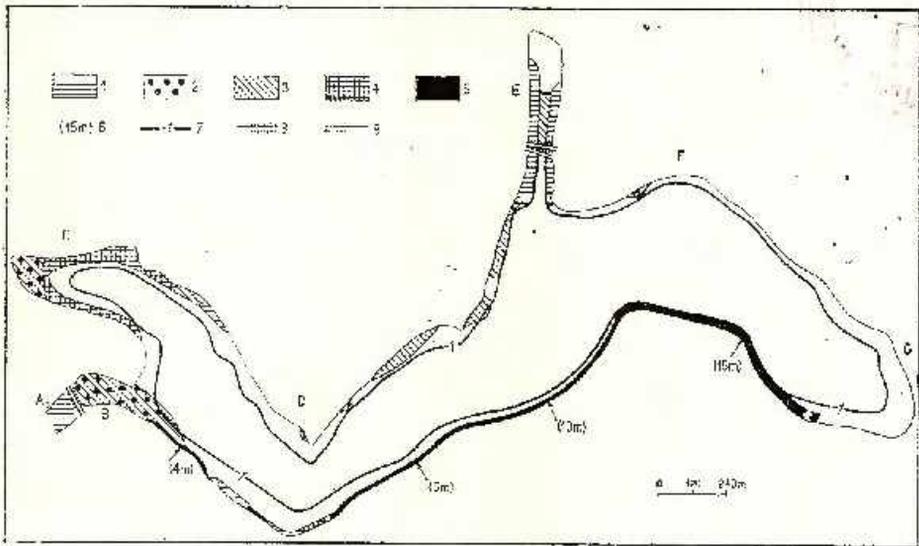
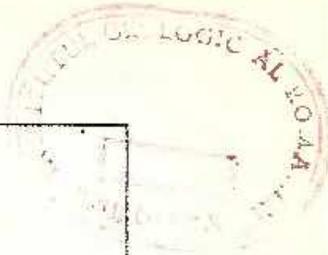


Fig. 3. Schița limnobotanică informativă a lacului Amara.

1, suprafețe compacte de stuț (1961); 2, idem izolate (1961); 3, stuț compact (1970); 4, stuț compact (1971); 5, vegetație flotantă („mătasea broaștei”); 6, lățimea zonelor de vegetație flotantă; 7, izobata de -1 m (I.B.F., 1961); 8, diguri semipermeabile, carosabile; 9, pod de lemn (debarcader); A, valea Cinepii; B, golful vestic; C, golful nord-vestic; D, curbura I-a; E, golful nordic; F, curbura II-a; G, coada estică.

Schéma limnobotanique informatif du lac d'Amara.

1, surfaces compactes de roseau (1961); 2, idem isolées (1961); 3, roseau compact (1970); 4, roseau compact (1971); 5, végétation flottante („conferve”); 6, largeur des zones à végétation flottante; 7, isobathe de -1 m (I.B.F., 1961); 8, digues semipermeables, carrossables; 9, point en bois (debarcadere); A, v.alea Cinepii; B, golfe occidental; C, golfe de nord-ouest; D, 1^e courbure; E, golfe septentrional; F, II^{de} courbure; G, extrémité orientale.

TABELUL 4

Compoziția chimică medie (mg/l) a probelor de apă litorală și de lărg (de suprafață și de fund în lacul Amara)

Componenți	Tipul probelor și data recoltării lor			Compoziția medie a lacului (noiembrie 1970) (1) = (2) + (3) / 2
	litorale (iunie 1970)	de suprafață (noiembrie 1970)	de fund (noiembrie 1970)	
RF _w	13046,5	13850,4	13584,5	13717,5
Cl ⁻	3288,9	3509,2	3582,3	3590,8
HCO ₃ ⁻	693,9	768,1	781,9	775,0
SO ₄ ⁼	5410,5	5359,9	5221,6	5290,8
Br ⁻	7,7	6,0	6,4	6,2
J ⁻	0,06	0,07	0,09	0,08
NO ₃	0,17	0,16	-	0,08
Na + K	3243,5	3387,6	3345,2	3346,4
Ca	140,6	138,6	142,1	140,4
Mg	764,7	884,8	885,4	885,1
Fe	0,15	0,07	0,06	0,065
H ₂ S	+	+	+	+
HBO ₂	6,0	19,8	19,2	19,1
pH	7,69	7,53	7,60	7,56

Analizele au fost executate la laboratorul de ape al I.G.P.S.M.S.



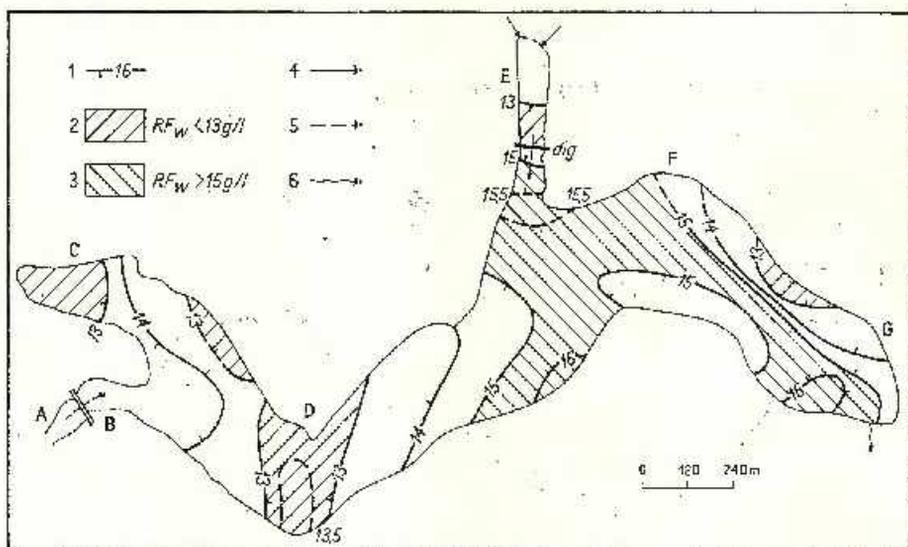


Fig. 4. — Distribuția valorilor rezidului fix al apelor de suprafață ale lacului [$RF_w(S)$]; 1, izolinii RF_w (g/l).

2, zone de minim; 3, zone de maxim; 4, alimentare superficială; 5, infiltrații prin diguri; 6, canal de evacuare; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

Distributions des valeurs du résidu sec des eaux de surface du lac [$RF_w(S)$].

1, isolignes RF_w (g/l); 2, zones de minimum; 3, zones de maximum; 4, alimentation superficielle; 5, infiltrations à travers les digues; 6, canal d'évacuation; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

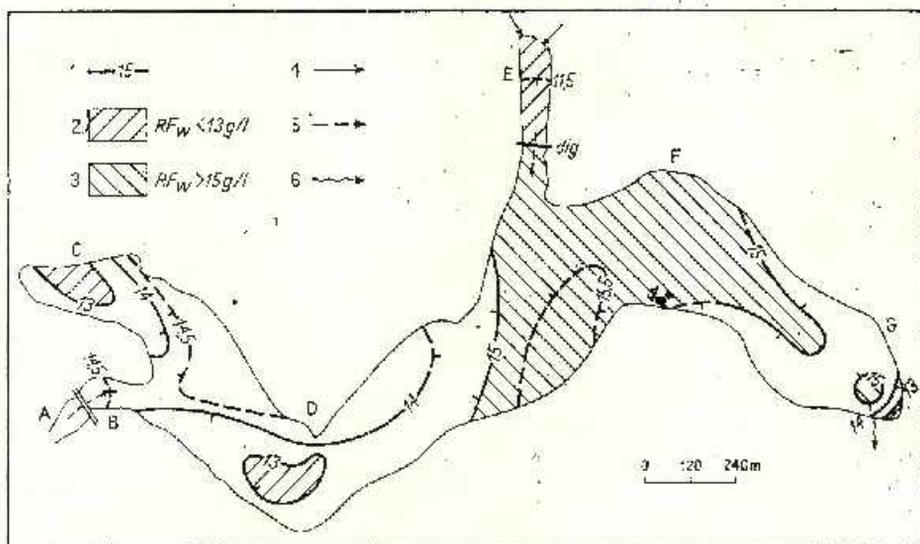


Fig. 5. — Distribuția valorilor rezidului fix al apelor de fund ale lacului [$RF_w(F)$].

1, izolinii RF_w (g/l); 2, zone de minim; 3, zone de maxim; 4, alimentare superficială; 5, infiltrații prin diguri; 6, canal de evacuare; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

Distribution des valeurs du résidu sec des eaux de fond du lac $RF_w(F)$.

1, isolignes RF_w (g/l); 2, zones de minimum; 3, zones de maximum; 4, alimentation superficielle; 5, infiltrations à travers les digues; 6, canal d'évacuation; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

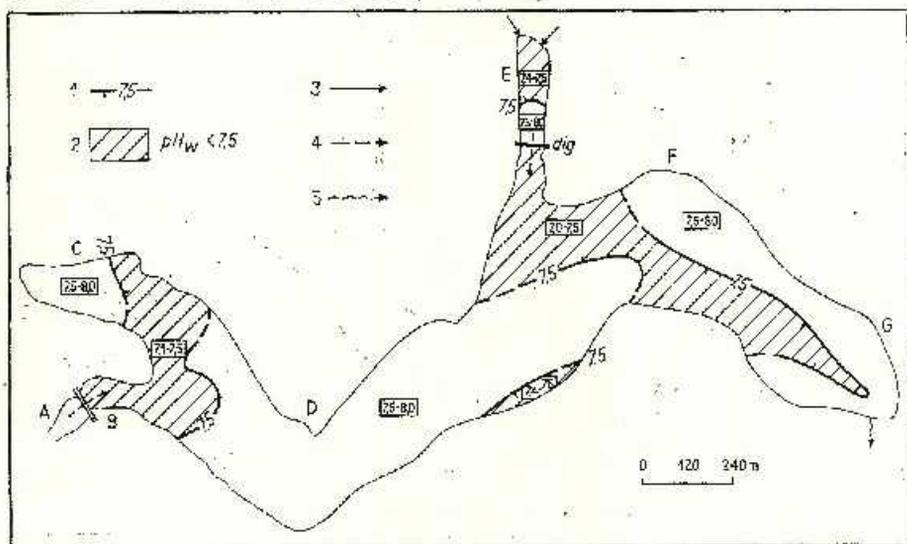


Fig. 6. — Distribuția valorilor indicelui pH al apelor de suprafață ale lacului [$pH_w(S)$].
1, izolinii pH_w ; 2, zone de minim; 3, alimentare superficială; 4, infiltrații prin diguri; 5, canal
de evacuare; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

Distribution des valeurs de l'indice pH des eaux de surface du lac $pH_w(S)$.
1, isolignes pH_w ; 2, zones de minimum; 3, alimentation superficielle; 4, infiltrations à travers
les digues; 5, canal d'évacuation; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

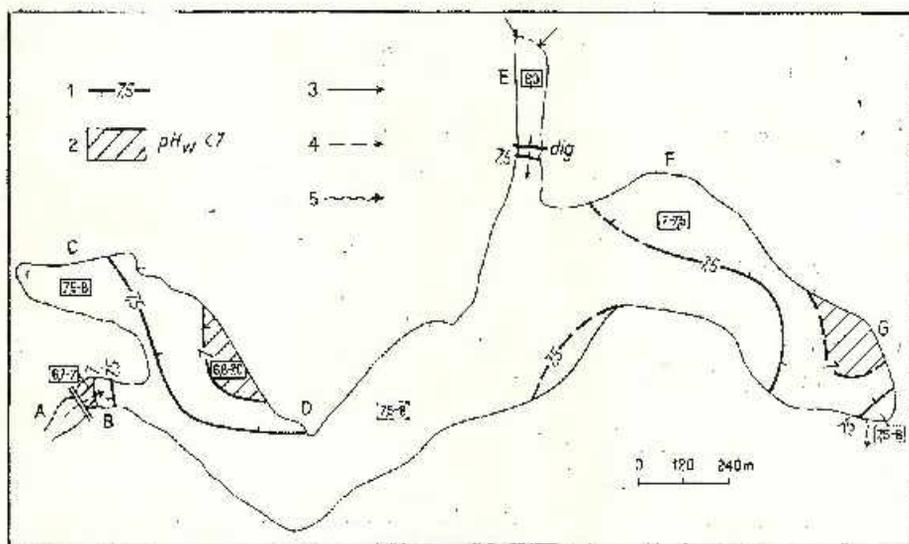


Fig. 7. — Distribuția valorilor indicelui pH al apelor de fund ale lacului [$pH_w(F)$].
1, izolinii pH_w ; 2, zone de minim; 3, alimentare superficială; 4, infiltrații prin diguri; 5, canal
de evacuare; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

Distribution des valeurs de l'indice pH des eaux de fond du lac $pH_w(F)$.
1, isolignes pH_w ; 2, zones de minimum; 3, alimentation superficielle; 4, infiltrations à travers
les digues; 5, canal d'évacuation; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

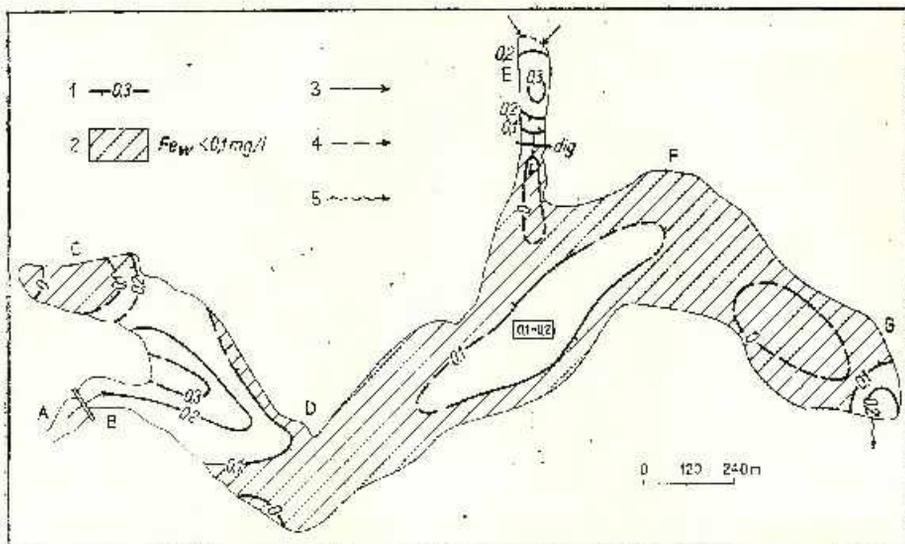


Fig. 8. — Distribuția conținuturilor în fier total din apele de suprafață ale lacului $[Fe_w(S)]$
 1, izolinii Fe_w ; 2, zone de minim; 3, alimentare superficială; 4, infiltrații prin diguri; 5, canal de evacuare; A, B, C, D, E, F, G (fig. 3).

Distribution des teneurs en fer total des eaux de surface du lac $Fe_w(S)$.

1, isolignes Fe_w ; 2, zones de minimum; 3, alimentation superficielle; 4, infiltrations à travers les digues; 5, canal d'évacuation; A, B, C, D, E, F, G (fig. 3).

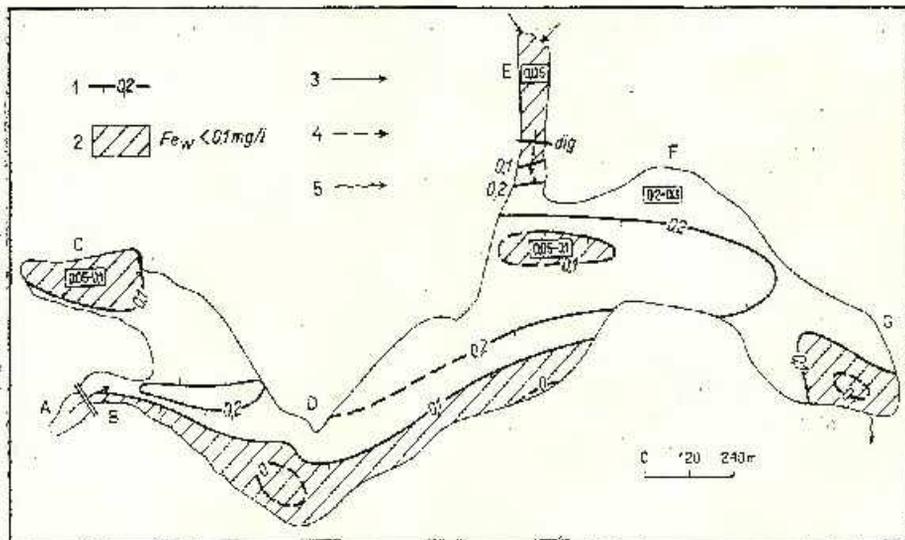


Fig. 9. — Distribuția conținuturilor în fier total din apele de fund ale lacului $[Fe_w(F)]$.
 1, izolinii Fe_w ; 2, zone de minim; 3, alimentare superficială; 4, infiltrații prin diguri; 5, canal de evacuare; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

Distributions des teneurs en fer total des eaux fond du lac $Fe_w(F)$.

1, isolignes Fe_w ; 2, zones de minimum; 3, alimentation superficielle; 4, infiltrations à travers les digues; 5, canal d'évacuation; A, B, C, D, E, F, G, (fig. 3).

B) Depozitele de suprafață și de fund

1. *Depozitele de suprafață* sînt reprezentate prin loessurile argilo-nisipoase, macroporice, ce se constituie în versanți cu caracter abrupt și înălțimi de maximum 6 m (versantul sudic), sau cu aspect lin și înălțimi reduse. Versanții abrupti sînt serios afectați de procese de abraziune lacustră, determinate de activitatea vîntului din sectorul nordic. Mobilizarea materialului loessoid, duce la sedimentarea sa în zona litorală, sub forma mîlului gălbui.

2. *Depozitele de fund* (sau submerse), au fost cercetate prin executarea, în vara anului 1972, a unui profil de carotaje, orientat N—S (fig. 1).

Corelarea depozitelor submerse (fig. 10), a arătat existența a trei nivele principale:

— bazal, de argilă plastică(a), cenușie sau negricioasă (în care s-au oprit carotajele);

— intermediar, cuprinzînd mîluri cenușii (mc), cu sau fără treceri la nămolul negru, onctuos (n + mc sau mc + n);

— superior, constituit din nămolurile (n), negre, onctuoase (terapeutice după I.B.F.) și nămolurile pelogene, negre, cu viscozitate relativ redusă în amestec cu nămolurile onctuoase, negre (p + n).

Uneori, procesele de abraziune sau levigare a versanților introduc în apa lacului, material psamitic, prezent ca mîl cenușiu nisipos (mcN) sau ca pelogen nisipos (pN). În apropierea țărîmului sudic, mîlurile gălbui (m), provin, în mod evident, din depozitele loessoide (L) ale versantului.

O secțiune de detaliu în zona digului carosabil ce se pază golful nordic de lacul propriu-zis (fig. 1 și 11), ne arată că pentru ancastrarea digului de pămînt tasat construit în vara anului 1970, s-au îndepărtat parțial depunerile existente de nămoluri negre (n) și mîluri cenușii (mc); ulterior, s-au sedimentat mîluri gălbui (m), mîluri gălbui cu trecere la mîluri cenușii (m → mc), mîluri cenușii (mc) și amestecul mc + n, paralel cu formarea la acest nivel, de pelogene (p' cu resturi de plante și pN — nisipos). De aici rezultă că în intervalul 1970—1972 s-au sedimentat cea 40 cm de sedimente mîloase, din care în același interval de timp, s-au peloidizat cea 15 cm sub formă de pelogen negru, parțial nisipos (carotajul A—37); cea 20 cm de mîl cenușiu au suferit doar parțial transformări spre nămolul negru (carotajul A—42). În acest ultim carotaj, depozitele inferioare sînt reprezentate printr-un nivel de îmbogățire în sulfuri de fier negre, cu multe resturi vegetale, parțial transformate (cea 5 cm grosime), ce acoperă o argilă negricioasă, cu resturi vegetale transformate, a cărei recentă proveniență din nămolul negru, este evidentă. Ambele depozite au miros de H₂S.

Analiza chimică parțială a depozitelor submerse interceptate în cele 11 carotaje este redată în tabelul 5.

O altă caracteristică chimică a depozitelor submerse, delințită de noi este așa-numitul indice de utilizare al unui component dizolvat în apa lacului. Reprezintă valoarea raportului dintre conținuturile (exprimate în p.p.m.) într-un component dat din depozitul submers și din apa de fund ce acoperă acel sediment. Noi am calculat acest indice pentru componenții



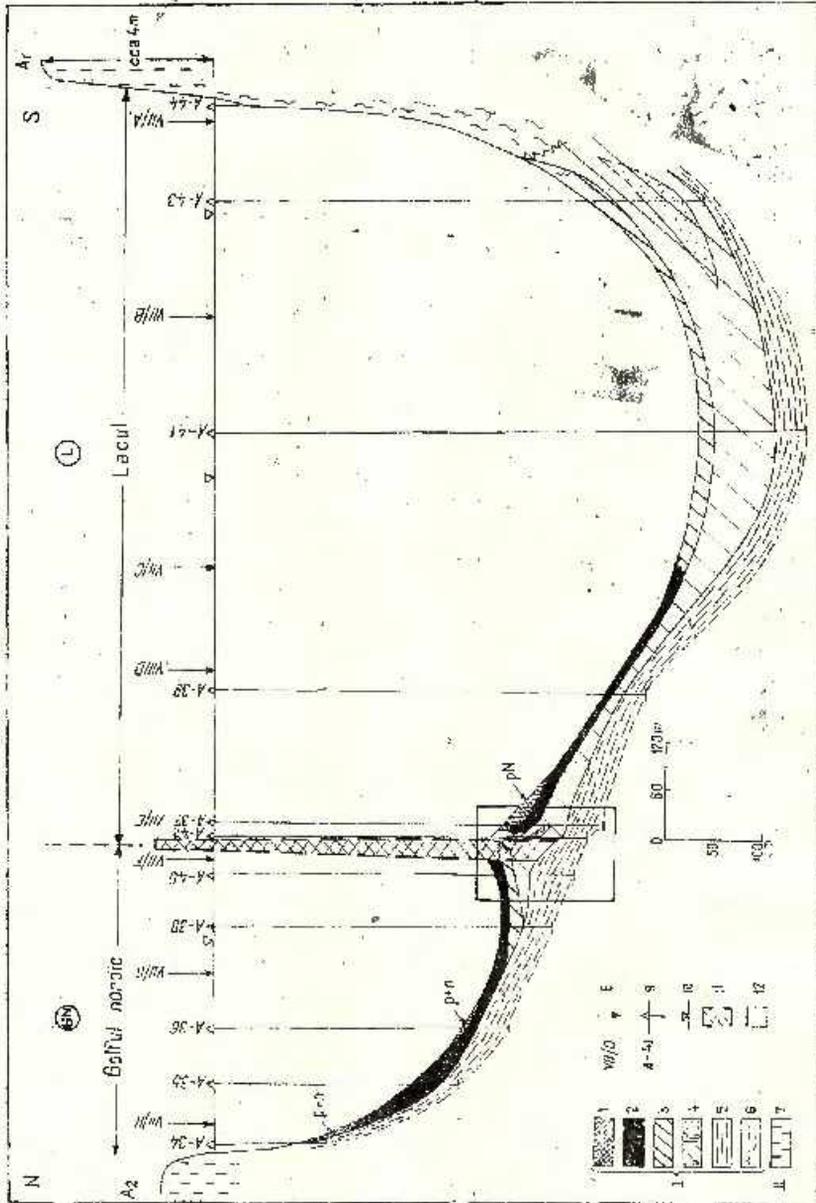


Fig. 10.



l , SO_4 și Fe total (tab. 6); dacă valorile raporturilor $Cl_n : Cl_w$ și $SO_{4n} : SO_{4w}$ sînt apropiate, în schimb cele ale raportului $Fe_n : Fe_w$ sînt foarte mari (uneori chiar infinite).

C) Corelații între chimismul apelor de fund ale lacului și chimismul depozitelor submerse

Variația conținuturilor chimice în $C_{org\ n}$, S_n , Fe_n , Cl_n și SO_{4n} , pentru diverse sedimente actuale din lac (deci numai pentru acelea care vin în contact actualmente direct cu apa lacului), în funcție de valorile $RF_w(F)$ și $pH_w(F)$ a fost reprezentată grafic în figurile 12, 13, 14 și 15; variația indicilor de utilizare ai Cl_w , SO_{4w} și Fe_w din apele de fund, în funcție de valorile $RF_w(F)$ și $pH_w(F)$, este redată în figurile 16, 17, 18 și 19.

Dacă apele lacului prezentau în 1973 valori $RF_w \leq 4,5$ g/l (adică sub 4500 p.p.m.) și presupunînd că mineralizarea apelor de fund ale lacului nu diferă prea mult de cifra menționată pentru ape de suprafață, atunci conținuturile globale posibile ale depunerilor submerse vor fi — în această situație de îndulcire — următoarele (conform figurilor 12 și 14):

$C_{org\ n}^-$	> 25000 p.p.m.
S_n	> 18000 p.p.m.
Fe_n	> 40000 p.p.m.
Cl_n	< 1500 p.p.m.
SO_{4n}	> 9500 p.p.m.

Fig. 10. — Secțiune limnogeologică N-S prin carotajele executate în vara 1972.

I. Depozite submerse. 1, pelogen negricios, uneori nisipos (pN), alteori în amestec cu nămol (p + n); 2, nămol negru onctuos (n); 3, nămol negru + ml cenușiu (n + mc sau mc + n); 4, ml cenușiu b, uneori nisipos, a. onctuos (mcN); 5, argilă cenușie sau negricioasă, plastică; 6, ml gălbui, provenit din dezagregarea loessurilor; II, depozite de suprafață; 7, loessuri gălbui, macroporice; 8, probe de apă de suprafață și de fund (recoltate în noiembrie 1970); 9, carotaje (1972); 10, nivelul lacului; 11, dig de pământ tasat, carosabil, construit în vara anului 1970; 12, detaliu în depozitele de fund (fig. 11); GN, golful nordic; L, lacul propriu-zis.

Section limnogeologique N-S par les carottages exécutés au cours de l'été 1972.

I. Dépôts submergés. 1, pelogène noirâtre, parfois sablonneux (pN), d'autres fois en mélange avec de la boue (p + n); 2, boue noire, onctueuse (n); 3, vase grisâtre, onctueuse (a), parfois sablonneuse (b) (mcN); 4, vase jaunâtre, plastique; 5, vase jaunâtre, provenant de la désaggrégation des loess; II, dépôts de surface; 7, loess jaunâtres, macroporiques; 8, échantillons d'eau de surface et de fond (recollés en novembre 1970); 9, carottage (1972); 10, niveau du lac; 11, digue de terre tassé carrossable, construite au cours de l'été 1970; 12, détail dans les dépôts de fond (fig. 11); GN, golfe septentrional; L, lac proprement-dit.



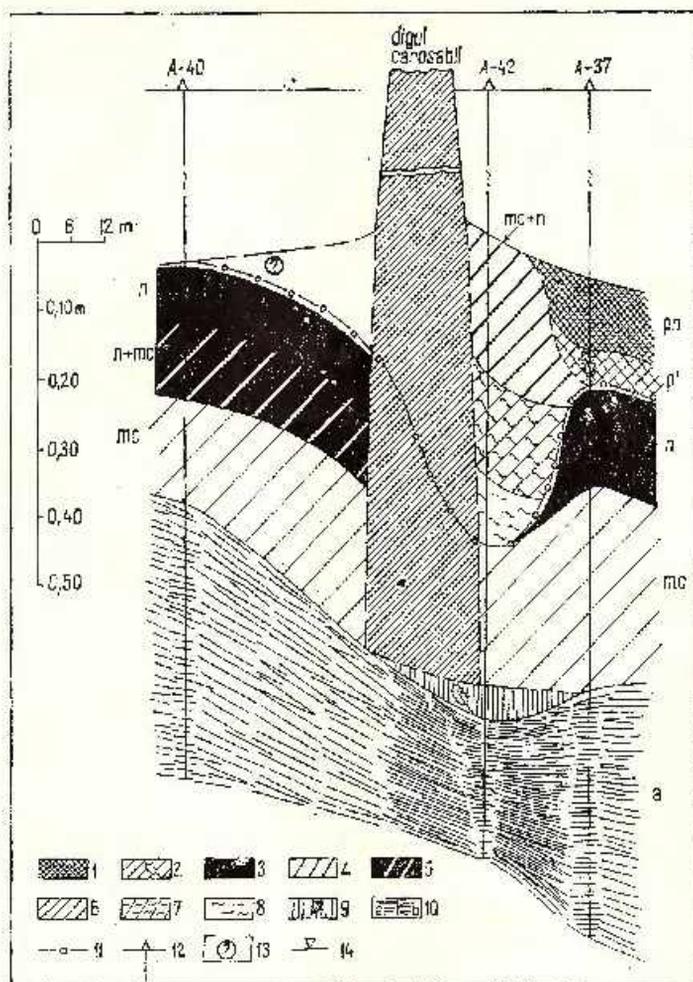


Fig. 11. — Secțiune limnogeologică de detaliu în zona digului carosabil care separă lacul propriu-zis de golul său nordic.

1, pelogen nisipos; 2, pelogen cu resturi vegetale parțial descompuse; 3, nămol negricios, onctuos; 4, ml cenușiu + nămol negru; 5, nămol negru + ml cenușiu; 6, ml cenușiu; 7, ml gălbui + ml cenușiu; 8, ml gălbui provenit din dezagregarea loessului; 9, nivel de îmbogățire în sulfuri de fier, negru, cu multe resturi vegetale, parțial transformate (scoarță, stuif); 10, argile plastice; a, cenușii; b, negricioase; 11, relieful de fund probabil, înainte de construirea digului carosabil; 12, carotaje; 13, depuneri în curs de evoluție probabilă spre nămol negru; 14, nivelul lacului.

Section limnogeologique de détail dans la zone de la digue carrossable qui sépare le lac proprement-dit de son golfe septentrional.

1, pelogène sableux; 2, pelogène à restes vestiges de plantes partiellement décomposés; 3, boue noire + vase grisâtre; 4, vase grisâtre; 5, vase jaunâtre + vase grisâtre; 6, vase jaunâtre provenue de la désagrégation du loess; 7, vase jaunâtre provenue de la désagrégation du loess; 8, vase jaunâtre provenue de la désagrégation du loess; 9, niveau d'enrichissement en sulfures de fer, noir avec des nombreux restes végétaux, partiellement transformés (écorce, roseau); 10, argiles plastiques: a, grisâtres; b, noires; 11, relief de fond probable, avant la construction de la digue carrossable; 12, carotages; 13, dépôts en cours d'évolution, probablement vers la boue noire; 14, niveau du lac.

TABELUL 5

Compoziția chimică parțială (în p.p.m.) a depozitelor submerse din lacul Amara

Tipul de* depozit	C _{o r g u} **	S _n	Cl _n	SO _{4n}	Fe _n (total)
L	1200—2400 <u>1866</u>	5300— 6100 <u>5733</u>	2100— 6500 <u>3600</u>	2400— 3400 <u>2900</u>	28000—32000 <u>30433</u>
(m)	1800	5500	1800	5400	28100
(pN)	18600	10350	1100	6580	39400
p+n	13800— 31000 <u>22400</u>	7200— 17700 <u>12450</u>	200— 1400 <u>800</u>	2900— 11600 <u>7250</u>	24700— 31100 <u>27900</u>
n	13400— 23500 <u>19400</u>	14200— 16300 <u>15375</u>	2100— 4200 <u>3025</u>	5500— 14300 <u>9350</u>	23500— 45000 <u>35250</u>
n+mc	16100— 19800 <u>17950</u>	4620— 15900 <u>10270</u>	2840— 4100 <u>3470</u>	11000— 13200 <u>12100</u>	30900— 38200 <u>34550</u>
(mc+n)	12700	3770	3200	6950	34600
mc	4500— 30900 <u>18444</u>	620— 19200 <u>12145</u>	1800— 4500 <u>2933</u>	2670— 33500 <u>12975</u>	26800— 39500 <u>33222</u>
mcN	13000— 13600 <u>13300</u>	7350— 9720 <u>8535</u>	3530— 4450 <u>3990</u>	15360— 32380 <u>23970</u>	26200— 24800 <u>25500</u>
n → a	23000— 24500 <u>23750</u>	13800— 14500 <u>14150</u>	400— 1400 <u>900</u>	7100— 13100 <u>10000</u>	36000— 33700 <u>34850</u>
mc → a	18300	11750	4550	36510	31100
a	13100— 24400 <u>19518</u>	7000— 17800 <u>12354</u>	700— 6400 <u>1972</u>	2900— 11400 <u>4648</u>	25400— 40100 <u>31027</u>

* Pentru tipurile de depozite submerse ale căror simboluri sînt cuprinse între paranteze, s-a menționat valori de conținut singulare; pentru celelalte, s-a citat intervalul de variație (numărătorul fracției) și respectiv media aritmetică (numitorul fracției).

**Conținuturile în carbon organic au fost determinate prin metoda volumetrică cu aparatul Ströblin (analiză: D. Țintilă și Elena Oprea).

Analizele au fost efectuate în laboratoarele IGPSMS.



TABELUL 6

Valorile indicelui de utilizare a componenților Cl, SO₄ și Fe total din apele de fund ale lacului Amara, de către diverse sedimente actuale (F — ape de fund)

Tipul de sedimente	Cl _n : Cl _w (F)	SO _{4n} : SO _{4w} (F)	Fe _n : Fe _w (F)
(m)	0,49	0,81	∞
(pN)	0,30	1,09	∞
p+n	0,06—0,43	0,65—2,83	823333—1036666
	0,24	1,74	929999
n	0,65—1,09	1,41—2,49	90384—1500000
	0,88	2,05	1001762
n+mc	0,76—1,08	1,74—2,24	257500—477500
	0,92	1,99	367500
(mc—n)	0,91	1,32	3460000

Indicii de utilizare ai unor componenți solubili din apă vor fi următorii (conform figurilor 16 și 18):

$$\frac{Cl_n}{Cl_w} (F) < 0,55$$

$$\frac{SO_{4n}}{SO_{4w}} (F) > 2,40$$

$$\frac{Fe_n}{Fe_w} (F) < 1200000$$

Comparând valorile menționate mai sus cu intervalele de valori pentru aceiași parametri din tabelele 5 și 6, vom vedea că în condițiile limnocoenozice date este foarte posibilă predominarea și coexistența următoarelor tipuri de depozite: (p+n), (mc) și subordonat (n). În raport însă cu răspîndirea mare, dominantă, a depunerilor de nămol negru, onctuos, reprezentată pe planul I.B.F., scara 1:2000 (1961), situația estimată de noi corespunde unei posibile „inhibări” a proceselor de peloidogeneză (nedepășindu-se faza de amestec p—n) cît și unei degradări a nămolului negru, onctuos(n) la stadiul de ml cenusiu (mc), evident datorită îndulcirii exagerate a apelor lacului. Rămîne de văzut dacă aceste ultime depuneri își mai păstrează calitățile terapeutice definite anterior prin cercetările Institutului de Balneologie și Fizioterapie.

D) Corelații între grosimea nămolurilor negre (onctuoase — n — și pelogene — p+n —) și chimismul apelor de fund

Variația grosimilor de nămol negru (onctuos și pelogen), în funcție de valorile $R_{F_w}(F)$, $pH_w(F)$ și $Fe_w(F)$ a fost reprezentată grafic în figura



Fig. 12. Corelația conținuturilor în carbon organic ($C_{org n}$), fier total (Fe_n) și sulfuri (S_n) din depunerile submerse cu valorile rezidului fix al apelor de fund ale lacului RF_w (F).

Corrélation des teneurs en carbone organique ($C_{org n}$), fer total (Fe_n) et sulfures (S_n) des dépôts submergés à valeurs du résidu sec des eaux de fond du lac RF_w (F).

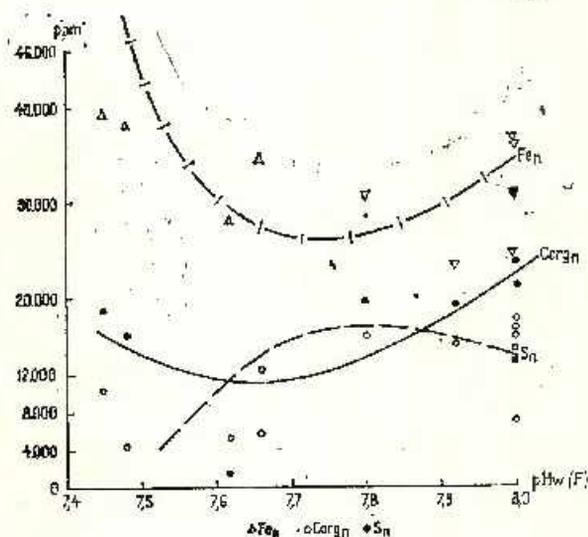
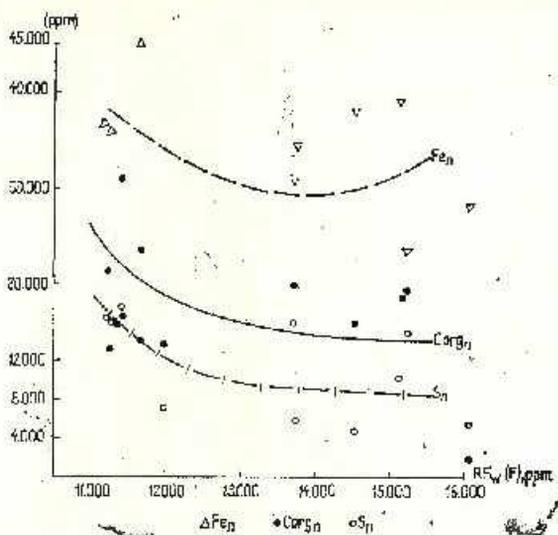
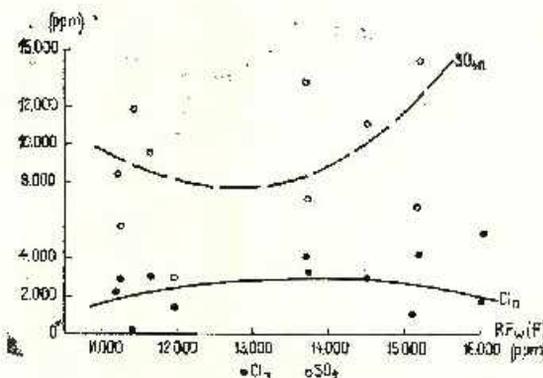


Fig. 13. — Corelația conținuturilor în carbon organic ($C_{org n}$), fier total (Fe_n) și sulfuri (S_n) din depunerile submerse cu valorile indicelui pH al apelor de fund ale lacului, pH_w (F).

Corrélation des teneurs en carbone organique ($C_{org n}$), fer total (Fe_n) et sulfures (S_n) des dépôts submergés avec les valeurs de l'indice pH des eaux de fond du lac, pH_w (F).

Fig. 14. — Corelația conținuturilor în cloruri (Cl_n) și sulfati (SO_{4n}) din depunerile submerse cu valorile rezidului fix al apelor de fond, RF_w (F).

Corrélation des teneurs en chlorures (Cl_n) et en sulfates (SO_{4n}) des dépôts submergés avec les valeurs du résidu sec des eaux de fond, RF_w (F).



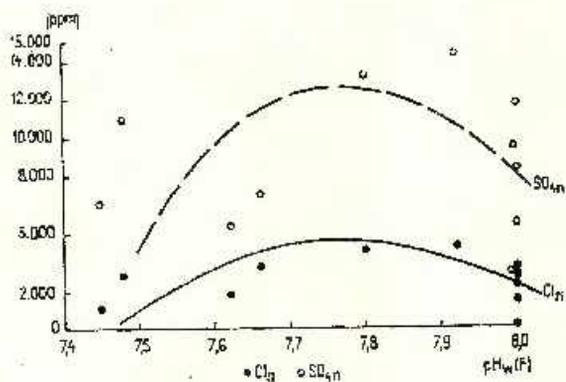


Fig. 15. — Corelația conținuturilor în cloruri (Cl_n) și sulfazi (SO_{4n}) din depunerile submerse cu valorile indicelui pH al apelor de fund ale lacului, $pH_w(F)$.

Corrélation des teneurs en chlorures (Cl_n) et en sulfates (SO_{4n}) des dépôts submergés avec les valeurs de l'indice pH des eaux du fond du lac, $pH_w(F)$.

Fig. 16. — Corelația indicilor de utilizare ai clorurilor ($Cl_n : Cl_w$) și respectiv ai sulfaziilor ($SO_{4n} : SO_{4w}$) din apele de fund ale lacului (1, 2), cu valorile rezidului fix, $RF_w(F)$.

Corrélation des indices d'utilisation des chlorures ($Cl_n : Cl_w$) et respectivement des sulfates $SO_{4n} : SO_{4w}$ des eaux de fond du lac (1, 2), avec les valeurs du résidu sec, $RF_w(F)$.

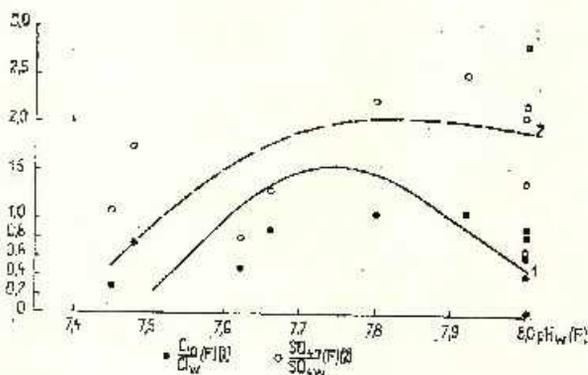
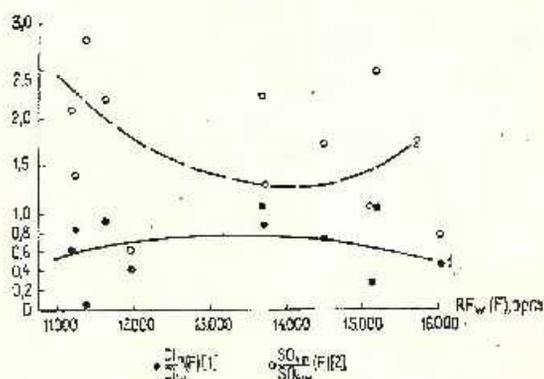


Fig. 17. — Corelația indicilor de utilizare ai clorurilor și sulfaziilor cu valorile indicelui pH al apelor de fund ale lacului, $pH_w(F)$. Corrélation des indices d'utilisation des chlorures et des sulfates avec les valeurs de l'indice pH des eaux de fond du lac, $pH_w(F)$.



20. De remarcat că valoarea de 0,05 p.p.m. $Fe_w(F)$ la care corespunde grosimea maximă de nămol în lacul Amara este relativ inferioară cifrei de 0,1 ppm. Fe_w , apreciată de noi ca fiind absolut necesară depunerii de pelogen în lacul Băile Mitreni—Ilfov (Bulgăreanu, 1974 b).

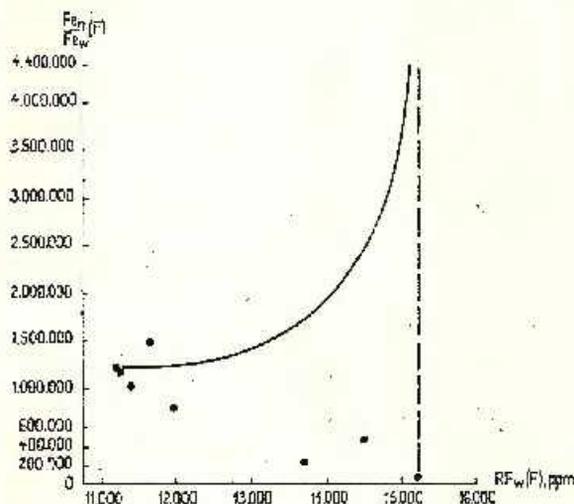


Fig. 18. — Correlația indicelui de utilizare a fierului din apele de fund ale lacului cu valorile rezidului fix.

Corrélation de l'indice d'utilisation du fer des eaux de fond du lac avec les valeurs du résidu sec.

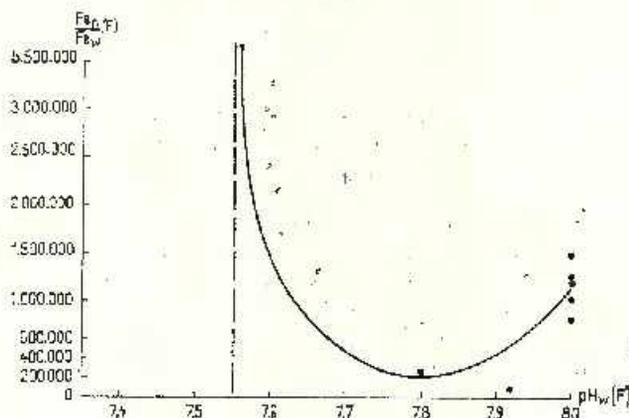


Fig. 19. — Correlația indicelui de utilizare a fierului din apele de fund ale lacului cu valorile indicelui pH.

Corrélation de l'indice d'utilisation du fer des eaux de fond du lac avec les valeurs de l'indice pH.

În situația cînd la Amara, $RF_w \leq 4500$ p.p.m. (aug. 1973), grosimile posibile de nămoluri negre (conform curbelor din fig. 20) se apropie de zero sau devin chiar nule. Aceasta înseamnă că în situația îndulcirii exagerate a apelor lacului, nu mai este, în principiu, posibilă formarea nămolurilor negre propriu-zise (n).

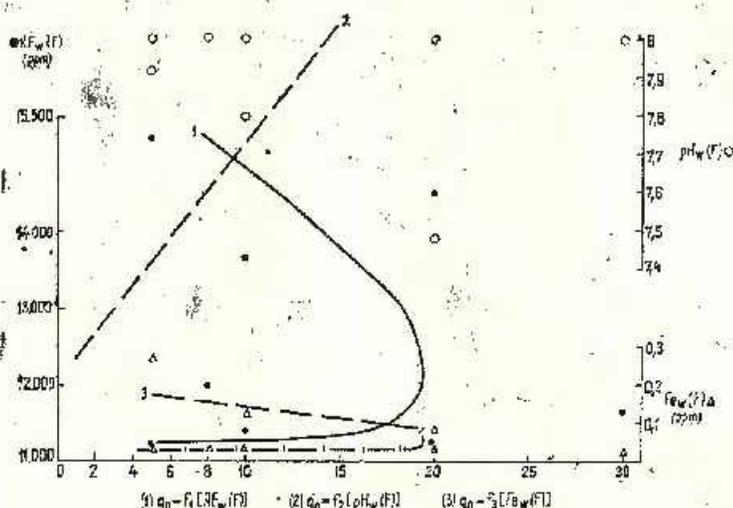


Fig. 20. — Correlația între grosimea depunerilor de nămoluri negre, inclusiv pelogene și valorile rezidului fix, indicelui pH și conținuturilor de fier total din apele de fund ale lacului.

Corrélation entre l'épaisseur des dépôts des boues noires, inclusif pelogènes et les valeurs du résidu sec, et de l'indice pH et les teneurs en fer total des eaux de fond du lac.

E) Modificările compoziției chimice a depozitelor submerse în cadrul proceselor de formare (peloidogeneză) sau de „distrugere” a nămolurilor negre

În urma analizei raporturilor stratigrafice și genetice existente între diversele depozite submerse din lacurile Băile Mitreni — Ilfov (Bulgăreanu, 1974 b), Nuntași—Constanța (Bulgăreanu et al., 1974 a) Unturosu, Tâtaru, Plașcu și Chioibășești—Brăila precum și Amara (figurile 10 și 11), am schițat schema peloidogenezei și a proceselor conexe care se desfășoară în cuvetele lacustre cu versanți de natură loesoidă (fig. 21).

Prin levigarea sau abraziunea lacustră a versanților de natură loesoidă (L), se formează așa-numita masă pelitică de bază, adică mîlul gălbui sau cafeniu (m). Pornind de la mîlul gălbui am figurat 5 variante principale de peloidogeneză și de „distrugere” (în sensul adoptat de Țuculescu, 1965) a nămolurilor negre, onctuoase (IA, IB, IIA, IIIA și IIIB), alături de alte două variante secundare de formare a depozitelor predominant nisipoase (IB1 și IIA1).

Varianta IA : (m) — (mc) (mc + n) — (n + mc) — (n) — (n → a) — (a);

IB : (m) — (p) — (p + n) — (n) — (n → a) — (a);

IIA : (m) — (mN) — (aN);



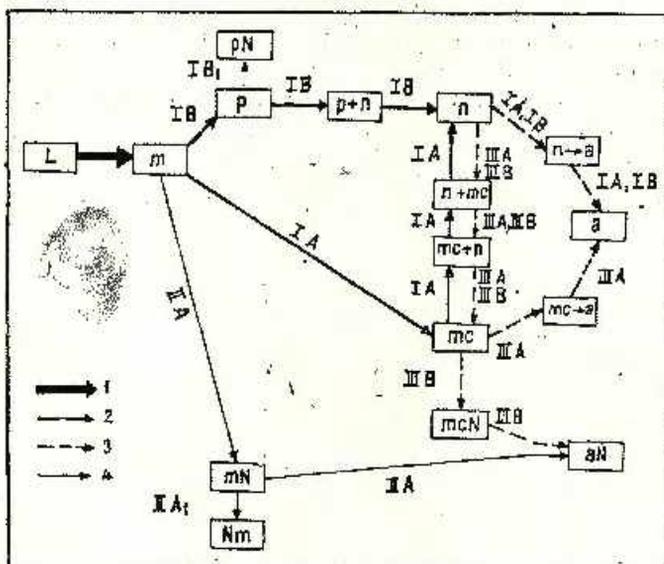


Fig. 21. — Peloidogeneza și procesele conexe din cuvetele lacustre cu versanți de natură loessoidă.

1, formarea masei pelitice de bază în urma levigării și/sau abraziunii versanților de natură loessoidă; 2, variantele principale de peloidogeneză; 3, variantele principale ale procesului de „distrugere” a nămolului; 4, variantele secundare ale procesului de formare a depunerilor nisipoase.

Peloidogeneză et les processus conexas des cuvettes lacustres à versants de nature loessoides.

1, formation de la masse pelitique de base à la suite de la lévigation et/ou de l'abrasion des versants de nature loessoides; 2, variantes principales de peloidogeneză; 3, variantes principales du processus de „destruction” de la boue; 4, variantes secondaires du processus de formation des dépôts sablonneux.

IIIA : $(n) - (n + mc) - (mc + n) - (mc) - (mc \rightarrow a) - (a)$;

IIIB : $(n) - (n + mc) - (mc + n) - (mc) - (mcN) - aN$).

Variante secundare (prin aport de nisip):

IB1 : $(p) - (pN)$;

IIA1 : $(mN) - (Nm)$.

Diversele faze ale variantelor susmenționate corespund unor modificări de ordin chimic (fig. 22, 23, 24 și 25). Analiza acestor modificări chimice, arată următoarele:

— procesele de peloidogeneză implică în general, creșteri de conținut în C_{org} și Fe_n și într-o oarecare măsură și de S_n și SO_{4n} ; conținuturile de Cl_n prezintă însă tendințe variabile, explicabile probabil datorită caracterului sulfat și nu clorurat al apelor lacului;



— indicele de utilizare al SO_{4w} crește în intervalul de peloidogeneză, dar indicii $Fe_n : Fe_w$ și $Cl_n : Cl_w$, manifestă tendințe variabile;

— procesele de „distrugere” a anămolului negru, onctuos, presupun scăderea conținuturilor de S_n , Fe_n și a valorii raportului $SO_{4n} : SO_{4w}$ alături de tendințe variabile pentru conținuturile în carbon organic, sulfatți, cloruri și a indicelui de utilizare $Fe_n : Fe_w$.

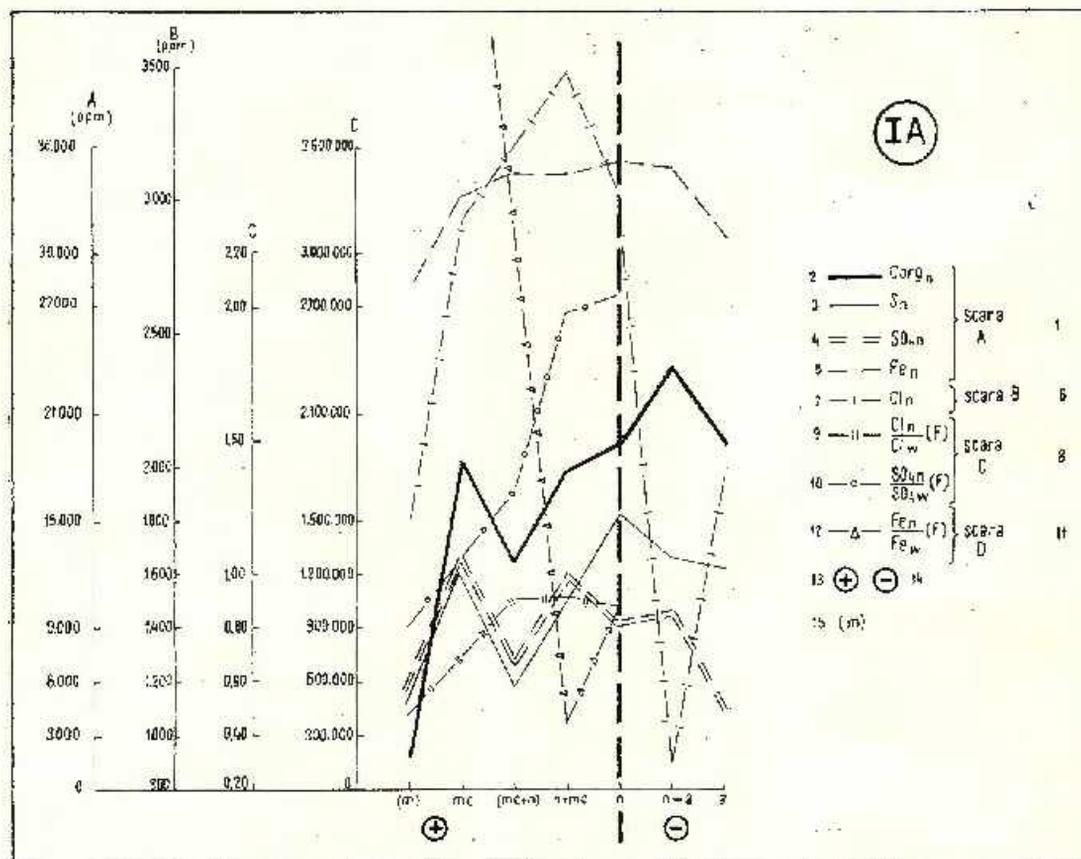


Fig. 22. Variația chimismului depozitelor submerse în varianta de peloidogeneză IA.

1, scara A; 2, carbon organic; 3, sulfuri; 4, sulfatți; 5, fier total; 6, scara B; 7, cloruri; 8, scara C; 9, indicele de utilizare a clorurilor din apele de fund ale lacului; 10, indicele de utilizare a sulfatților din apele de fund ale lacului; 11, scara D; 12, indicele de utilizare al fierului din apele de fund ale lacului; 13, peloidogeneză; 14, procese de „distrugere” a nămolului; 15, valori izolate. Variation du chimisme des dépôts submergés dans la variante IA de la peloidogeneză. 1, échelle A; 2, carbone organique; 3, sulfures; 4, sulfates; 5, fer total; 6, échelle B; 7, chlorures; 8, échelle C; 9, indice d'utilisation des chlorures des eaux de fond du lac; 10, indice d'utilisation des sulfates des eaux de fond du lac; 11, échelle D; 12, indice d'utilisation du fer des eaux de fond du lac; 13, peloidogeneză; 14, processus de „distruction” de la boue; 15, valeurs isolées.



Pentru a stabili însă dacă depozitele submerse ale unui lac pelogen sînt în plin proces de peloidogeneză sau de degradare, este nevoie ca, pe lângă analiza chimică a componentilor sus-amintiți, să examinăm cu deosebită atenție tranzițiile și raporturile între diversele tipuri de sedimente din lac, care reprezintă fazele uneia sau mai multor variante descrise mai sus.

În cazul lacului Amara, procesele de îndulcire ale apei au determinat în special transformări de tipul (n) — (me) în lacul propriu-zis și de tipul (n) — (n → a) — (a) și (m) — (p + n) în golful nordic, apele acestuia din urmă

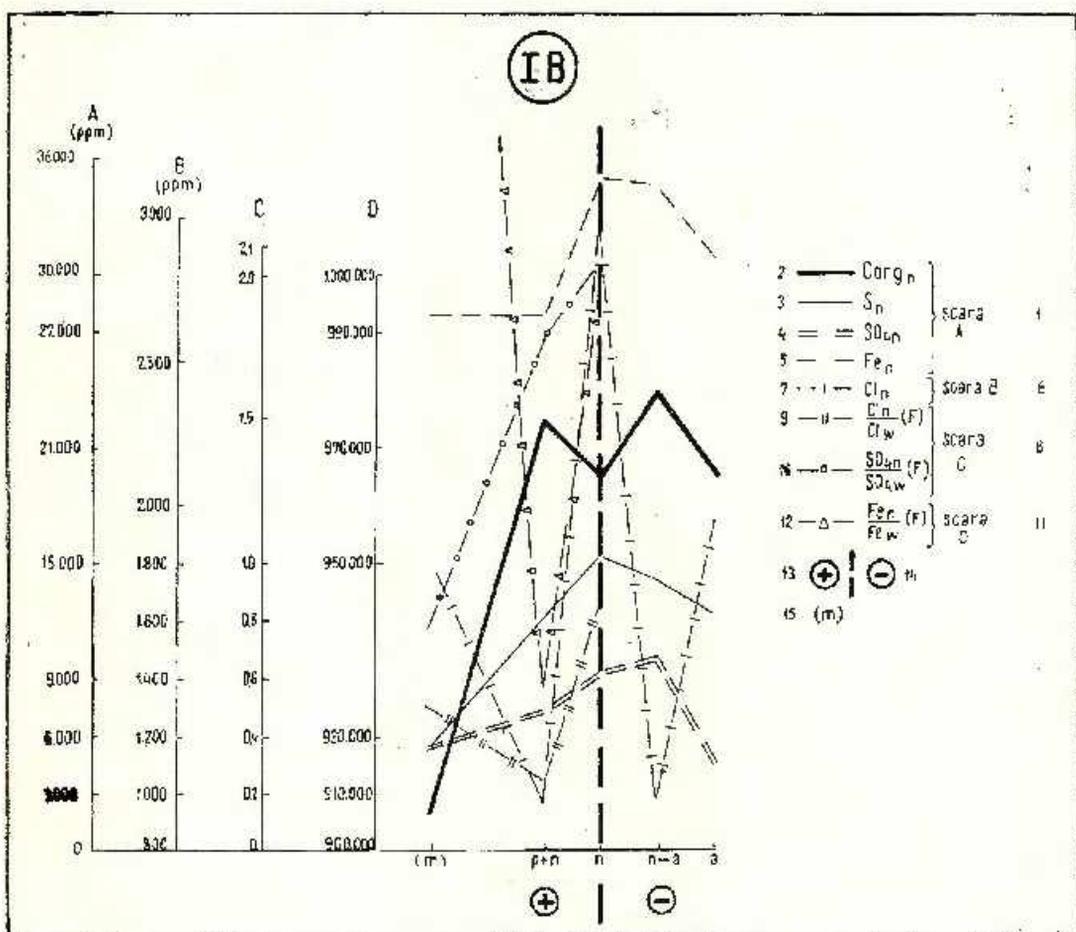


Fig. 23. — Variația chimismului depozitelor submerse în varianta de peloidogeneză IB (explicațiile ca la fig. 22).

Variation du chimisme des dépôts submergés en variante IB de la peloidogénèse (les mêmes explications qu'à la fig. 22).

prezentând un grad de îndulcire mai avansat. Abraziunea versantului sudic și spălarea versanților digului de pământ din golful nordic, determină „îmbogățirea” în ni ip a mîlului (m — mN) și pelogenului (p — pN), fig. 10.

IV. CONCLUZII

1. Lacul pelogen Amara (Talomîța), s-a format ca liman fluviatil sau într-un meandru, în condițiile concentrării apelor dulci din cuveța inițială, sub un climat semiarid.

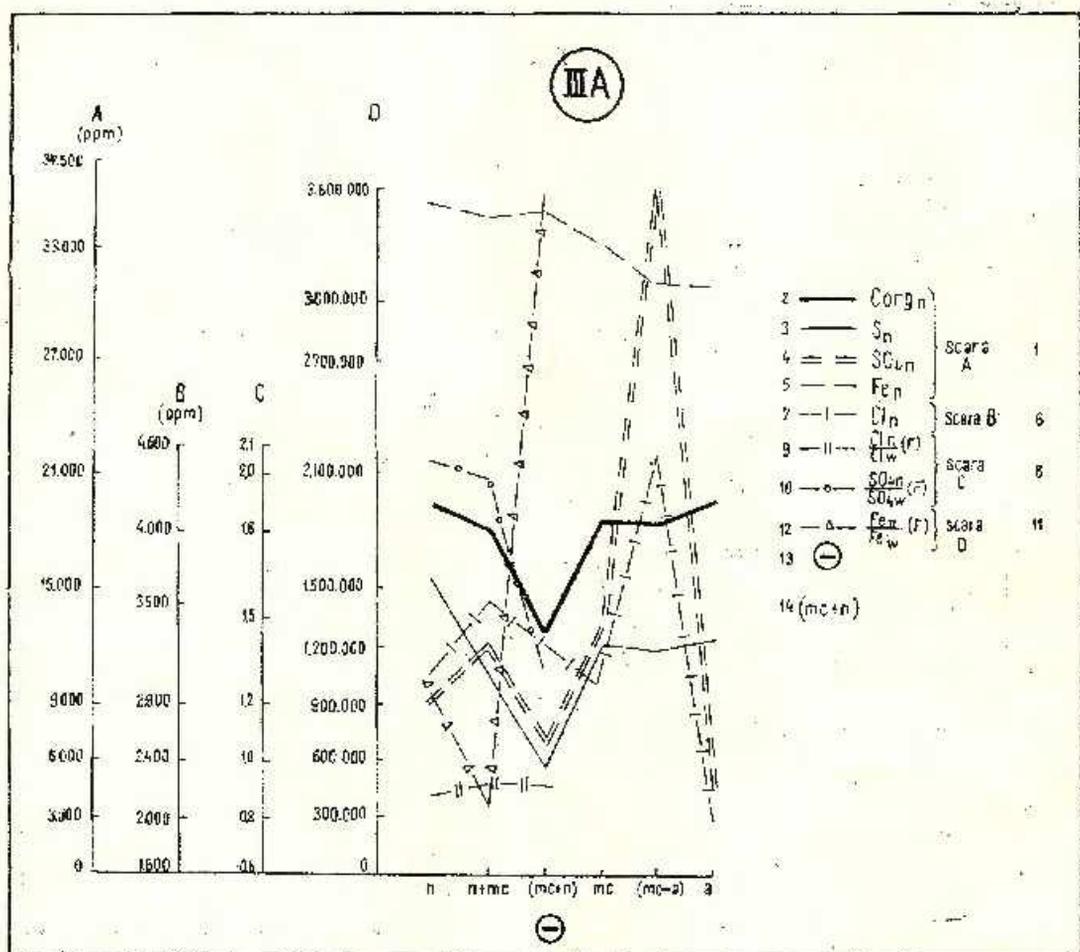


Fig. 24. — Variația chimismului depozitelor submerse în varianta de peloidogeneză III A (explicațiile ca la fig. 22).

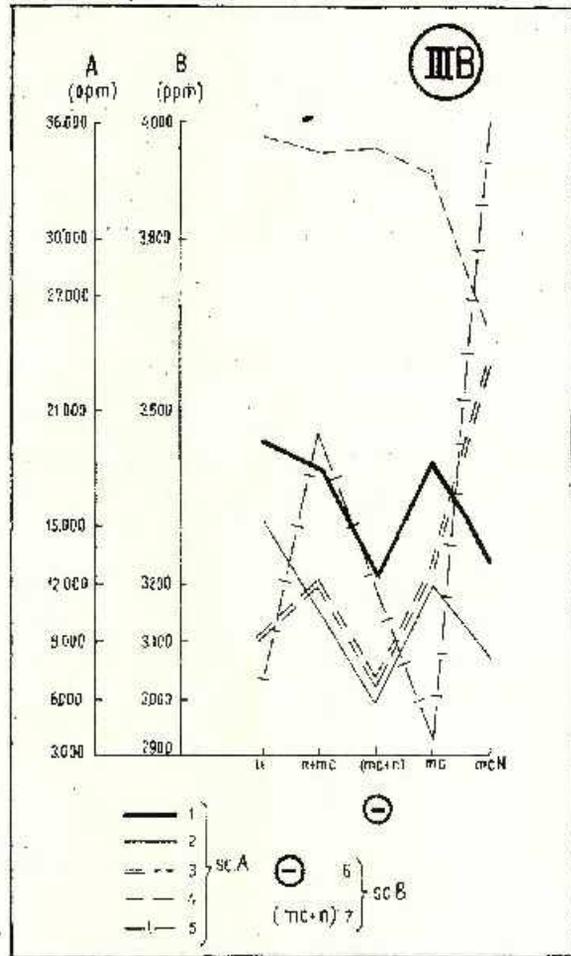
Variation du chimisme des dépôts submergés en variante III A de la peloidogénèse (les mêmes explications qu'à la fig. 22).



2. Îndulcirea exagerată a apelor sulfatate ale lacului în perioada 1972—1973 (+5,09 g/l/an!), a fost determinată de un climat mai umed (care a produs ridicarea nivelului hidrostatic general) cât și de aplicarea unor măsuri tehnico-gospodărești necorespunzătoare.

Fig. 25. Variația chimismului depozitelor submerse în varianta de peloidogenază III B (explicațiile ca la fig. 22).

Variation du chimisme des dépôts submergés en variante IIIB de la peloidogenèse (les mêmes explications qu'à la fig. 22)



3. Depozitele submerse au fost caracterizate prin conținuturile chimice în carbon organic, sulfuri, fier total, cloruri și sulfati, precum și prin indicii de utilizare a clorurilor, sulfatilor și fierului total din apele de fund ale lacului de către aceste sedimente.

4. Corelațiile între conținuturile de C_{org} , Fe_n , S_n , Cl_n , SO_{4n} , $\frac{Cl_n}{Cl_w}$ (F), $\frac{SO_{4n}}{SO_{4w}}$ (F) și $\frac{Fe_n}{Fe_w}$ (F) pe deoparte și RF_w (F) și pII_w (F) pe de altă parte, au arătat la nivelul exagerat de îndulcire a apei lacului (4,5 g/l în

august 1973), este posibilă existența în special a depunerilor de amestec de tipul pelogen + nămol negru (p+n) și a mlurilor ocazії (mo), primul ca produs incomplet format al peloidogenezei, celălalt ca produs de degradare a nămolului negru, onctuos.

5. Procesele de peloidogeneză și de „distrugere” a nămolului negru, onctuos, sînt sintetizate într-un număr de 5 variante principale, pornind de la masa pelitică de bază, reprezentată prin mlul gălbui și ajungînd la produsul final, nămolul negru, onctuos. Acesta se poate degrada, evoluînd spre argilă sau argilă nisipoasă.

6. Alte două variante secundare (procese de îmbogățire în nisip), au ca produși finali nisipul mlös (Nm) și pelogenul nisipos (pN).

7. Condițiile optime de $KF_w(F)$ și $pH_w(F)$, corespunzătoare chimismului mediu al nămolului negru din lacul Amara ($C_{org. n} = 19400$ ppm. $S_n = 13375$ ppm.; $Cl_n = 3025$ ppm.; $SO_{4n} = 9350$ ppm.; $Fe_n = 35250$ ppm și $Cl_n : Cl_w(F) = 0,88$; $SO_{4n} : SO_{4w}(F) = 2,05$; $Fe_n : Fe_w(F) = 1001762$) sînt următoarele :

$$KF_w(F) = 11100 - 11400 \text{ ppm. (sau } 11,1 - 11,4 \text{ g/l);}$$

$$pH_w(F) = 7,55 - 8,20,$$

ceea ce înseamnă că în afara acestor intervale de salinitate și pH, posibilitatea formării sau existenței depunerilor de nămol negru, onctuos este foarte redusă.

BIBLIOGRAFIE

- Bandrăbur T. (1961) Cercetări hidrogeologice pe interfluvial Ialomița-Mostîștea-Dunăre. *Com. Geol. St. tehn.-econ. ser. E* 5 141 - 164. București.
- Patrușius D. (1967) Harta geologică, sc. 1 : 200.000, fosia Călărași (text explicativ). Inst. Geol. București.
- Bulgăreanu V., Momea Gh., Momea Lucia (1974 a) Unele considerații limnogeologice asupra cuvetei lacustre Nuntași - Tuzla (complexul Sinoe). *Inst. Geol. St. tehn. econ. ser. II* 5. 123 - 132. București.
- (1974 b) Depozitele submerse și peloidogeneza la lacul Hăile Mitreți (jud. Ilfov). *Inst. Geol. St. tehn. econ. ser. II* 5. 135 - 161. București.
- (1975) Asupra limnogeologiei unor lacuri pelogene din Bărăganul central: Unturosu, Tălaru, Plăsen și Chiobășești (jud. Brăila). *D. S. Inst. Geol. LXI/1*. București.
- Cajal Mălina (1970) Slobozia Amara, mic îndreptar turistic, Edit. Stadion. București
- Găstescu P. (1963) Lacurile din R. P. R., geneză și regim hidrologic. Edit. Acad. R.P.R. București.
- (1971) Lacurile din România, limnologie regională. Edit. Acad. R. S. R. București.
- Lepsi I. (1935) Die Seen Finnäniens und ihre Bewirtschaftung. *Naturhist. Museum*. Chișinău.
- Liteanu E. (1956) Geologia și hidrogeologia ținutului dinărean dintre Argeș și Ialomița. *Com. Geol. St. tehn. - econ. ser. E* 4. București.



- Morariu T., Savu A. (1960) Les types génétiques de lacs et leur répartition sur le territoire de la République Populaire Roumaine. *Rev. géol. géogr.* IV/1, București.
- Murgoci G. (1907) La plaine roumaine et la Balta du Danube. București.
- Petrescu P. (1940) Recherches hydrochimiques dans la région NE de la Plaine Roumaine. *Ann. Inst. géol. Roum.* XX, 222 — 341, București.
- Pricăjan A. (1961) Cercetări hidrogeologice în interfluviul Ialomița Buzău. *Cont. geol. St. Ichn. — econ. ser.* 15 115 — 139, București.
- Șenchea Natalia (1948) Formarea lacurilor din România. *Rev. ști. „V. Adamachi”*, XXXIV, Iași.
- Ștefănescu G. (1898) Relațiune sumară asupra structurii geologice în județul Ialomița. *An. Mus. geol. pal.* pe anul 1895 București.
- Ștefănescu S., Dumitrescu V., Demayo Bina, Trică Valeria, Leonte Eugenia, Ionescu C. A., Stănescu P. (1970) Contribuții la studiul complex fizico-chimic și microbiologic al lacului Amara (jud. Ialomița). *Apel. minerale și nămolurile terapeutice din R. S. R.* III. Edit. Medic. București.
- Țuculescu I. (1965) Biodinamica lacului Techirghiol; biocenozele și geneza nămolului. Edit. Acad. R. S. R. București.
- Vilisan G. H. (1916) Cîmpia Română *Bul. Soc. Geogr.* 2, București.

LIMNOGÉOLOGIE DU SECTEUR CENTRAL DU LAC PELOGÈNE D'AMARA (DÉPARTEMENT D'IALOMIȚA)

(Résumé)

Le lac pelogène (à dépôts de boue sapropélique) d'Amara, situé dans la Plaine de Bărăgan, au nord de la rivière d'Ialomița, s'est formé en tant que limane fluviale (selon d'autres auteurs — dans un bras abandonné), dans les conditions d'une concentration des eaux douces de la cuvette initiale, dans un climat semi-aride. Ces dernières années, surtout après 1970, les eaux sulfatées sodiques-magnésiennes du lac ont subi un processus d'adoucissement plus accentué qui s'est manifesté par la baisse de la salinité du lac (en novembre 1970 d'environ 13,7g/l) de plus de 2 g/l par an. L'action du facteur climatique prédominant a été renforcé par le facteur anthropique.

L'adoucissement — dû à l'apport fréatique et superficiel — a eu aussi une autre conséquence directe : l'apparition de nouvelles surfaces de roseau et le développement ou l'épaississement du roseau existant.

Les carottages exécutés dans la zone centrale du lac ont indiqué l'existence de trois niveaux principaux : basal, d'argile plastique, grisâtre ou noirâtre; intermédiaire, contenant des vases grisâtres avec ou sans passages à la boue noire, onctueuse; supérieur constitué de boues noires, onctueuses et de boues pelogènes, noires à viscosité réduite.

Le matériel psamitique, présent dans les vases sablonneuses ou dans le pelogène sablonneux, est introduit dans l'eau du lac par les processus d'abrasion ou de lévigation périodique des versants de nature loessoides. Les mêmes processus peuvent déterminer aussi la mobilisation du matériel pélitique, qui forme des dépôts de vase jaunâtre surtout dans la zone littorale.



Les dépôts submergés décrits ont été caractérisés du point de vue chimique par les teneurs en carbone organique (déterminé par la méthode volumétrique avec l'appareil Ströhlein), en sulfures, chlorures, sulfates et fer total. En outre, on a calculé les soi-disants „indices d'utilisation" de certaines composantes dissoutes dans l'eau du lac. Ces indices représentent la valeur des rapports entre les teneurs (en p. p. m.) d'une composante donnée du dépôt submergé prise en considération et la même teneur (en p. p. m.) de l'eau de fond qui recouvre le sédiment. Des valeurs élevées de cet indice (même infinies !) ont été obtenues au cas du fer total.

Pour apprécier la mesure dans laquelle la diminution de la salinité des eaux du lac d'Amara (à environ 4,5 h/l en août 1973) peut influencer les caractéristiques physico-chimiques des boues noires, onctueuses, donc le processus même de la peléidogenèse, nous avons essayé de mettre en corrélation d'abord les teneurs chimiques en carbone organique (C_{org}), sulfures (S_n), chlorures (Cl_n), sulfates (SO_n) et fer total (Fe_n) des sédiments actuellement submergés avec les principaux paramètres suivants : le résidu sec (RF_w) et l'indice pH(pH_w) des eaux de fond. Les mêmes indices hydrochimiques ont été mis également en corrélation avec les indices d'utilisation des chlorures ($Cl_n : Cl_w$), des sulfates ($SO_{4w} : SO_{4n}$) et du fer total ($Fe_w : Fe_n$).

Dans les conditions limnochimiques données (adoucessement et baisse relative de l'indice pH_w), sur la base des mises en corrélations ci-dessus mentionnées, nous avançons la conclusion, qu'il est très possible que les Vases grisâtres, le mélange de boue noire et pelogène prédominent et coexistent, et que les boues noires apparaissent d'une manière subordonnée ; il s'agirait donc d'une „dégradation" possible des boues noires, onctueuses, antérieurement prédominantes. La constitution des boues noires dans des quantités très réduites est confirmée aussi par les courbes qui expriment le rapport entre l'épaisseur de la couche de boue formée et les valeurs RF_w et pH_w .

Sur la base de l'analyse des rapports stratigraphiques et génétiques entre les différents dépôts submergés du lac d'Amara et d'autres lacs pelogènes (Băile Mitreni — département d'Ilfov, Nuntași — département de Constanța; Unturosu, Tâtaru, Plașcu et Chioibășesti — département de Brăila), nous avons esquissé le schéma de la peléidogenèse et des processus connexes qui ont lieu dans les cuvettes lacustres à versants de nature loessôide.

Par lévigation ou/et abrasion lacustre des versants de nature loessôide prend naissance la soi-disante „masse pelitique de base", correspondante à la vase jaunâtre ou brunâtre submergée, qui subit des transformations positives (peléidogenèse) entraînant la formation des boues noires, onctueuses, ou des transformations négatives — de „destruction" de ces boues par minéralisation et tassement (en tout 5 variantes). En outre, nous citons 2 variantes secondaires de constitution des dépôts, surtout sablonneux (par apport de sable).

L'analyse des transformations chimiques correspondantes aux différentes phases des 7 variantes sus-mentionnées, met en évidence les faits suivants :

— le processus de peléidogenèse implique en général des teneurs accrues en carbone organique et en fer total et dans une certaine mesure en sulfures et sulfates ; l'indice d'utilisation des sulfates manifeste lui aussi des tendances de hausse.

— les processus de „destruction" de la boue noire, onctueuse, correspondent à la baisse des teneurs en sulfures, en fer total et des valeurs de l'indice d'utilisation des sulfates.

Toutefois, pour établir si les dépôts submergés d'un lac pelogène sont en plein processus de peléidogenèse ou de dégradation, il s'impose que l'analyse chimique des composantes sus-mentionnées s'accompagne d'un examen attentif des transitions et des rapports entre différents types de sédiments du lac, qui représentent les phases d'une des variantes ci-dessus décrites.

I. MINERALOGIE, PETROLOGIE, GEOCHIMIE

ALTE ȚĂRI

**DONNEES PRELIMINAIRES CONCERNANT LE VOLCANISME
EXPLOSIF DE „MEDIA VALLE-LATINA” (PROVINCE
VOLCANIQUE ROMAINE, ITALIE) ¹**

PAR

ANTONELLO ANGELUCCI ², PIETRO BROTZU ³, GIACOMO CIVITELLI ³, LUCIO
MORBIDELLI ³, SERGIU PELTZ ⁴, GIANBOSCO TRAVERSA ³

Abstract

Preliminary Data Concerning the Explosive Volcanism of the „Media Valle-Latina” (Romanian volcanic province, Italy). In the Ceccano-Supino-Giuliano di Roma province, during the Quaternary a predominantly explosive volcanic activity unfolded. The products are represented by epiclastics and pyroclastics with fragments of tephritic leucitite, leucitic tephrite, tephrite with analcime, phonitic tephrite with analcime; the participation of the lavas is subordonately. Relying on the common characters as regards the petrographic types and the facies, there are separated the following volcanoelastic formations: Spinazzola, Boşehello, Badia, Patrica, Giuliano di Roma. The presence of the volcano-sedimentary series in various sectors of the volcanic area points to the existence of some moments of volcanic repose. The members of the formations are correlated on sectors or in the whole investigated area; this fact points to the common characters of the eruptive phenomena or of the accumulation way of the products. Pyroclastic facies show either a dispersed explosive activity along some fractures, or an activity of the central type with numerous volcanic apparatus of small dimensions.

1. Introduction

La partie centrale et méridionale de la Province Romaine (Laziale) a été le siège de nombreuses et importantes manifestations volcaniques, déroulées tout le long du Pliocène et du Quaternaire. Les

¹ Compte rendu présenté à la Séance du 19 Avril 1974.

² Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Roma. Città Universitaria, Roma.

³ Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Roma. Città Universitaria, Roma.

⁴ Institutul de Geologie și Geofizică str. Caransebeș nr. 1, București.



structures volcaniques en direction NW-SE, s'étendent sur une distance d'approximativement 200 km, à partir du lac Bolsena, au N, jusqu'au cours moyen de la vallée Latine (Ernici), au S (environ 70 km sud-est de Rome). On peut grouper ces structures dans les subprovinces suivantes: Vulsini, Cimino, Sabatini, Albano, Media Valle Latina, (fig. 1).

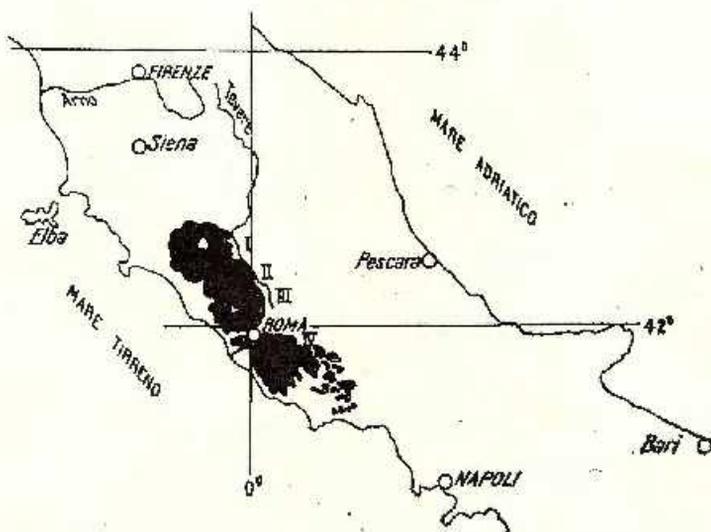


Fig. 1. — Localisation de la province volcanique romaine.
Subprovinces: I, Vulsini; II, Cimino; III, Sabatini; IV, Albano;
V, Media Valle Latina

La géologie et la pétrographie de chacune de ces subprovinces ont été étudiées de manières plus ou moins détaillée. Par exemple, dans la subprovince de la „Media Valle-Latina”, jusqu'à l'heure actuelle, on n'a point entrepris des recherches détaillées en ce qui concerne les structures éruptives et leurs produits. Les données dont nous disposons ont été fournies par les études régionales dont l'attention fut tout spécialement portée vers les formations sédimentaires qui sont les plus étendues.

En vue d'approfondir la connaissance de la subprovince volcanique de la „Media Valle-Latina” on a pris l'initiative de procéder à une étude systématique des formations volcanoclastiques en effectuant des recherches complexes d'ordre minéralogique-pétrographique, sédimentologique et géochimique.

Le but de cette note est de présenter quelques renseignements préliminaires résultats de l'examen des produits du volcanisme explosif, notamment: d'établir les lithotypes et leur succession, de les grouper par formations volcanoclastiques et par „membres”, d'établir des corrélations en vue de tirer au clair l'histoire du volcanisme de cette région et de placer les manifestations explosives dans le cadre général géovolcanologique.

2. Caractères géologiques généraux

Le soubassement sédimentaire sur lequel reposent les produits du volcanisme manifesté dans la partie moyenne de la vallée Latina se caractérise par la participation de la „série latiale abruzzèse”. Cette série débute par de puissantes séquences calcaires et calcaréo-dolomitiques d'âge mésozoïque, sous faciès de plate-forme carbonatique (Colaiccchi, 1967; Praturlon, 1958; Carbone et al., 1971). Il y a des secteurs où ces séquences sont surmontées, en discordance parallèle, par des calcaires à Bryozoaires et Lithothamnium, serravallien, qui constituent le dernier terme de la sédimentation calcaire marine. La série continue par des „marnes à *Orbulina*” (Accordi et al., 1967), des turbidites tortoniens (Angelucci, 1966) montrant parfois des intercalations „d'argiles chaotiques” (Angelucci et al., 1963).

Ces termes ont été récemment réunis dans les complexes suivants : a) Complexe „panormide” (contient l'ensemble des séquences carbonatées mésozoïques et miocènes); b) Complexe „Ex-post-orogène” (dépôts tortoniens); c) Complexe „sicilide” (argiles chaotiques). Cette terminologie a été utilisée lors de l'élaboration du modèle structural de l'Italie au 1/1 000 000^e imprimé par le C.N.R. sous la dirgence scientifique de Ogniben.

Les termes susmentionnés supportent, en discordance, des dépôts néoautochtones, prédominants pléistocènes. L'épaisseur des formations antérieurement mentionnées est variable, notamment : les calcaires mésozoïques sont épais d'approximativement 2000 m, les calcaires à Bryozoaires et à Lithothamnium et les marnes à *Orbulina* sont épais de 50 à 100 m, alors que les grès turbiditiques sont épais d'environ 500 m.

La structure de la région est assez complexe vu les différentes phases tectoniques qui s'y sont succédé. L'actuel aspect structural est lié aux mouvements distensifs récents, autant qu'aux phases de translation précédentes, qui ont conduit au charriage des masses carbonatées rigides sur celles arénacées-argileuses plastiques (Accordi, 1966a).

Au cours du Crétacé, les plus anciennes phases tectoniques ont affecté la plate-forme carbonatique, la compartimentant en plusieurs blocs. Au cours de l'Helvétien débute la principale phase tectonique qui a conduit à l'effondrement général créant des conditions favorables au dépôts des sédiments turbiditiques. À partir de la fin du Miocène et jusqu'au début du Pliocène surviennent des moments qui ont conduit au chevauchement des différentes structures (Accordi, 1966a). Ultérieurement ont eu lieu des phases tectoniques distensives rattachées aux manifestations volcaniques survenues entre la fin du Pliocène et le début du Pléistocène.

Les alignements tectoniques de cette phase récente s'ordonnent en deux systèmes : NW—SE (appenninique) et NE—SW (antiappenninique). Tout aussi importants, toutefois subordonnés à ceux antérieurs, sont les systèmes NS et EW. Ces quatre systèmes ont conduit au décrochement des différentes formations et ont favorisé l'activité éruptive. Par ailleurs le long de ces systèmes de fractures sont jalonnés les principaux centres

d'éruption de la zone (Angelucci, 1967). Tout spécialement les alignements de Montelanico et de Fosso di Monte Acuto confirment l'étroite liaison entre les directions tectoniques et la présence des centres éruptifs.

3. Caractères de l'aire volcanique

Les centres d'éruption alignés le long de la bordure sud-ouest de la vallée Latina, entre Supino et Castro dei Volsci ont été pour la première fois signalés par Spadoni (1802) et décrits ensuite par Ponzii (1858 a) sous le nom de „volcans d'Ernici". La nature pétrographique de quelques uns des produits a été établie successivement par : Franco (1877), Viola (1898 a, b, 1898, 1899, 1902), Cumin (1919), Washington (1906) et Scherillo (1937) ont également effectué des analyses chimiques et pétrographiques. Plus récentes sont les recherches effectuées dans la région par Angelucci (1967) visant les relations entre la tectonique du Pléistocène et le volcanisme intrapenninique.

Le volcanisme déroulé dans la vallée Latina se manifeste sur un territoire dont la surface est d'environ 500 km². Il s'agit d'un grand nombre de petits volcans dispersés, dont les produits sont séparés par des formations sédimentaires miocènes revenant au soubassement pré-volcanique. Dans la plupart des cas, jusqu'à l'heure actuelle les cheminées volcaniques n'ont pas été identifiées. Parmi les plus importants centre d'éruption sont à signaler ceux de : Patrica, Fosso di Monte Acuto, Giuliano di Roma, Selva dei Muli, Folgara, Castellone, Fiano, La Badia, Boschetto, Colle San Marco, Colle Spinazzeta, Colle Vento, Arnara, Pofi.

Dans cette région le volcanisme apparaît au moins partiellement de type fissural et il s'est manifesté en étroite liaison avec la tectonique distensive responsable de l'actuel modelé des Appennins Centraux.

Vu leurs caractères pétrographiques les laves autant que les éléments des volcanites reviennent aux pétrotypes suivants : a) leucite téphritique ; b) téphrite leucitique ; c) téphrite à analcime ; d) fonotéphrite à analcime (Angelucci et al., 1974).

Les centres d'émission de type b, c, d apparaissent le long des fissures profondes en direction des Appennins ; les centres d'émission du type a sont localisés aux points d'inter section des différentes fractures (ex. Celletta et Giuliano di Roma).

Il y a lieu de remarquer que dans l'aire volcanique de la vallée Latina le faciès téphritique occupe des secteurs différents par rapport au faciès leucitique.

Les roches présentent une couleur gris-noirâtre et sont compactes. Les coulées de laves de Colle del Vento montrent quelques aspects macro-texturaux particuliers, de type „pillow", alors que celles du secteur de Giuliano di Roma montrent des „laminations de flux".

Toutes les laves présentent une structure porphyrique évidente, fait qui trahit des fractionnements intratelluriques significatifs. Le tableau 1 présente schématiquement les associations paragénétiques fondamentales des pétrotypes.



TABLEAU 1
Composition modale

Type pétrographique	Phéno-cristaux	Masse fondamentale
Leucite téphritique	Augite, parfois à noyau égirinique, leucite, sporadiquement olivine	Augite, labrador (An. 57-60%), anorthoclase, leucite, sporadiquement amphiboles et biotite.
Téphrite leucitique	Augite, parfois à noyau égirinique, labrador (An. 60-62%), sporadiquement olivine.	Augite, leucite, labrador (An. 58-60%), anorthoclase, sporadiquement amphiboles.
Téphrite à analcime	Augite, labrador (An. 58-62%), sporadiquement olivine.	Augite, labrador (An. 58%), analcime, anorthoclase, sporadiquement amphiboles et biotite.
Téphrite fonolitique à analcime	Augite, labrador (An. 56%), biotite, kataforite, sporadiquement olivine	Augite, labrador andésinique (An. 48-52%), anorthoclase, sanidine, biotite, sporadiquement analcime.

Les plus importantes variations minéralogiques apparaissent pendant la phase de cristallisation intratellurique; le faciès leucitique présente de manière prédominante l'association pyroxène-leucite; le faciès téphritique est caractérisé par l'association pyroxène-plagioclase.

La masse fondamentale est formée de pyroxènes, de feldspaths alcalins et alcalicalciques et de feldspathoïdes.

La minéralogénèse des zéolites, présente dans quelques lithotypes, se rattache à des conditions pneumatolithiques tout à fait particulières.

De manière subordonnée apparaissent: l'oxyhornblende, la biotite et l'olivine.

Les minéraux accessoires sont: la magnétite et l'apatite.

Le tableau 2 présente la composition chimique moyenne de quatre types de roches qui constituent les produits volcaniques de la région. On remarque de faibles variations de: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO et des distinctions notables de la teneur en alcalis. Cette dernière remarque est parfaitement confirmée par l'étude microscopique qui établit les différences entre les pétrotypes à partir de la nature du feldspath.

Les distinctions déjà signalées entre la composition chimique des quatre types de roches volcaniques sont illustrées par leur position sur les diagrammes: $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ (fig. 2a) et $\text{FeO tot} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ (fig. 2b). Il y a lieu de remarquer que les téphrites fonolitiques à analcime se placent au voisinage de la ligne $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ et que

toutes les roches se placent dans le domaine du CaO (fig. 2a). Dans le domaine du FeO tot - Na₂O + K₂O - MgO (fig. 2b) toutes les roches se placent à la partie centrale, les leucitites téphritiques manifestant une faible tendance de se situer vers le domaine des alcalis.

TABLEAU 3
Composition chimique

Composants	Leucitite téphritique (moyenne 23 analyses)	Téphrite leucititique (moyenne 5 analyses)	Téphrite à analcime (moyenne 6 analyses)	Téphrite fonolitique (moyenne 2 analyses)
SiO ₂	47,62	48,17	48,09	50,95
TiO ₂	0,76	0,80	0,84	0,82
Al ₂ O ₃	15,77	14,84	14,96	17,68
Fe ₂ O ₃	3,23	2,03	3,14	4,25
CaO	3,86	5,73	5,09	3,47
MnO	0,14	0,15	0,16	0,15
MgO	6,36	8,04	7,61	3,84
Na ₂ O	10,99	12,56	12,89	9,29
K ₂ O	2,18	2,68	3,57	4,47
P ₂ O ₅	6,76	3,15	0,63	1,76
H ₂ O	0,44	0,24	0,31	0,30
H ₂ O	1,15	0,71	2,08	1,92
H ₂ O	0,49	0,29	0,48	0,75
	99,75	99,69	99,85	99,65

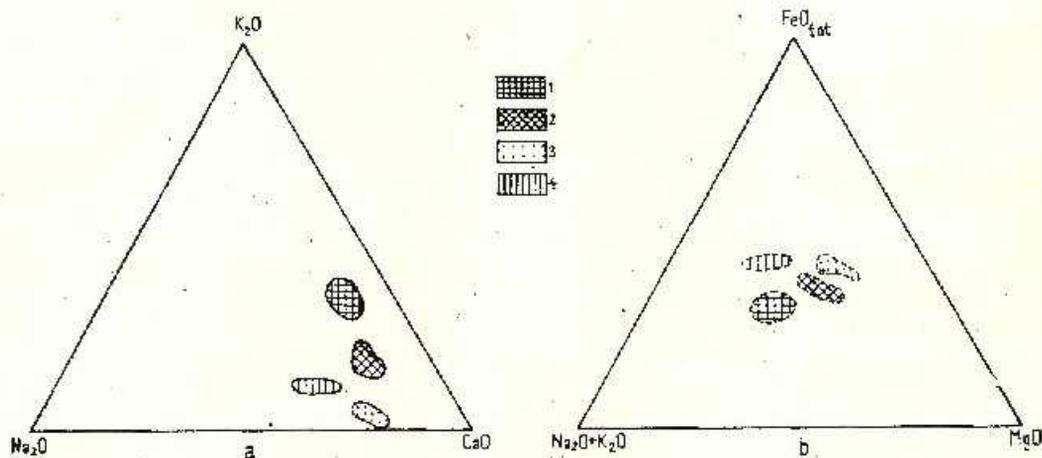


Fig. 2. — Position des domaines des roches volcaniques sur les diagrammes K₂O - Na₂O - CaO (a) et Fe tot - Na₂O - K₂O - MgO (b).

1, Leucitites téphritiques; 2, téphrites leucititiques; 3, téphrites à analcime; 4, téphrites phonolitiques à analcime.

4. Description des formations

Lithologie générale. Nous avons abordé l'étude des formations volcanoclastiques du cours moyen de la vallée Latina par des recherches en terrain effectuées entre les localités de Ceccano — Selva Piana — Patrica — Giuliano di Roma (ouest de la subprovince volcanique, fig. 3) en vue d'établir les lithotypes et leur succession et d'effectuer des corrélations en sens vertical et horizontal.

Les études pétrographiques et chimiques ont conduit à établir les pétrotypes qui participent à la constitution des volcanoclastites, alors que

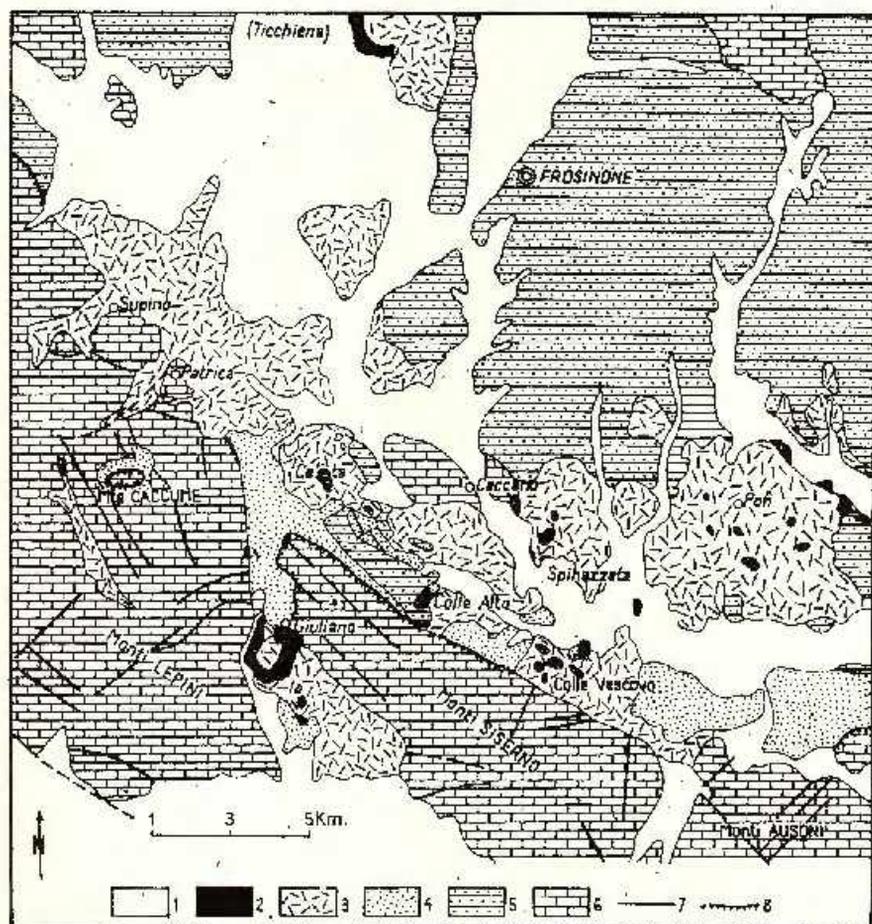


Fig. 3. - Aire volcanique quaternaire „Media Valle Latina”.

- 1, Dépôts récents et actuels, fluviaux ou fluvio-lacustres; 2, laves et dykes; 3, formations volcanoclastiques; 4, complexe sicilide; 5, complexe Ex post-orogène; 6, complexe Panormide; 7, failles; 8, chevauchement.

l'étude granulométrique a conduit à préciser le type de pyroclastite ou d'épiclastite.

La nomenclature utilisée pour les roches pyroclastiques et épicias-tiques est celle proposée par Peltz (1969, 1971). On remarque la variété des types de roches, la complexité de leur succession et leur appartenance aux faciès : subaérien et subaquatique du voisinage du centre d'éruption, ou d'une zone plus éloignée.

Il y a toutefois, dans cette diversité, quelques secteurs avec des caractères communs en ce qui concerne les lithotypes, leur association et faciès, fait qui trahit une certaine manière de déploiement des processus volcaniques et certaines conditions d'accumulation de leur produits. En conséquence on a pu séparer plusieurs formations comportant chacune plusieurs membres. Par exemple la totalité des volcanoclastites d'un secteur constitue une suite volcano-sédimentaire et séparément une ou plusieurs suites pyroclastiques. Toutes ces suites ont été englobées dans une formation, chaque suite représentant l'un de ses membres.

On a nommé la formation ou ses différents membres d'après les localités où ils présentent la constitution la plus complexe et la plus caractéristique, et non pas d'après le centre d'éruption, qui dans la plupart des cas n'est que présumé.

Le nom de la formation et de ses membres affectés du symbole respectif, le caractère pyroclastiques ou volcano-sédimentaire sont présentés dans le tableau 3.

TABLEAU 3

Noms et symboles

Formation	Membre	Symbole
Spinazzeta	Colle Ceci (p)	sp 1
	Colle Spinazzeta (v-s)	sp 2
	Colle della Guardia (v-s)	sp 3
	Colle Vento (v-s)	sp 4
Boschetto	Boschetto (p)	bo 1
	San Arcangelo (p)	bo 2
	Castellone (p)	bo 3
	Folgara (p)	bo 4
Badia	Badia (p)	ba 1
	Piedimonte (p)	ba 2
Patrica	Patrica (p)	pa 1
	Tufo (p)	pa 2
	Supino (v-s)	pa 3
Giuliano di Roma	Giuliano (v-s)	gi 1
	San Stefano (p)	gi 2

p, pyroclastique; v s, volcano sédimentaire



La formation de Spinazzeta (sp) est située à l'extrémité orientale du territoire, à l'est-sud est de Ceccano. Elle est constituée, de manière prédominante, par quelques suites volcano-sédimentaires. Les laves n'apparaissent que dans la partie occidentale de la formation (fig. 3).

La formation de Boschetto (bo) occupe la partie centrale de la région, et s'étend en direction NW-SE, entre Celleta et Colle Alto (fig. 3). Elle est constituée de manière prédominante par des pyroclastites. Les laves apparaissent dans l'extrémité septentrionale de la formation (zone des carrières de Celleta).

La formation de Badia (ba) se développe, elle aussi, en direction NW-SE, dans la partie méridionale de la région, limitée à l'est et au sud par les massifs calcaires mésozoïques de Monte Siscerno et des Monts Ausoni (fig. 3).

C'est la formation la moins étendue. Elle est constituée de manière prédominante par des pyroclastites.

La formation de Patrica (pa) occupe le coin de NW de la région entre les localités de Patrica et Supino (fig. 3). Ses produits y couvrent la plus large surface. Elle est constituée de pyroclastites et de quelques suites volcano-sédimentaires.

La formation de Giuliano di Roma (gi) est située à l'extrémité de SW de la région, entre les massifs calcaires de Siscerno, à l'ER, et celui de Lepini, à l'PW (fig. 3). Contrairement aux autres formations susmentionnées on n'y remarque pas la prédominance des suites volcano-sédimentaires ou des pyroclastites. À la constitution de ces formations participent, selon toute vraisemblance, en une égale mesure les suites : volcanosédimentaires, les pyroclastites, les scories et les laves (dans l'extrémité orientale).

Les colonnes lithologiques de la planche annexée révèlent quelques associations plus caractéristiques de roches ou de suites de roches.

Il y a lieu de remarquer que les suites volcano-sédimentaires sont plus développées vers la périphérie de la région. Dans la partie centrale les formations se caractérisent par la prédominance des pyroclastites.

Dans la région, les seuls affleurements montrant des produits de l'explosion initiale se trouvent à Patrica. Ces produits sont représentés par des mégabrèches à blocs gros parfois de l'ordre des mètres, des calcaires et des dolomies mésozoïques. Toujours à Patrica, il y a quelques affleurements qui dévoilent toute l'histoire d'un volcan explosif, exprimée par la succession progressive, notamment : mégabrèches mixtes (en base), microbrèches mixtes, tufs, scories, cendres et cristaux (à la partie supérieure). Le tableau 4 contient des exemples de la lithologie des membres des différentes formations.

Corrélations. En lignes générales les membres des différentes formations sont corrélables entre eux, soit par secteurs soit dans l'ensemble de l'aire de développement. Notamment, aux tufs mixtes de type „piperno“ du membre Patrica correspondent les tufs type „piperno“ du membre Badia (fig. 4).

TABLEAU 4

Exemple de la lithologie des membres

Membre, symbole	Épaisseur en m	Description
Colle Ceci sp 1	2,5	tuf fin sombre, poreux; tuf grossier sombre à lapillis; brèche pyroclastique à fragments gros de l'ordre des centimètres, liant cinéritique en proportion réduite.
Colle della Guardia sp 3	33	microconglomérat sableux à intercalations minces de (1-2 cm); siltites; microbrèche pyroclastique mixte; tuf grossier mixte; tuf fin, tufs fins en alternance avec des tufs grossiers; scories.
Colle Vente sp 4	3,4	cendre à scories; grès sableux à lamination entrecroisée, grès à lentilles argileuses; cendre à scories; cendre; argile, scories.
Boschetto bo 1	3	tuf grossier; ponces; cendre à ponces; cendre à ponces et scories; tuf argilisé.
Badia ba 1	9,5	tuf soudé, tuf grossier mixte, microbrèche mixte à liant de tuf soudé.
Patrica pa 1	4,2	tuf fin, tuf soudé, scories, lapilli, cristaux analcimisés, brèche pyroclastique mixte (fragments de calcaires).
Giuliano di Roma gi 1	6,3	gravier à éléments de leucitites et téphrites; sable, siltite sableux; siltite; graviers à éléments de leucitites, téphrites et à niveaux centimétriques de scories; leucitite, téphrite, téphrite fonolitique, lave.

Les formations de Spinazzeta et de Giuliano di Roma sont corrélables grâce à quelques suites volcano-sédimentaires qui définissent certains membres (tableau 3 et 4). Ces corrélations révèlent la présence de quelques caractères communs dans la manière dont s'est manifesté le volcanisme, autant que dans la manière dont les produits émis se sont accumulés.

Au cours du stade préliminaire des recherches volcanologiques, dans la région on n'a pas pu faire des corrélations entre les formations volcano-clastiques de la partie occidentale de la subprovince d'Ernici et les formations volcanoclastiques de la subprovince septentrionale.

Probleme des centres d'éruption. À l'occasion des recherches géologiques effectuées dans la région, Angelucci (1967) a décrit les centres d'éruption sûrs et présumés, tout en traçant les principaux alignements tectoniques. La corroboration des données obtenues par Angelucci avec celles obtenues par nous-même, nous a conduit à quelques renseignements volcanologiques plus clairs, capables de nous permettre de localiser les cheminées volcaniques.

On remarque également qu'il y a des secteurs, par exemple Patrica, où la disposition des pyroclastites dans le cadre des formations sédimentaires mésozoïques dénote une activité explosive dispersée le long d'une faille.

Il y a d'autres secteurs, par exemple à Boschetto ou à Spinazzeta où, selon toute vraisemblance, la disposition des laves et des niveaux de scories indique la présence de plusieurs cheminées volcaniques en dessous des volcanites qui affleurent.

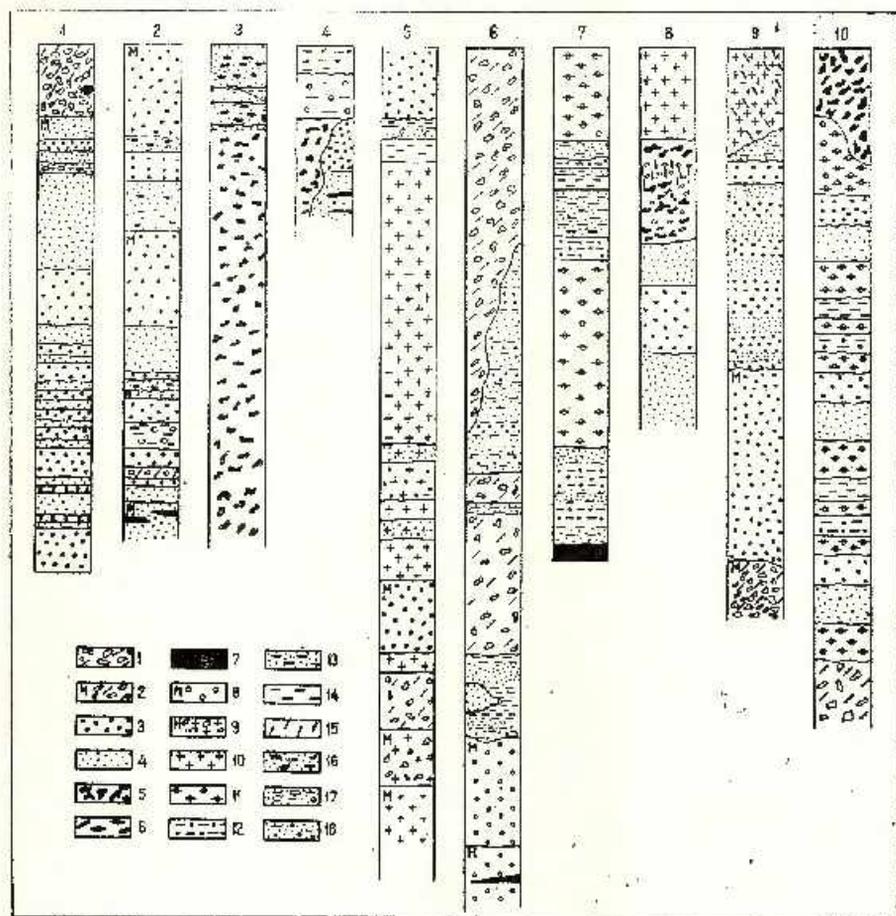


Fig. 4. — Colonnes lithologiques dans les formations volcanoclastiques de Media Valle Latina. 1, Colle Ceci; 2, Colle de la Guardia; 3, Colle Vento; 4, Colle Sottile; 5, Boschetto; 6, Colle Spinazzeta; 7, Celeta; 8, Patrica; 9, Tufo; 10, Giuliano di Roma.

1, brèche, microbrèche pyroclastique; 2, brèche, microbrèche pyroclastique mixte; 3, tuf grossier; 4, tuf fin; 5, scories; 6, lapilli; 7, lave; 8, agglomérat mixte; 9, microbrèche soudée mixte; 10, tuf soudé; 11, grès friable; 12, grès; 13, sable (cendre + lapilli + lithoclastes, remaniés); 14, argile; 15, zéolitisations; 16, tuf lapillique; 17, conglomérat sableux; 18, grès sableux.

Par des recherches gravimétriques et magnétométriques détaillées on pourrait parvenir à élucider ce problème.

5. Conclusions

Dans la région de Ceccano—Supino—Giuliano di Roma (cours moyen de la vallée Latina) au cours du Quaternaire s'est déroulée une activité volcanique prédominante explosive.

L'étude préliminaire des produits de cette activité met en évidence la variété des types de roches, de leurs faciès, autant qu'une complexité de leur succession. On y distingue des pyroclastites et des épicias-tites grossières et fines à fragments de : leucite téphritique, téphrite leucitique, téphrite à analcime, téphrite fonolitique à analcime.

À partir des caractères communs en ce qui concerne les lithotypes, leur association et leur faciès, on a séparé les formations volcanoclastiques suivantes : a) Spinazzeta constituée de manière prédominante de quelques suites volcano-sédimentaires ; b) Boschetto et c) Badia constituées de manière prédominante de pyroclastites ; d) Patrica et e) Giuliano di Roma constituées de pyroclastites et quelques suites volcano-sédimentaires.

La présence des suites volcano-sédimentaires du dans différents secteurs de l'aire volcanique dénote l'existence, au cours du déploiement du volcanisme, de quelques moments d'assoupissement (2—4 moments principaux). Les membres des différentes formations sont corrélables par secteurs ou dans l'ensemble de l'aire investiguée, fait qui trahit les caractères communs des phénomènes d'éruption autant que de la manière dont les produits émis se sont accumulés.

Le faciès des pyroclastites (du voisinage du centre d'éruption ou des zones plus éloignées) dénote soit une activité explosive dispersée le long de quelques failles, soit une activité de type central avec de nombreux petits appareils volcaniques.

BIBLIOGRAPHIE

- Accordi B. (1968a) La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese *Geol. Rom.* 5, p. 355—406. Roma.
- Angelucci A., Sirna G. (1967) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:1000.000. Fogli 159 (Frosinone) e 160 (Cassino) 2 edizione, Serv. Geol. D'Italia, Roma.
- Devoto G., La Monica G. B., Praturion A., Sirna G., Zuffanti (1967) Il Neogene nell'Appennino laziale-abruzzese. *IV Congr. dell'Neogene mediterraneo* (Bologna, 19—20 Settembre 1967). 30 Bologna.
- Angelucci A., Devoto G., Farinacci A. (1963) Le „Argille Caotiche“ di Colle Cavallaro a Est di Castro dei Volsci (Frosinone). *Geol. Rom.*, II, p. 305—329. Roma.



- (1966 a) La serie miocenica della Media Valle Latina (Frosinone). *Geol. Rom.* 5, p. 425 — 452. Roma.
- (1966 b) Rapporti tra tettonica pleistocenica e vulcanismo minore intrappenninico nel Lazio centro-meridionale. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania*. Ser. VI, XVII(1). Catania.
- Devoto G. (1966 c) Geologia del M. te Caccume (Frosinone). *Geol. Rom.* 5, 177 — 196. Roma.
- Negrilli G. C. (1966 d) Una serie nelle vulcaniti pleistoceniche discordanti sul Miocene medio-superiore presso Pofi (Lazio meridionale). *Geol. Rom.* 2, p. 41 — 58. Roma.
- Brozzi P., Civitelli G., Morbidelli L., Traversa G. (1974) Il vulcanismo pleistocenico della Media Valle Latina (Lazio). Studio petrografico e geologico dei principali affioramenti lavici. *Geol. Rom.* 13.30. Roma.
- Branco W. (1877 a) Die Vulkanee des Herrikerlandes bei Frosinone in Mittel-... *Monatsh. Naturh. Ver. Stuttgart*. Jahrg. 1877 p. 561 — 589. Stuttgart.
- (1877 b) I vulcani degli Ernici nella Valle del Sacco. *Mem. R. Acc. Lincei*. Ser. 3.17. Roma
- Carboni F., Praturlon A., Sirna G. (1971) The Cenomanian shelledge facies of Rocca di Cave (Prenestin Mts., Latium). *Geol. Rom.* 10, p. 131 — 198. Roma.
- Colacicchi R. (1967) Geologia della Marsica orientale. *Geol. Roma*. 6, 189 — 316. Roma.
- Cumin G. (1919) Su di una nuova corrente lavica nei vulcani degli Ernici (Lazio). *Boll. Soc. Geol. It.* 38 p. 43 — 47. Roma.
- Ogniben L. (1973) Modello strutturale d'Italia: carta geologica alla scala 1:1.000.000. C. N. R. Roma.
- Peltz S. (1969) Studii petrografice al parții de sud-est a munților Călimani. *Inst. geol., St. Teim., Econ.*, ser. I, 4, București.
- (1972) Quelques considérations sur la nomenclature et la classification des pyroclastites. *Bull. Volc.* XXV — 2. Napoli.
- Ponzi G. (1858 a) Sul rinvenimento dei vulcani spenti degli Ernici nella Valle Latina. *Atti Accad. Pont. N. Lincei*. 1857, 11, p. 61 — 62. Roma.
- (1858 b) Osservazioni geologiche sulle provincie di Frosinone e di Velletri. *Comunicazione all'Accademia Pont. N. Lincei*. 1857, 11 p. 170 — 172. Roma.
- Praturlon A. (1968) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:1.000.000 foglio 152 (Sora). Serv., Geol., d'It. Roma.
- Scherillo A. (1937) I proietti dei Vulcani Ernici. *Period. Mineral.* 8, 465 — 485, Roma.
- Spadoni N. (1802) Osservazioni mineralo-vulcaniche fatte in un viaggio per l'antico Lazio. 164. Macerata.
- Speciale I. (1897) Ricerche di chimica mineralogica sulle lave degli Ernici. *Boll. R. Com. Geol. It.* 10. Roma.
- Viola C. (1896 a) La metamorfosi dinamica delle lave leucitiche dei vulcani degli Ernici. *Pro. Verb. Tosc. Sc. Nat. Pisa*.
- (1896 b) Osservazioni geologiche fatte nella Valle del Sacco in provincia di Roma e studio petrografico di alcune rocce. *Boll. R. Com. Geol. d'It.* 27 p. 1 — 35 Roma.
- (1898) Porosità permeabilità e metamorfismo delle rocce in genere, e delle rocce eruttive degli Ernici in specie *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc., Verb.*, 14, p. 15 — 23. Pisa.
- (1899) Mineralogische und petrographische Mitteilungen aus den Herrikerlande (Provinz Rom). *N. Jb. f. Min. Geol. u. Paldont.* 1, p. 93 — 137. Stuttgart.
- (1902) I principali tipi di lave dei vulcani Ernici (Provincia di Roma). *Boll. R. Com. Geol. d'It.* 32, p. 104 — 148. Roma.



- *Moderni P., Grossi M. (1929) F^o 159, Prostrone della Carta Geologica d'Italia al 100.000. R. Com. Geol. d'It. Roma.*
Washington H. S. (1906) The Roman comagmatic region. Carnegie Inst., Washington.

INTREBĂRI ȘI DISCUȚII

G. Istrate. 1. Care sînt aspectele paleogeografice ale regiunii studiate, în Cuaternar? 2. Criteriile de separare a formațiunilor vulcano-sedimentare de cele piroclastice.

S. Peltz. 1. Problemele privitoare la paleogeografia regiunii cercetate în Cuaternar nu au constituit obiectivul cercetărilor noastre. 2. Sînt criteriile de ordin litologic și vulcanologic care conduc la separarea formațiunilor piroclastice de formațiunile constituite dintr-o asociație de piroclastite, epiclastite și depozite terigene.

C. Grujinschi. 1. Care este gradul de porozitate al vulcanitelor? 2. Există o variație de la partea inferioară la cea superioară?

S. Peltz. 1. Se observă o mare variație a gradului porozității vulcanitelor, mai poroase fiind epiclastitele și mai puțin poroase tufurile sudate. 2. În cadrul unui nivel constituit din același tip de vulcanoclastit, nu se observă o variație de la partea inferioară la cea superioară.

C U P R I N S

MINERALOGIE

Pag.

- | | |
|---|-----|
| 1. Berza T., Seghedi Antoneta. Asupra prezenței distenului în complexul amfibolic al seriei de Drăgăsan din bazinul Motruului | 11 |
| 2. Codarcea Venera, Ghenea C. Studii mineralogice asupra unor sedimente cuaternare în Dobrogea de Sud | 21 |
| 3. Gheorghilescu D. Studiul mineralogic și geochimic al formațiunilor de contact termic și metasomatic de la Oravița (Coșovița) | 59 |
| 4. Hirtopeanu I., Udrescu Consanța. Considerații privind distribuția elementelor minore în mineralele Al_2SiO_5 (disten și sillimanit) din Carpații Meridionali | 105 |
| 5. Istrate G. Reacții de colorare selectivă a feldspatilor și analiza modală expeditivă a rocilor vulcanice din masivul Vlădeasa | 115 |
| 6. Seghedi Antoneta. Prezența distenului și staurolitului în formațiunea de Orlița (Dobrogea de NW) | 123 |

PETROLOGIA ROCILOR ERUPTIVE

- | | |
|---|-----|
| 7. Berza T., Seghedi Antoneta. Complexul filonian presilurian din bazinul Motruului (Carpații Meridionali) | 131 |
| 8. Cocirță C. Studiul petrochimic al rocilor porfirogene din bazinul superior al văii Neagra Broștenilor (Carpații Orientali) | 151 |
| 9. Guănescu K., Guănescu Marina, Seghedi I., Popescu C. Contribuții la studiul rocilor banatitice din zona Liubcova-Lăpușnicul Mare (partea vestică a munților Almaș și sud-vestică a munților Semenic) | 169 |
| 10. Istrate G. Formațiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a masivului Vlădeasa (Munții Apuseni) | 191 |

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

- | | |
|---|-----|
| 11. Hirtopeanu I. Metamorfismul de presune coborâtă din munții Mehedinți (pelicul de Bahna) | 217 |
| 12. Huică I., Pieptea Vasilica, Neacșu G. Date noi asupra cloritoidului din formațiunea de Schela (Carpații Meridionali Centrali) | 239 |



SEDIMENTOLOGIE

Pag

- | | |
|--|-----|
| 13. Bulgăreanu V. A. Asupra limnogeologiei unor lacuri pelogene din Bărăganul central: Untureșu, Tătara, Plașcu și Chioabășești (județul Brăila) | 225 |
| 14. Bulgăreanu V. A. Considerații limnogeologice preliminare asupra unui nou lac pelogen: lacul Nebunu (Periprava, Delta Dunării). | 273 |
| 15. Bulgăreanu V. A. Dinamica conținuturilor în fier din apele litorale ale unor lacuri pelogene din Cîmpia Română și Dobrogea | 293 |
| 16. Bulgăreanu V. A. Limnogeologia sectorului central al lacului pelogen Amara (județul Ialomița) | 315 |

ALTE ȚĂRI

- | | |
|--|-----|
| 17. Angelucci A., Brotzu P., Civitelli G., Morbidelli L., Pelliz S., Traversa G. Données préliminaires concernant le volcanisme explosif de „Media Valle-Latina” (province volcanique romaine, Italie) | 343 |
|--|-----|



CONTENU

(RESUMES)

MINÉRALOGIE

Page.

1. Berza T., Seghedi Antoneta. Sur la présence du disthène dans le complexe amphibolique de la série de Drăganu du bassin de Motru 20
2. Godarcea Venera, Ghenea C. Études minéralogiques sur des sédiments quaternaires de la Dobroudja méridionale 56
3. Gheorghitescu D. Étude minéralogique des formations de contact thermique et métasomatique d'Oravița (Coșovița) 38
4. Hirtoșanu I., Udrescu Constanța. Considérations concernant la distribution des éléments mineurs dans les minéraux Al_2SiO_5 (disthène et sillimanite) des Carpates Méridionales 114
5. Istrate G. Réactions de coloration sélective des feldspaths et l'analyse modale rapide des roches volcaniques du Massif de Vlădeasa 121
6. Seghedi Antoneta. Présence du disthène et de la staurolite dans la formation d'Orliga (Dobroudja de NW) 129

PÉTROLOGIE DES ROCHES ÉRUPTIVES

7. Berza T., Seghedi Antoneta. Complexe filonien pré-silurien du bassin de Motru (Carpates Méridionales) 148
8. Cocirtă C. Étude pétrochimique des roches porphyroènes du bassin supérieur de la vallée de Neagra Broștenilor (Carpates Orientales) 166
9. Gunnesh K., Gunnesh Marina, Seghedi I., Popescu C. Beiträge zum Studium der basaltischen Eruptivgesteine im Gebiet von Liubcova — Lăpușnicul Mare (Süd-Banat) 185
10. Istrate G. Formation des rhyolites ignimbritiques de la partie ouest du Massif de Vlădeasa (Monts Apusenii) 214

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

11. Hirtoșanu I. Métamorphisme de basse pression des mouts Mebedinji (lambeau de Balna) 237
12. Huică I., Pieptea Vasilica, Neacșu G. Nouvelles données sur le chloritoïde de la formation de Schela (Carpates Méridionales) 253



SÉDIMENTOLOGIE

Page.

13. Bulgăreanu V. A. Sur la limnologie des lacs pélogènes du Bărăgan central: Unturosu, Tâtaru, Pleşcu et Chioibăseşti (département de Brăila) 270
14. Bulgăreanu V. A. Considérations limnologiques préliminaires sur un nouveau lac pélogène: le lac Nebunu (Periprava, Delta du Danube) 288
15. Bulgăreanu V. A. Dynamique des teneurs en fer des eaux littorales des lacs pélogènes de la Plaine Roumaine et de la Dobroudja 311
16. Bulgăreanu V. A. Limnologie du secteur central du lac pélogène Amara. (département d'Ialomița) 341

AUTRES PAYS

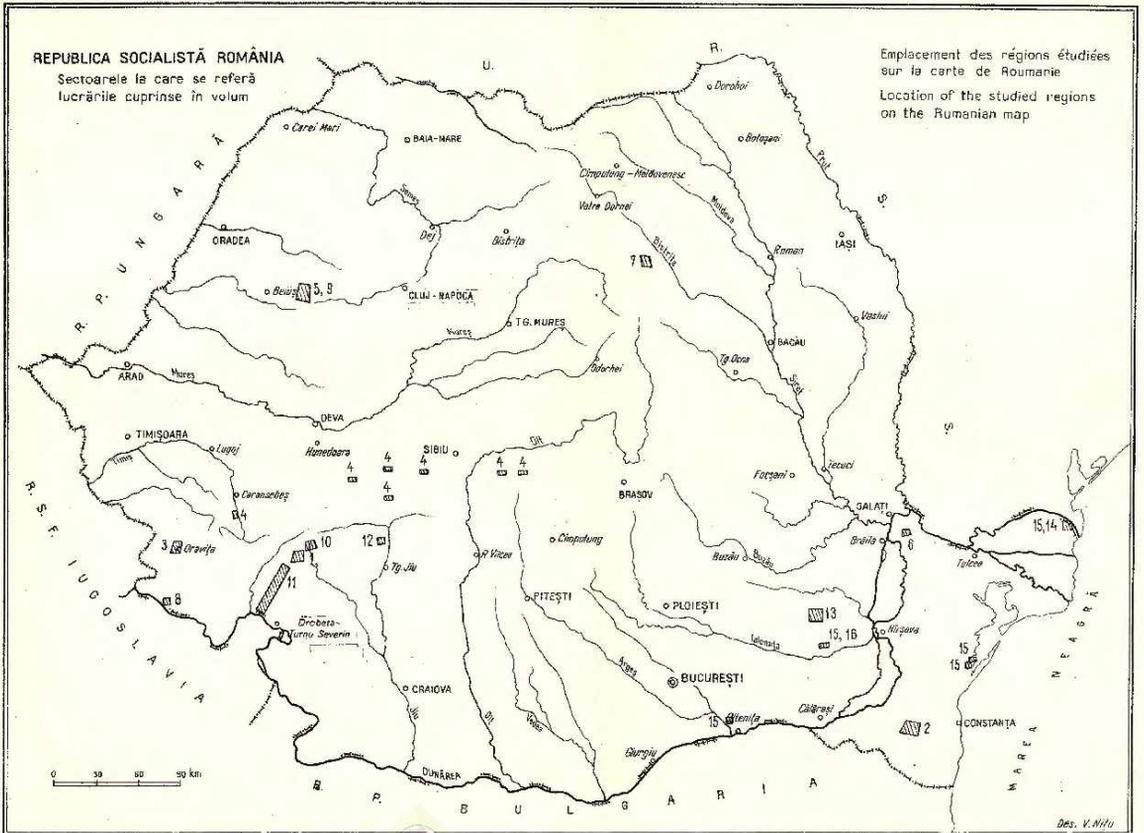
17. Anglucci A., Brotzu P., Civitelli G., Morbidelli L., Peltz S. Traversa G. Preliminary Data Concerning the Explosive Volcanism of the „Media Valle-Latina” (Romanian Volcanic Province, Italy) 343



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



Teimoredactor și corector; OVIDIU RIFAAT
Traducători; VALENTINA OHLUTU, MARIANA SAULEA,
ADRIANA NĂSTASE
Ilustrații; VIRGIL NIȚU

*Dată la cules: martie 1975. Bun de tipar: iulie 1975. Tiraj: 950 ex.
Hârtie scris IA. Formată 70 × 100/55 a. Căli de tipar: 22 3/4 Comanda;
2509. Pentru bibliotecii industriale de clasificare 55 (058).*



c. 2209 - L. P. „Informația” str. Brazoianu
nr. 23 - 25 București - România.



Institutul Geologic al României



Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXI
1973 - 1974

1. MINÉRALOGIE - PETROLOGIE - GÉOCHIMIE

